



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA/ITAIM,  
PRINCIPAL GERADOR DE GÁS DA BACIA DO PARNAÍBA NA REGIÃO DE  
PICOS/PI

THAMARA WELLE RODRIGUES BARBOSA VAN

Recife  
2023

THAMARA WELLE RODRIGUES BARBOSA VAN

CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA/ITAIM,  
PRINCIPAL GERADOR DE GÁS DA BACIA DO PARNAÍBA NA REGIÃO DE  
PICOS/PI

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO  
SUBMETIDO AO CURSO DE  
BACHARELADO EM GEOLOGIA DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DE  
PERNAMBUCO, COMO REQUISITO DA  
DISCIPLINA DE CAMPO-IV, PARA  
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE GEÓLOGO.

Área de concentração: Estratigrafia e Geologia  
do Petróleo.

Orientador (a): Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho

Coorientador (a): Dra. Sonia Maria Oliveira Agostinho da Silva

Recife  
2023

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,  
através do programa de geração automática do SIB/UFPE

Van, Thamara Welle Rodrigues Barbosa .

Caracterização faciológica da Formação Pimenteira/Itaim, principal gerador de gás da Bacia do Parnaíba na região de Picos/PI / Thamara Welle Rodrigues Barbosa Van. - Recife, 2023.

184 p. : il., tab.

Orientador(a): Mario Ferreira de Lima Filho

Coorientador(a): Sonia Maria Oliveira Agostinho da Silva

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Geologia - Bacharelado, 2023.

Inclui referências, anexos.

1. Bacia do Parnaíba. 2. Piauí. 3. Sistema Petrolífero Pimenteira-Cabeças. I. Lima Filho, Mario Ferreira de . (Orientação). II. Silva, Sonia Maria Oliveira Agostinho da . (Coorientação). IV. Título.

550 CDD (22.ed.)

THAMARA WELLE RODRIGUES BARBOSA VAN

CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA/ITAIM,  
PRINCIPAL GERADOR DE GÁS DA BACIA DO PARNAÍBA NA REGIÃO DE  
PICOS/PI

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado  
ao Curso de Bacharelado em Geologia da  
Universidade Federal de Pernambuco, como  
requisito da disciplina de Campo-IV, para  
obtenção do título de Geólogo.

Aprovado em: 30/10/2023

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho (Orientador)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Dra. Sonia Maria Oliveira Agostinho da Silva (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Claus Fallgatter (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Profa. Dra. Zenilda Vieira Batista (Examinador Externo)  
Universidade Federal de Alagoas

## AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho é uma somatória de diversas variáveis pessoais e profissionais. Muita dedicação, ansiedade e persistência para a realização desse sonho. Primeiramente, agradeço a Deus, pois sem Ele toda essa caminhada teria sido impossível ser concretizada. Sou eternamente grata ao incentivo da minha mãe Rilma Rodrigues Barbosa e avó Maria Rodrigues Barbosa, que sempre fizeram o possível e impossível para que pudesse ser quem sou hoje, por sempre me lembrarem de dar um passo de cada vez, e por todas as orações. Estou aqui por vocês! A São José, que sempre me guiou e protegeu, pois nunca estive sozinha. Dedico esse trabalho as minhas tias e primo, que sempre estiveram ao meu lado ao longo da minha vida. Ao meu avô Ivanizio Alves Barbosa (*in memoriam*), meu maior incentivador desde o início da minha vida. Ao meu pai Armando de Carvalho Van e avó Nita, que mesmo distante, se fez presente sempre que precisei. Dedico também ao meu namorado Eduardo Magalhães Souto Maior, por todas as vezes em que não me permitiu desistir, suportou minhas lamentações e esteve ao meu lado em todos os momentos, sendo o mais companheiro e amoroso! Espero que valha a pena todo esforço que fizemos. AMO MUITO TODOS VOCÊS.

Ao professor e amigo Dr. Mario de Lima Filho, muito obrigada por todas as oportunidades oferecidas desde a disciplina de Estratigrafia. Obrigada pelos conselhos, orientações, discussões. Tenho certeza que além de um orientador, ganhei um amigo para toda a vida! À minha coorientadora Dra. Sonia Agostinho que foi uma verdadeira mãe, me orientando, aconselhando, brincando e principalmente por acreditar em mim desde o início desse trabalho, sem nem, ao menos, me conhecer pessoalmente.

Agradeço a todos os integrantes do LAGESE que sempre me ajudaram. Bruno, a pessoa mais gentil que conheço sempre disposto a ajudar. Emmanuel, obrigada pela sua amizade e por sempre estar à disposição para as dúvidas. Carlos, obrigada por sempre estar presente, e por ser meu companheiro de natação. Sarah, a pessoa mais *good vibes* que conheço, obrigada por estar presente no meu último campo deste trabalho e por suas palavras de apoio. Gabriel, obrigada por me ajudar com as análises com o FRX.

Aos meus amigos Felipe, Mariana Paixão, Nayara, Marcelo, João Luíz, Lucas, Anne, Mariana Espindola e Maycon, vocês foram muito importantes nessa caminhada. À Débora, compartilhando angústias e alegrias desde o CPC, amiga...conseguimos!

Ao professor Dr. Claus Fallgatter, obrigada por aceitar o convite de participar dessa banca. À professora Dra. Zenilda Vieira Batista, obrigada pelas palavras de incentivo desde o dia que nos conhecemos, e por aceitar o convite de participar dessa banca. Ao pesquisador visitante José Gedson Fernandes da Silva pelo apoio e ajuda na resolução das dificuldades. Ao meu supervisor de estágio Paulo Pinho e todos os colegas da compesianos, por todas as oportunidades e apoio ao longo de quase 2 anos.

Agradeço ao Programa de Formação de Recursos Humanos UFPE/ANP/FINEP 47.1 pela bolsa concedida e todos os auxílios que foram fundamentais para a execução deste trabalho. Essas instituições foram fundamentais para a minha inserção no mundo acadêmico e por alimentar minha paixão de compreender a Terra, nem que seja um pouquinho.

Bom, todos vocês são as variáveis que puderam me fazer sonhar, estudar e, sobretudo, não desistir durante esses seis anos.

## RESUMO

A Bacia do Parnaíba é caracterizada por uma extensa e complexa história geológica, preenchida por rochas paleozoicas e mesozoicas, que abrange cerca de 3.500 m no depocentro, cortadas por rochas ígneas intrusivas e extrusivas relacionadas a eventos magmáticos. A Bacia Paleozoica do Parnaíba abrange uma área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup> na região Nordeste do Brasil, ocupando parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. A Supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera perfaz quase toda a superfície dessa bacia, mas seus afloramentos dispõem-se principalmente na porção leste, onde estão situados as principais ocorrências fossilíferas registradas para esse período e, também, na porção sudeste do seu território. O evento de inundações ocorrido no referido período na Bacia do Parnaíba iniciou um ciclo transgressivo/regressivo de idades Eoefeliana e Eogivetiana, que compreende toda extensão da Formação Itaim, a porção basal e média da Formação Pimenteira e a base da Formação Cabeças. Este trabalho tem como objetivo realizar o mapeamento geológico na região do município de Picos/PI, promovendo uma análise estratigráfica e faciológica do sistema petrolífero Itaim, Pimenteira e Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba. A Formação Itaim é constituída predominantemente de arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada *hummocky* e tabular, folhelhos e siltitos. A Formação Pimenteira consiste em arenitos finos com estratificação cruzada sigmoidal e tabular, além de folhelhos heterolíticos, siltitos e lentes ferruginosas. O contato com a Formação Itaim é feito a partir de uma superfície de inundação máxima, representada pela passagem do arenito fino com *hummockys* de grande porte para os siltitos amarelados da Formação Pimenteira. O contato com a Formação Cabeças, sobrejacente, ocorre a partir da interdigitação dos arenitos tabulares de granulação média, da Formação Cabeças, com os folhelhos heterolíticos laminados que ocorrem no topo do Membro Passagem. A Formação Cabeças é constituída por pacotes de arenito grosso com estratificação cruzada acanalada, por vezes maciço, com poucas marcas de onda. Para a sucessão do Devoniano Inferior ao Médio da Bacia do Parnaíba, a análise estratigráfica levou ao reconhecimento de dezesseis fácies

sedimentares, individualizadas em seis sequências deposicionais e duas superfícies de inundação máxima. A análise e associação de fácies das formações Jaicós, Itaim, Pimenteira e Cabeças indicam que os sedimentos foram depositados desde um ambiente transicional a partir de canais fluviais de alta energia, com contribuição deltaica, até a plataforma rasa dominada por ondas de tempestades sob variações climáticas que mudavam constantemente a linha de base de ação das ondas.

**Palavras-chave:** Bacia do Parnaíba, Piauí, Sistema Petrolífero Pimenteira-Cabeças.

## **ABSTRACT**

The Parnaíba Basin is characterized by an extensive and complex geological history, filled with Paleozoic and Mesozoic rocks, covering approximately 3,500 m at the depocenter, cut by intrusive and extrusive igneous rocks related to magmatic events. The Paleozoic Parnaíba Basin occupies an area of approximately 600,000 km<sup>2</sup> in the Northeast region of Brazil, occupying part of the states of Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará and Bahia. The Mesodevonian-Eocarboniferous Supersequence covers almost the entire surface of the basin, but its outcrops are mainly located in the eastern portion, where the main fossiliferous occurrences recorded for this period are located, and also in the southeastern portion of its territory. The flood event that occurred in the Parnaíba Basin began with a transgressive/regressive cycle of Eoefelian and Eogivetian ages, which comprises the entire extension of the Itaim Formation, the basal and middle portion of the Pimenteira Formation and the base of the Cabeças Formation. This work aims to carry out geological mapping in the region of the municipality of Picos/PI, aiming to promote a stratigraphic analysis of the Itaim, Pimenteira and Cabeças petroleum system and a discussion of the potential for hydrocarbon generation on the eastern edge of the Parnaíba Basin. The Itaim Formation consists predominantly of fine to very fine sandstones with hummocky and tabular cross-stratification, shales and siltstones. The Pimenteira Formation consists of thin sandstones with sigmoidal and tabular cross-stratification, as well as heterolithic shales, siltstones and ferruginous lenses. Contact with the Itaim Formation is made from a maximum flooding surface, represented by the passage from fine sandstone with large hummockys to the yellowish siltstones of the Pimenteira Formation. Contact with the overlying Cabeças Formation occurs through the interdigitation of the medium-grained tabular sandstones of the Cabeças Formation with the laminated heterolithic shales that occur at the top of the Passagem Member. The Cabeças Formation is made up of packages of thick sandstone with channeled cross-stratification, sometimes massive, with few wave marks. For the Lower to Middle Devonian succession of the Parnaíba Basin, stratigraphic analysis led to the recognition of sixteen sedimentary facies, individualized into six depositional sequences and two maximum flooding surfaces. The analysis

and facies association of the Jaicós, Itaim, Pimenteira and Cabeças formations indicate that the sediments were deposited from a transitional environment from high-energy fluvial channels, with deltaic contribution, to the shallow platform dominated by storm waves under climate variations. which constantly changed the baseline of wave action.

**Keywords:** Bacia do Parnaíba, Piauí, Sistema Petrolífero Pimenteira-Cabeças.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Mapa de Localização da área de estudo .....	21
Figura 2.2 Cronograma da pesquisa.....	21
Figura 2.3 Mapa de Localização dos Pontos Estudados. ....	23
Figura 3.1 Mapa de profundidade do embasamento da Bacia do Parnaíba, modificado de Góes et al. (1990). O mapa mostra a geometria clássica da bacia intracratônica de formato oval e as principais feições regionais que controlam a variação do depocentro e representam os limites da bacia.....	24
Figura 3.2 Mapa tectônico simplificado do norte e centro da América do Sul (modificado de Fuck et al., 2008). Embasamentos ocultos: PNB — Bloco Parnaíba; PPB — Bloco Paranapanema. Províncias tectônicas neoproterozóicas: BB — Borborema; TO — Tocantins; MA – Mantiqueira. Áreas amarelas: Coberturas fanerozóicas. Zonas de cisalhamento: PA — Patos; PE — Pernambuco; SP – Senador Pompeu. ....	27
Figura 3.3 Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Vaz et al. (2007)..	31
Figura 3.4 Mapa de isópacas da Formação Jaicós (Adaptada de Caputo, 1984).....	34
Figura 3.5 Mapa de isópacas do Grupo Canindé (Adaptada de Caputo, 1984).....	36
Figura 3.6 Mapa de isópacas da Formação Itaim (Adaptada de Caputo, 1984).....	38
Figura 3.7 (A) Isólitais dos folhelhos radioativos C e (B) Teores médios de COT (carbono orgânico total) nos folhelhos radioativos C (Rodrigues, 1995). ....	40
Figura 3.8 Mapa de isópacas da Formação Pimenteira (Adaptada de Caputo, 1984).....	42
Figura 3.9 Mapa de isópacas da Formação Cabeças (Adaptada de Caputo, 1984).....	45
Figura 3.10 Esboço tectônico do embasamento da Bacia do Parnaíba compilado a partir de mapas geofísicos (Nunes, 1993) e geológicos (Cordani et al., 1984, 2009a; Vasconcelos et al., 2004) anteriores. Províncias amazônicas: MI - Maroni-Itacaiúnas; CA - Amazônia Central. ....	51

Figura 4.1 Mapa com distribuição dos dados sísmicos e de poços na região dos blocos em oferta na Décima Quinta Rodada de Licitações na Bacia do Parnaíba (ANP, 2017). .....	53
Figura 4.2 Localização da Bacia do Parnaíba, com destaque para os blocos em oferta na Décima Quinta Rodada de Licitações da ANP (ANP, 2017). .....	54
Figura 4.3 Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, modificada de Vaz et al. (2007), demonstrando as características das megasequências deposicionais que compõem o preenchimento sedimentar da bacia e destaca os principais elementos comprovados e potenciais dos sistemas petrolíferos. .	56
Figura 4.4 Carta de eventos do sistema petrolífero Pimenteiras-Cabeças (!). Fernandes (2011). .....	57
Figura 4.5 Bacias sedimentares com mecanismo semelhante de geração de hidrocarbonetos baseado na maturidade orgânico-térmica influenciada por extensas intrusões de soleira (modificado de Eiras & Wanderley Filho 2003; Rodriguez Monreal et al. 2009; Aarnes et al. 2011; Holford et al. 2013). .....	59
Figura 4.6 Seção sísmica 2D regional aleatória e interpretação geológica na Bacia do Parnaíba com as principais formações encontradas em toda a bacia. Miranda (2018). As soleiras de diabásio (em vermelho) ocorrem em múltiplos níveis estratigráficos, criando armadilhas para acumulações de hidrocarbonetos. ....	61
Figura 4.7 Modelos esquemáticos para os sistemas petrolíferos comprovados que ocorrem na bacia e desenhos sísmicos interpretados de descobertas de gás associadas. Miranda (2018). .....	62
Figura 4.8 Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba, mostrando as sequências deposicionais e as distribuições das soleiras nas rochas sedimentares, modificado de ANP (2017). .....	63
Figura 4.9 Seção esquemática geológica com modelo do principal mecanismo de aprisionamento para acumulação comercial. Os principais complexos de soleiras de diabásio criam estruturas que apresentam uma geometria alongada de “tampo de mesa” delimitada por sistemas de falhas regionais conjugados NE/SW e NW/SE e selam os acúmulos de gás nos estratos sedimentares. O poço seco na parte central da seção está	

provavelmente relacionado à ruptura da estrutura, enquanto as duas descobertas de gás vizinhas apresentam integridade de vedação intacta. As soleiras planares mais finas na parte inferior da seção são responsáveis por desencadear a maturação da rocha geradora. Miranda (2018). .....64

Figura 5.1 Seção esquemática plataforma marinha, mostrando ambiente e fácies. ....65

Figura 5.2 Integração de perfil estratigráfico e seção transversal de um delta, mostrando ambientes, fácies e respectivas interpretações dos depósitos (modificado de Scruton, 1960); maior variação pode ocorrer no topo da seqüência, onde baías e canais interdistributários são bem desenvolvidos. ....68

Figura 5.3 Classificação dos tipos de delta, com base na força relativa do rio ou processos marinhos, como a influência das marés e ondas. A) em planta e B) em perfil. (Modificado de Coleman & Wrigth, 1975 e Miall, 1996). ..72

Figura 5.4 Principais tratos de fácies observados em sistemas de deltas fluviais com inundações (modificado de Mutti et al., 2000). .....74

Figura 6.1 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-44, mostrando as fácies identificadas. B) Vista geral do afloramento da Formação Jaicós, do Grupo Serra Grande, mostrando camadas de arenito médio a grosso com estratificação plano paralela (fácies Ap) de médio porte e conglomerados maciços da fácies Cm, marcado pela granodecrescência ascendente, que termina com a presença de um material mais fino da fácies Ap. C) Divisão faciológica e geométrica das estruturas sedimentares encontradas no afloramento TW-44. ....83

Figura 6.2 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-01, mostrando a divisão faciológica e sedimentar. B) Vista geral do afloramento da Formação Itaim do Grupo Canindé, mostrando camadas de arenito com estratificação cruzada hummocky de grande porte (fácies Ach), arenito fino com acamamento wavy-linsen (fácies ASwl), arenito fino com estratificação plano paralela (fácies Alp) de médio porte e superfície de inundação máxima (SIM) que compreende a fácies Fs. ....85

Figura 6.3 Detalhe do afloramento da Formação Itaim do Grupo Canindé. A a D) Camadas de arenito com estratificação cruzada hummocky de grande porte (fácies Ach). E e F) Superfície de inundação máxima (SIM) que

compreende a fácies Fs. G e H) Arenito fino/siltito com acamamento wavy-linsen (fácies ASwl). I e J) Arenito fino com estratificação plano-paralela (fácies Alp) de pequeno porte e estratificação tabular. ....86

Figura 6.4 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-57, mostrando a divisão faciológica e sedimentar. B e C) Vista geral do afloramento da Formação Itaim do Grupo Canindé, mostrando camadas de arenito com estratificação cruzada hummocky de grande porte (fácies Ach), arenito fino com acamamento wavy-linsen (fácies ASwl), e siltito com folhelho interlaminado, que compreende a fácies Fs. ....90

Figura 6.5 A a C) Detalhe da fácies Aswl, caracterizada pela estratificação cruzada plano-paralela, representada pelos arenitos finos. D) Lente de siltitos interlaminados a folhelhos, em menor proporção, exibindo poucas estruturas de retrabalhamento por onda. ....91

Figura 6.6 A a E) Detalhe da fácies Ach, com ênfase na estratificação cruzada hummocky de grande porte. F a H) Detalhe para a fácies Aswl, caracterizada pelo acamamento flaser, com uma maior proporção de areia em relação à argila. ....92

Figura 6.7 - A: Cruziana d' Orbginy (1842); B: Neoskolitos Kegel (1966); C: Planolites isp.; D: Rusophycus Hall (1852). Fonte: Van (2022). ....95

Figura 6.8 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-04, mostrando o perfil estratigráfico e detalhe petrográfico da fácies Ab, com as moscovitas orientadas no sentido de acamamento da fácies. B) Vista geral do afloramento TW-60, mostrando camadas de arenito fino bioturbado (fácies Ab), com ocorrência de icnofósseis, e folhelhos laminados avermelhados (fácies FI), na base. Feição morfológica típica da Formação Pimenteira, colinas de topos afunilados. ....97

.....97

Figura 6.9 A) Bloco de arenito fino bioturbado da fácies Ab. B, C e D) Detalhe para os icnofósseis encontrados; em sua maioria Planolites isp. e Arenicolites isp. ....97

Figura 6.10 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-08, mostrando a divisão faciológica, sedimentar e petrográfica. B e C) Vista geral do afloramento TW-08. .... 100

Figura 6.11 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-06. B) Visão geral do afloramento, de sequência pelítica da Formação Pimenteira (Ponto Posto). .....	102
Figura 6.12 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-09. B) Visão geral do afloramento, formado pela intercalação de folhelhos laminados roxo avermelhados e siltitos amarelados, com arenitos finos a médios com estratificação cruzada paralela e sigmoidal da Formação Pimenteira. ....	104
Figura 6.13 A) Visão geral do afloramento do Membro Passagem da Formação Pimenteira (TW-13). B) Interpretação do afloramento. C a E) Detalhe da sequência do contato do topo do Membro Passagem com a Formação Cabeças. F a H) Detalhe da camada heterolítica da base do afloramento TW-13, Formação Pimenteira. ....	106
Figura 6.14 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do Membro Passagem. B) Lâminas petrográficas.....	107
Fácies Fsm – Siltito Laminado .....	109
Figura 6.15 A e B) Visão geral do afloramento do Membro Passagem da Formação Pimenteira (TW-27) e interpretação do afloramento. ....	111
Figura 6.16 A a F) Detalhe da sequência heterolítica da base do afloramento TW-27, Formação Pimenteira.....	111
Figura 6.17 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-27, Membro Passagem. B) Lâminas petrográficas.....	112
Figura 6.17 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do Membro Passagem. B) Lâminas petrográficas.....	112
Figura 6.18 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do Membro Passagem, afloramento TW-58. B) Visão geral do afloramento. C) Interpretação das fácies do afloramento. ....	114
Figura 6.19 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica. B) Visão geral e interpretação das fácies do afloramento TW-07.....	116
Figura 6.20 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar. B) Visão geral do afloramento e detalhe das fácies do contato entre o Membro Passagem da Formação Pimenteira e a Formação Cabeças (TW-23).....	118

Figura 6.21 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar. B) Visão geral do afloramento e detalhe das fácies do contato entre o Membro Passagem da Formação Pimenteira e a Formação Cabeças (TW-25).....	120
Figura 6.22 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-26. B) Visão geral do afloramento, formado pela intercalação de siltitos amarelos e folhelhos laminados roxo avermelhados, e camadas de arenitos finos a médios maciços da Formação Pimenteira.....	122
Figura 6.23 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-45. B) Visão geral do afloramento, formado pelo contato entre as Formações Itaim e Pimenteira, detalhe para a litologia composta por arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal na base (fácies Asg), siltitos amarelos laminados (fácies Fsm) e arenito fino com estratificação plano paralela no topo (fácies Apt).....	123
Figura 6.24 Visão geral do afloramento TW-53, formado pelo Membro Passagem, detalhe para a litologia composta por arenito fino com estratificação plano paralela e cruzada tabular na base (fácies Apt), folhelhos heterolíticos laminados (fácies Fh) e arenito fino maciço no topo (fácies Am). .....	125
Figura 6.25 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica, sedimentar e petrográfica do afloramento TW-53. ....	125
Figura 6.26 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar. B) Visão geral do afloramento interpretação das fácies, TW-34. .	127
Figura 6.27 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-50. B) Visão geral do afloramento, formado pelo Membro Passagem, detalhe para a litologia composta por folhelhos heterolíticos laminados (fácies Fh), lente centimétrica de arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal de pequeno porte (fácies Asg) e arenito fino arenito fino com estratificação plano paralela e cruzada tabular no topo (fácies Apt). ....	129
Figura 6.28 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar. B) Visão geral do afloramento e detalhe das fácies da Formação Pimenteira (TW-05). ....	131

Figura 6.29 Reconstituição paleobiológica do Mesodevoniano da Bacia do Parnaíba (Santos & Carvalho, 2004).....	133
Figura 6.30 Icnotáxons descritos no afloramento do Membro Passagem. A. Skolithos isp., B. Planolites isp., C. e D. Rusophycus isp., E. Cruziana isp. Fonte: Van (2022).....	134
Figura 6.31 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-14, mostrando a divisão faciológica, sedimentar e petrográfica. B) Vista geral do afloramento TW-14, base da Formação Cabeças. C) Seção delgada da fácies Agt, apresentando as moscovitas dobradas no sentido de acamamento, indicando uma deposição pós-matriz.....	136
Figura 6.32 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-22, mostrando a divisão faciológica e sedimentar. B) Vista geral do afloramento TW-22, Formação Cabeças, um pouco mais a diante, pode-se visualizar o Membro Passagem com níveis de ferro. ....	138
Figura 6.32 A e B) Detalhe para a fácies Agt, composta por camadas tabulares espessas de arenito grosso e lentes centimétricas de arenito fino. .	138
Figura 6.33 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-32, mostrando a divisão faciológica, sedimentar e petrográfica. B) Vista geral do afloramento TW-32, da Formação Cabeças e divisão faciológica, arenito médio com estratificação cruzada sigmoidal (fácies Asg) e arenitos grossos tabulares (fácies Agt) no topo.....	140
Figura 6.34 A e B) Detalhe da fácies Asg. ....	140
Figura 6.35 Perfil estratigráfico do afloramento TW-33, mostrando a divisão faciológico e sedimentar. A) Vista geral do afloramento TW-33, da Formação Cabeças. B) Detalhe para lente conglomerática (fácies Cm), entre as camadas de arenito maciço da fácies Am. C) Detalhe para lentes de folhelhos heterolíticos de colocação vermelha entre as camadas de arenito médio. D) Detalhe para lente de folhelho heterolítico, marcando um aporte de água na camada de arenito; e marcas de onda. ....	142
Figura 6.37 A) Perfil estratigráfico composto do intervalo estudado (formações Itaim, Pimenteira e Cabeças). Sequência A - Formação do Itaim, sequências B a E - (Formação Pimenteira) e sequência F - Formação Cabeças. TST - trato de sistemas transgressivos. TNA - trato de sistemas de alto nível.	

TNB - trato de sistemas de nível baixo. TRF – trato de sistemas de regressão forçada. Sx – seixo; Gr – granulo; MG – areia de grão muito grosso; G – areia de grão grosso; M – areia de grão médio; F- areia de grão fino; MF – areia de grão muito fino; S - silte; A – argila. B) Curva de nível de base. .... 146

Figura 6.38 Posição das seções estudadas do Grupo Canindé. Sequência A - Formação do Itaim, sequências B a E - (Formação Pimenteira) e sequência F - Formação Cabeças..... 152

ANEXO 2 - MAPA GEOLÓGICO. .... 172

ANEXO 3 – PETROGRAFIA DAS SEÇÕES DELGADAS..... 173

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 Revisão bibliográfica das formações Itaim, Pimenteira e Cabeças.....	46
Tabela 2 Caracterização faciológica.....	75
Tabela 3 Informações sobre os icnotáxons encontrados no afloramento do Membro Passagem da Formação Pimenteira. ....	134
Tabela 4 Sucessão de fácies e interpretação do sistema deposicional.	146

# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>19</b>
1.1	APRESENTAÇÃO .....	19
1.2	OBJETIVOS E FINALIDADE .....	19
<b>2</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>20</b>
<b>3</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	<b>24</b>
3.1	ARCABOUÇO TECTONO-SEDIMENTAR .....	24
3.2	EMBASAMENTO DA BACIA DO PARNAÍBA .....	27
3.3	ARCABOUÇO SEDIMENTAR DA BACIA DO PARNAÍBA .....	28
3.3.1	<i>Grupo Serra Grande</i> .....	32
3.3.2	<i>Formação Jaicós</i> .....	33
3.3.3	<i>Grupo Canindé</i> .....	34
3.3.3.1	Formação Itaim .....	37
3.3.3.2	Formação Pimenteira.....	38
3.3.3.2.1	Membro Picos.....	43
3.3.3.3	Formação Cabeças .....	43
3.3.3.3.1	Membro Passagem.....	45
3.3.3.3.2	Membro Oeiras.....	47
3.4	MAGMATISMO NA BACIA DO PARNAÍBA .....	47
3.4.1	<i>Formação Mosquito</i> .....	48
3.4.2	<i>Formação Sardinha</i> .....	48
3.5	TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO .....	49
<b>4</b>	<b>GEOLOGIA DO PETRÓLEO</b>	<b>52</b>
4.1	HISTÓRICO EXPLORATÓRIO.....	52
4.2	SISTEMAS PETROLÍFEROS .....	54
4.2.1	<i>Geração Atípica</i> .....	57
4.2.1.1	Reservatórios Não Convencionais.....	60
<b>5</b>	<b>SISTEMAS DEPOSICIONAIS</b>	<b>65</b>
5.1	PLATAFORMA MARINHA.....	65
5.1.1	<i>Plataformas Marinhas Dominadas Por Tempestades (Boggs, 1995)</i> .....	65
5.2	SISTEMAS DELTÁICOS (SANTOS, 2005) .....	68
<b>6</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	<b>75</b>
6.1	CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E PETROGRÁFICA.....	75
6.1.1	<i>Formação Jaicós</i> .....	81

6.1.2	<i>Formação Itaim</i> .....	84
1.2.1.1	Conteúdo Fossilífero .....	94
6.1.3	<i>Formação Pimenteira</i> .....	96
6.1.3.1.1	Conteúdo Fossilífero.....	100
6.1.3.2	Conteúdo Fossilífero .....	132
6.1.4	<i>Formação Cabeças</i> .....	135
6.2	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E MODELO DEPOSICIONAL.....	144
6.2.1	<i>Sequência A</i> .....	148
6.2.2	<i>Sequência B</i> .....	149
6.2.3	<i>Sequência C</i> .....	149
6.2.4	<i>Sequência D</i> .....	150
6.2.5	<i>Sequência E</i> .....	150
6.2.6	<i>Sequência F</i> .....	151
<b>7</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>153</b>
<b>8</b>	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>155</b>

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação

A Bacia do Parnaíba é uma extensa bacia intracratônica localizada no Nordeste brasileiro, que possui uma complexa história geológica, preenchida principalmente por rochas paleozóicas e mesozoicas, que abrange cerca de 3.500 m no depocentro, cortadas por rochas ígneas relacionadas a eventos magmáticos.

Dentre as bacias intracratônicas brasileiras, talvez seja a menos conhecida, sendo considerada uma bacia de fronteira exploratória, do ponto de vista da geologia do petróleo.

A Formação Pimenteira (Eifeliano-Frasniano), que está inserida no grupo Canindé, corresponde à maior ingressão marinha na Bacia do Parnaíba. Tem sido estudada de maneira descontínua e isolada, em diversos contextos: paleontológicos, sedimentológicos, estratigráficos e hidrológicos. Entretanto, poucos são os estudos aprofundados na geologia da formação, destacando Rodrigues (1995), que enfoca na geoquímica do petróleo em poços de sondagem.

## 1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho foi realizar o mapeamento geológico na região do município de Picos (PI), através de sua análise estratigráfica (análise faciológica e de sistemas deposicionais), utilizando afloramentos na borda leste da bacia do Parnaíba.

Como Objetivo Secundário, este estudo visa promover uma análise estratigráfica do sistema petrolífero Itaim, Pimenteira e Cabeças e uma discussão do potencial para geração de hidrocarbonetos na borda leste da Bacia do Parnaíba.

Tal estudo teve como finalidade colaborar com o conhecimento sobre o potencial petrolífero da bacia, mostrando alternativas ao principal gerador de gás conhecido hoje na bacia.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

O material de trabalho consistiu fundamentalmente de dados coletados nas etapas de campo, além de nove lâminas petrográficas confeccionadas a partir de amostras coletadas nos afloramentos visitados.

A metodologia utilizada consistiu em: caracterização faciológica, análise de lâminas petrográficas, confecção de perfis colunares, confecção de mapas litológicos e análise da bibliografia.

A primeira etapa envolveu o levantamento bibliográfico e a confecção de mapas estratigráficos. Durante o levantamento bibliográfico, buscou-se analisar trabalhos, publicações e teses que poderiam contribuir para melhor entendimento das formações Jaicós, Itaim, Pimenteira e Cabeças.

Na segunda etapa foi realizado o trabalho de campo, na área de estudo (aproximadamente 350 Km<sup>2</sup>) localizada na borda leste da bacia do Parnaíba, incluindo os municípios de Picos e Itainópolis (Figura 2.1). Foram descritos 59 afloramentos (Figura 2.3), de forma a documentar com maior detalhe possível, as variações faciológicas, onde se anotam as litologias, suas texturas (granulometria e seleção), as estruturas sedimentares, os icnofósseis e a icnotrama. Foram também coletadas amostras para análise petrográfica. Para o mapeamento de detalhe, foram obtidas imagens aéreas por um Drone DJI MAVIC 2S, com a finalidade de gerar um fotomosaico de alta resolução e um Modelo Digital de Superfície do contato entre as formações Pimenteira e Cabeças.

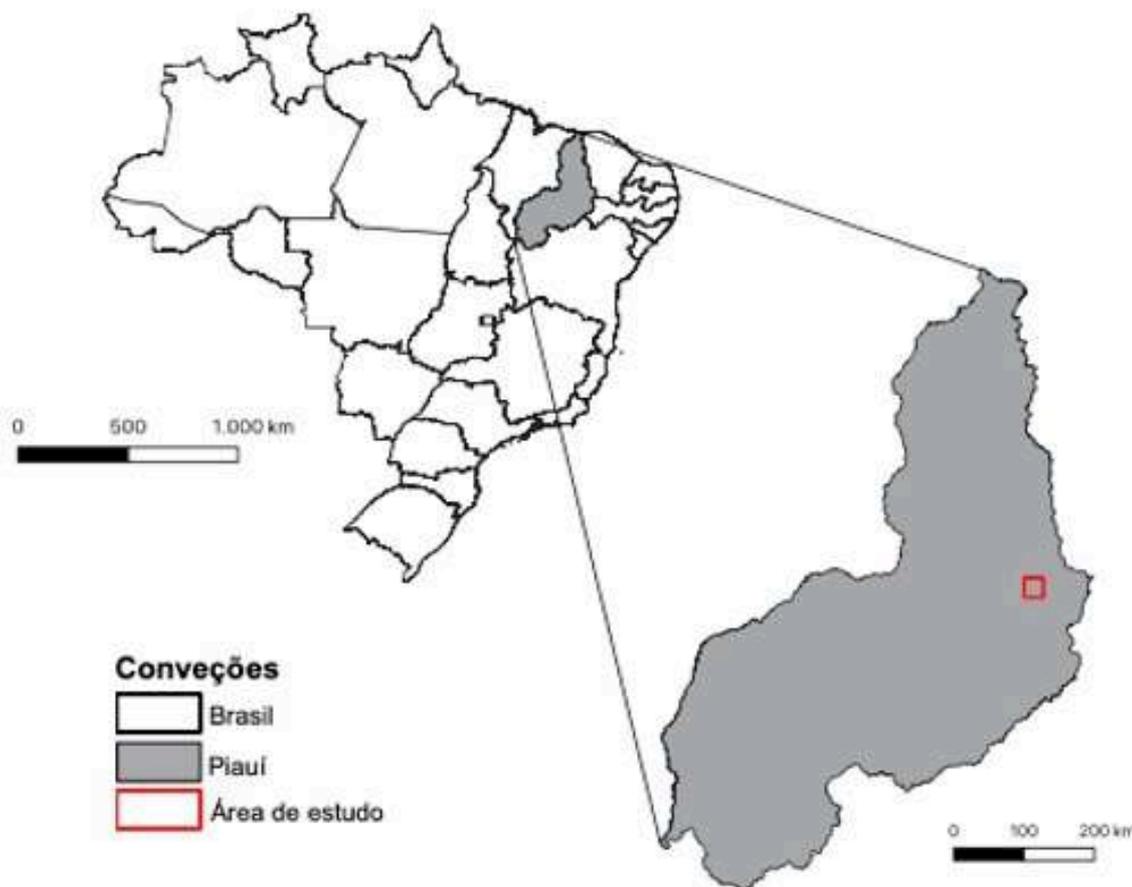


Figura 2.1 Mapa de Localização da área de estudo

Na terceira etapa realizou-se a caracterização das fácies e a análise de lâminas petrográficas, buscando caracterizar a variação de microfácies das rochas amostradas, de forma a ampliar a descrição das fácies, resultando na elaboração do modelo geológico e na confecção do relatório final (Figura 2.2).

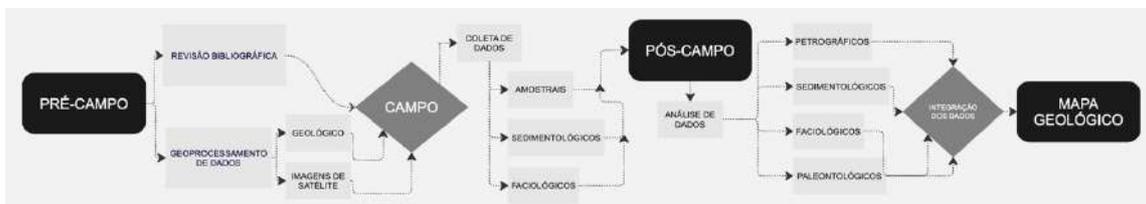
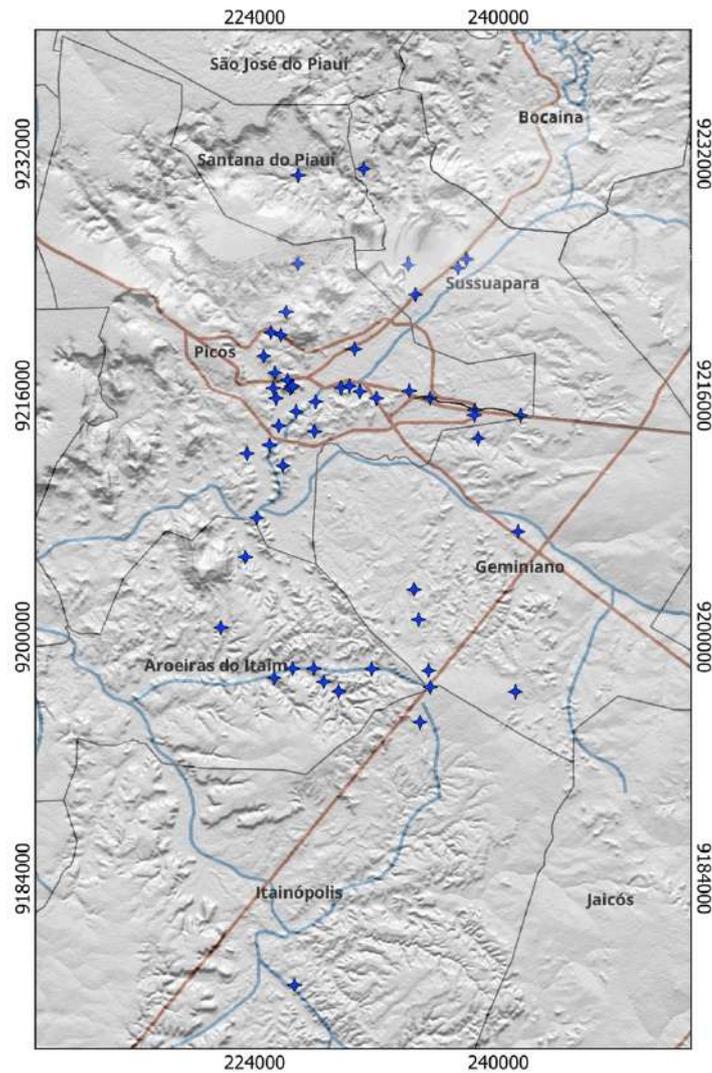


Figura 2.2 Cronograma da pesquisa

A análise de fácies sedimentares é a principal etapa deste trabalho, no qual o objetivo se concentra em interpretar com o maior nível de detalhe os afloramentos estudados, a fim de serem estabelecidos com acurácia os limites

das sequências sedimentares envolvidas. Além disso, verifica-se a ocorrência de estruturas, litologia, assim como, a descrição de litofácies deposicionais. Por meio do conjunto icnofaciológico, pode-se inferir flutuações no nível de base (eventos transgressivos e regressivos) e mesmo reconhecer depósitos marinhos, marginais e continentais (Ribeiro, 2001). O uso da icnologia na montagem do arcabouço das sequências, forneceu as informações icnofaciológicas que permitem o reconhecimento de padrões faciológicos específicos e discordâncias.



### Convenções Cartográficas

-  Pontos
-  Rodovias
-  Drenagens
-  Municípios

**Mapa Geológico da Região de Picos/PI**  
**Datum SIRGAS 2000**  
**Projeção UTM Zona 24S**



Figura 2.3 Mapa de Localização dos Pontos Estudados.

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO

#### 3.1 Arcabouço Tectono-Sedimentar

A Bacia Paleozoica do Parnaíba, anteriormente conhecida como bacia do Maranhão, localiza-se na região Nordeste do Brasil, e ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>. O desenvolvimento da Bacia do Parnaíba situou-se sobre um embasamento continental durante o estágio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana, que também possibilitou o desenvolvimento de outras bacias intracratônicas e bacias menores, dentro e fora do território brasileiro (Almeida, 1969; Almeida & Carneiro, 2000; Almeida & Carneiro, 2004; Vaz *et al.* 2007).

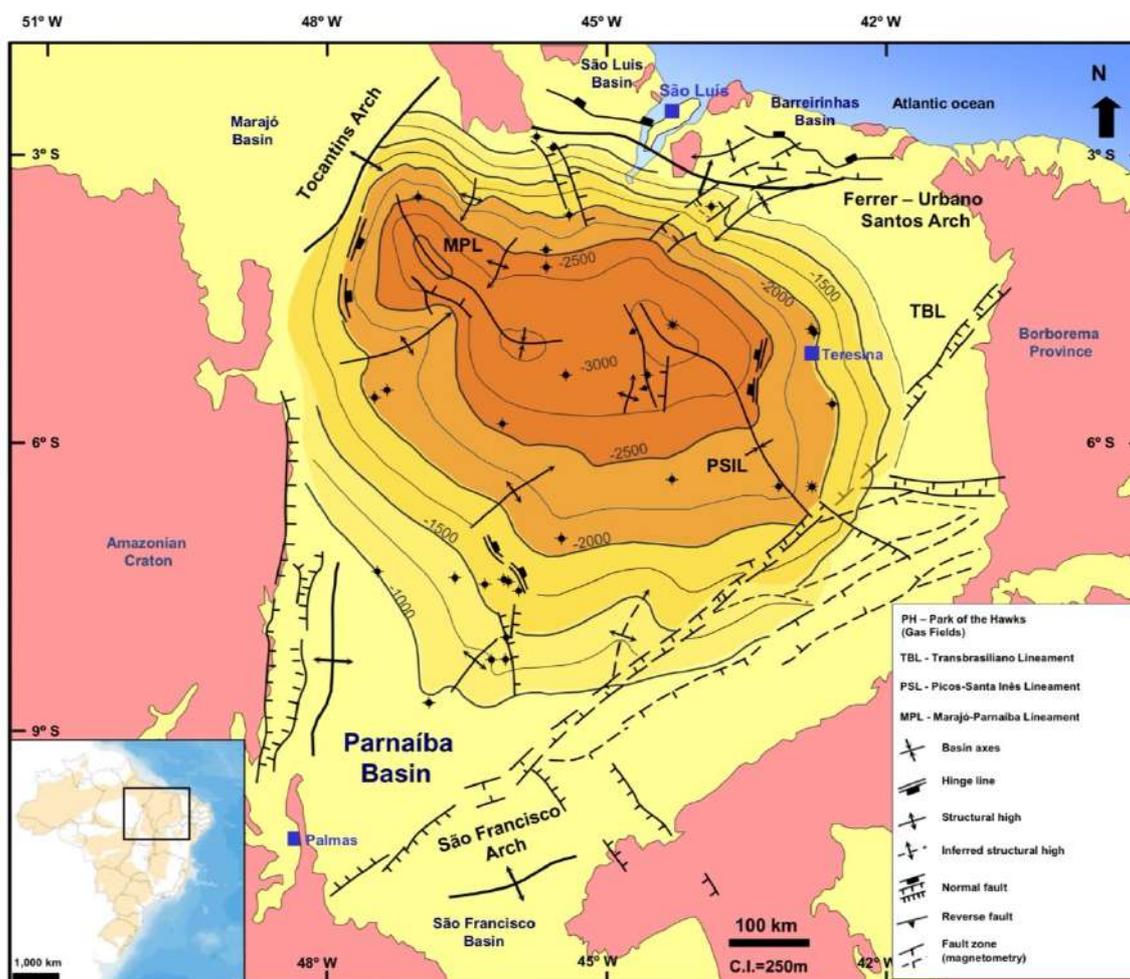


Figura 3.1 Mapa de profundidade do embasamento da Bacia do Parnaíba, modificado de Góes *et al.* (1990). O mapa mostra a geometria clássica da bacia intracratônica de formato oval e as principais feições regionais que controlam a variação do depocentro e representam os limites da bacia.

A compartimentação estrutural é caracterizada pela presença do Arco Ferrer-Urbano Santos, localizado a norte separando a Bacia do Parnaíba, das bacias de São Luís e Barreirinhas; na porção oeste pelo Arco Tocantins que à separaria da Bacia Cretácea do Marajó e do Cráton Amazônico; a sul e sudeste o Arco de São Francisco separa a Bacia do Parnaíba da Bacia do São Francisco (Mesner, 1964; Caputo, 1984; Della Favera, 1990; Rodrigues, 1995; Milani, 1999; Milani, 2000; Bacoccoli, 2001; Soares Júnior *et al.*, 2008; Pereira *et al.*, 2012; Miranda *et al.*, 2018) (Figura 3.1).

O Cráton Amazônico compreende um núcleo Arqueano e cinco províncias tectônicas Proterozóicas (Cordani *et al.* 2009; Santos *et al.*, 2000). A região à leste do Cráton Amazônico abrange a porção Arqueana central e a província Maroni-Iracaiúnas, de idade Paleoproterozóica, que faz contato com a Bacia do Parnaíba. A Província Maroni-Itacaiúnas é composta por unidades metavulcânicas e metassedimentares intercaladas, deformadas por granitoides do Ciclo Transamazônico (2,2 Ga – 2,0 Ga) e metamorfisadas em fácies xisto verde a anfibolito, assim como por terrenos gnáissico-migmatíticos (Cordani *et al.*, 1984; Tassinari e Macambira, 1999). Enquanto a Província Arqueana da Amazônia Central é composta principalmente por terrenos do tipo granito *greenstone belts* gerados no norte da América do Sul durante o Arqueano (Santos *et al.*, 2000; Vásquez *et al.*, 2008).

A Província Neoproterozóica Tocantins foi formada durante a fusão do Gondwana Ocidental, quando os crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema convergiram (Almeida *et al.*, 2000; Trompette, 1994). A Província Tocantins inclui a Faixa Brasília, com orientação N-NE, formando a margem oeste do Cráton São Francisco, e a Faixa Araguaia, com orientação N-S. É composta por ortognaisses e sequências metassedimentares, posteriormente compreende uma espessa pilha de rochas metassedimentares, granitos e unidades de embasamento arqueano e paleoproterozóico (Alvarenga *et al.*, 2000). As tendências gravitacionais e magnéticas sugerem que os cinturões continuam abaixo da bacia (Soares *et al.*, 2006; Ussami e Molina, 1999).

A parte ocidental da Faixa Brasília subjacente às tendências da bacia do Parnaíba é NE-SW; compreende o Maciço de Goiás (terrenos do tipo granito

*greenstone belts* arqueano), ortognaisse paleoproterozóico, sequências metassedimentares dobradas, e o Arco Magmático de Goiás, um terreno de arco juvenil Neoproterozóico (De Castro *et al.*, 2014). Sua formação é caracterizada a partir do encerramento dos oceanos e a colisão entre continentes, que ocorreu a cerca de 600 Ma (D'el-Rey Silva *et al.*, 2011; Pimentel e Fuck, 1992). Enquanto a porção oriental da Faixa Brasília subjacente à bacia do Parnaíba compreende ortognaisse paleoproterozóico, sequências de rifte do embasamento até o Paleoproterozóico tardio e depósitos de margem passiva neoproterozóica (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2000).

Os limites à sudeste da Bacia do Parnaíba recobrem parcialmente os limites entre as províncias Neoproterozóicas do Tocantins e Borborema e o Cráton do São Francisco.

O Cráton São Francisco consiste em suítes de tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG) de idade Arqueana/Paleoproterozóica e terrenos supracrustais de granito *greenstone belts* sobrepostos por cobertura do tipo plataforma do Proterozóico médio a tardio.

A Província Borborema compreende o limite oriental da Bacia do Parnaíba. De acordo com *Van Schmus et al. (1995)*, esta província é um mosaico complexo de cinturões de dobras neoproterozóicos e terrenos tectonoestratigráficos (*inliers*) do embasamento, que são principalmente o resultado de orogenias paleoproterozóicas anteriores, que deformou esta unidade e gerou plutonismo granítico em toda esta província. As tendências estruturais apresentam-se distribuídas por uma importante rede de zonas de cisalhamento (Pernambuco, Patos, Senador Pompeu e Transbrasiliano).

Cordani *et al.* (1984), com base nas polaridades metamórficas nas faixas Araguaia (oeste) e Gurupi (norte), propuseram um núcleo cratônico, denominado Bloco Parnaíba, adjacente à zona de cisalhamento Transbrasiliano (Figura 3.2). Fuck *et al.* (2008) consideram o bloco cratônico, situado mais ao sul do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, como um dos fragmentos descendentes de Rodinia, que é circundado por cinturões acrecionários Neoproterozóicos formados durante a orogenia Brasileira. Com base em dados gravimétricos, Nunes (1993) dividiu o embasamento interno em quatro segmentos crustais, separados por uma série de estruturas tipo graben

com tendência NW-SE, sugerindo que o processo de rifteamento provavelmente afetou o Bloco Parnaíba durante o Proterozoica antes da orogenia Brasiliana.

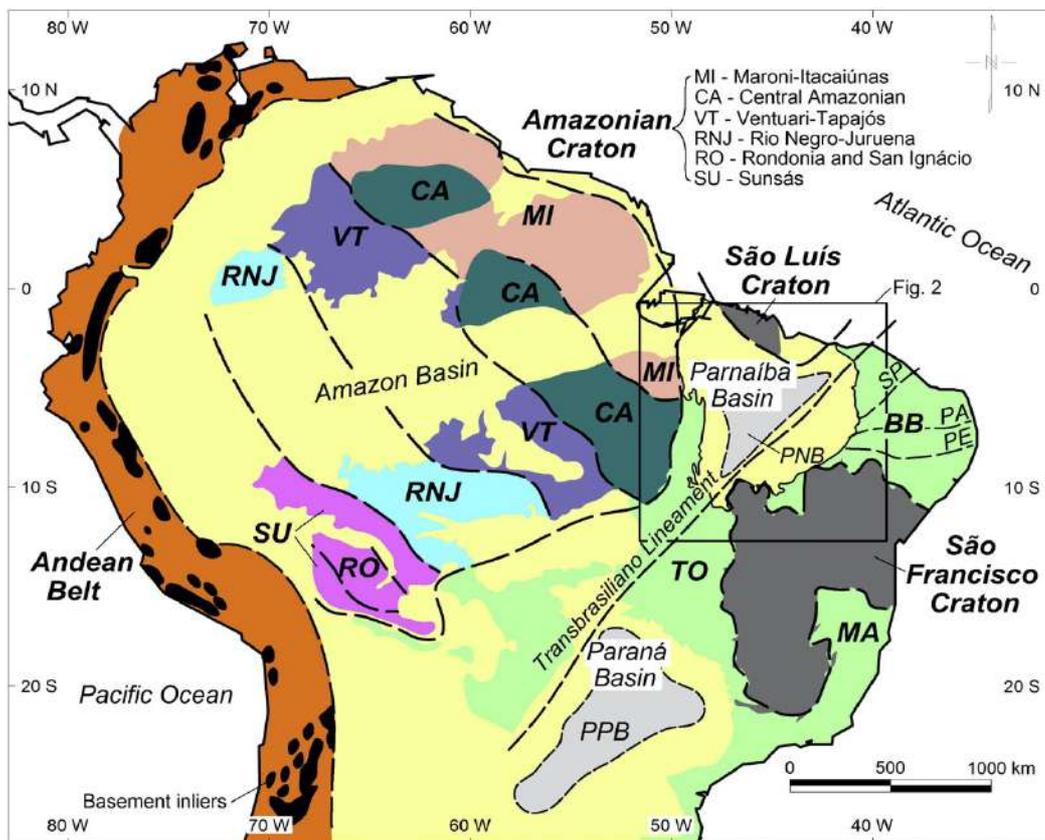


Figura 3.2 Mapa tectônico simplificado do norte e centro da América do Sul (modificado de Fuck et al., 2008). Embasamentos ocultos: PNB — Bloco Parnaíba; PPB — Bloco Paranapanema. Províncias tectônicas neoproterozóicas: BB — Borborema; TO — Tocantins; MA — Mantiqueira. Áreas amarelas: Coberturas fanerozóicas. Zonas de cisalhamento: PA — Patos; PE — Pernambuco; SP — Senador Pompeu.

As mais importantes fraturas e falhas herdadas do embasamento foram relevantes não somente na fase inicial da bacia, mas também em sua evolução, em razão de terem controlado as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero (Franco Neto, 2022). Posteriormente, os depocentros da bacia deslocaram-se para a porção central modificando o padrão de sedimentação, tornando-se concêntrico alterando a fisionomia da bacia para ovalada, típica de uma sinéclise interior (Caputo, 1984; Góes, 1990; Góes, 1992; Milani, 1999; Milani, 2000; Silva et al., 2003; Vaz et al., 2007).

### 3.2 Embasamento da Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba localiza-se sobre um embasamento de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades abrangem um longo intervalo do Arqueano ao Ordoviciano, contudo, possivelmente, há predominância de rochas neoproterozóicas e eopaleozóicas, que correspondem ao tempo de consolidação da Plataforma Sul- Americana (Vaz *et al.*, 2007). O embasamento de rochas metamórficas é anterior ao Mesoproterozóico, localizadas no limite entre as províncias tectônicas da Borborema, Amazonas, Tocantins e São Francisco.

A Formação Riachão (Kegel, 1956 *apud* Góes & Feijó, 1994) consiste de arenitos líticos e arcoseanos, siltitos, folhelhos vermelhos e ignimbritos, correspondendo a depósitos molássicos. A Formação Mirador (Rodrigues, 1967 *apud* Góes & Feijó, 1994), amostrada em um único poço da Petrobrás, constiu-se de arenitos, folhelhos e siltitos esverdeados.

### **3.3 Arcabouço Sedimentar da Bacia do Parnaíba**

O registro sedimentar da Bacia do Parnaíba apresenta-se com espessura máxima de 3.500 m, compreendendo rochas siliciclásticas, calcários, anidritas, sílex, além de diabásio e basalto de idade jurocretácea (Vaz *et al.*, 2007).

Consequente ao Siluriano, conforme abordado por Caputo (1984), o preenchimento desta bacia ocorreu por meio de cinco sequências deposicionais, depositadas desde o Siluriano ao Cretáceo iniciando com o Grupo Serra Grande, tendo a sequência Devoniana correspondente ao Grupo Canindé, a sequência Carbonífero-Triássica demarcada pelo Grupo Balsas, a sequência Jurássica sendo correspondida pelo Grupo Mearim, e no encerramento do ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba, no período Cretáceo superior, há as formações Grajaú, Codó e Itapecuru (Figura 3.3). Esses grupos tiveram o seu desenvolvimento tectônico e sedimentar associados à subsidência do embasamento da bacia dentro do contexto evolutivo do paleocontinente Gondwana.

A sedimentação é sobretudo siliciclástica, com presença de calcários, anidritas, sílex, diabásio e também basaltos, todos estes remanescentes de

regimes magmáticos ocorridos no Neotriássico/Eocretáceo (Góes & Feijó, 1994).

Góes & Feijó (1994) redefiniu a bacia em sequências deposicionais, sendo elas: Sequência Siluriana, Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, Sequência Neocarbonífera-Eotriássica, Sequência Jurássica e Sequência Cretácea. No contexto da Plataforma Sul-Americana, as três primeiras sequências paleozoicas encontram-se no estágio de estabilização e são delimitadas por discordâncias relacionadas às flutuações dos elevados níveis eustáticos dos mares epicontinentais do Eopaleozoico (Almeira & Carneiro, 2004; Vaz et al., 2007).

Além das sequências deposicionais mencionadas, ocorrem na bacia rochas ígneas básicas na forma de derrames, diques e soleiras que foram individualizadas em duas unidades estratigráficas distintas: magmatismos Mosquito e Sardinha (Aguiar, 1971).

A evolução termo-mecânica da área resultou numa grande depressão Ordoviciano, sobre a qual se depositaram sedimentos flúvio-deltáicos a marinhos rasos do Grupo Serra Grande (Santos, 2007). Segundo Góes *et al.* (1990), o final desta sedimentação reflete os efeitos da orogenia Caledoniana, que causou uma discordância regional. A continuação desses processos termais, associados aos pulsos magmáticos ocorridos desde o final do ciclo Brasileiro, aliados aos flexurais resultou em um aumento na área de sedimentação (Góes et al., 1990). Essa expansão é marcada pela deposição da sequência sedimentar do Grupo Canindé. O término dessa sedimentação é caracterizado por uma expressiva discordância regional associada aos efeitos da Orogenia Eoherciniana ocorrida no Eocarbonífero, também representada na porção central da bacia por falhamentos normais e estruturas ligadas à falhas reversas (Góes et al., 1990).

Acima desta discordância regional, a sedimentação recomeça durante o Neocarbonífero, com progressiva desertificação e deslocamento de depocentros para a parte mais central da bacia (Santos, 2007). Esta fase inicial de continentalização corresponde ao Grupo Balsas. No Jurássico, os efeitos da tectônica extensional entre os continentes sul-americano e africano

provocavam o magmatismo intrusivo e extrusivo, seguido da deposição clástica, do Grupo Mearim: formações Pastos Bons e Corda (Góes et al., 1990).

No Cretáceo, com a efetiva abertura do Atlântico Sul, foram gerados novos depocentros, ao norte denominado Bacia do Grajaú, com sedimentação eólico-lacustre (formações Codó, Grajaú e Itapecurú) que atinge 800m de espessura, e a sul, denominado Bacia Espigão Mestre, com depósitos predominantemente flúvio- eólicos (Grupo Areado e Formação Urucuia) de cerca de 400m de espessura (Gabaglia, 1986).

Young (2003) defende que a litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba seria representada apenas pelos sedimentos paleozoicos que correspondem ao Grupo Serra Grande, Canindé e Balsas. O desenvolvimento tectônico sedimentar desses grupos está relacionado com a subsidência do embasamento da bacia dentro do processo evolutivo do paleocontinente Gondwana (Young, 2003)

Os aspectos tectônicos sedimentares observados após o Grupo Balsas estão diretamente associados ao processo de ruptura do Gondwana, sendo considerados como bacias de evolução distinta da Bacia do Parnaíba, de acordo com o sugerido por Rosseti et al. (2001).

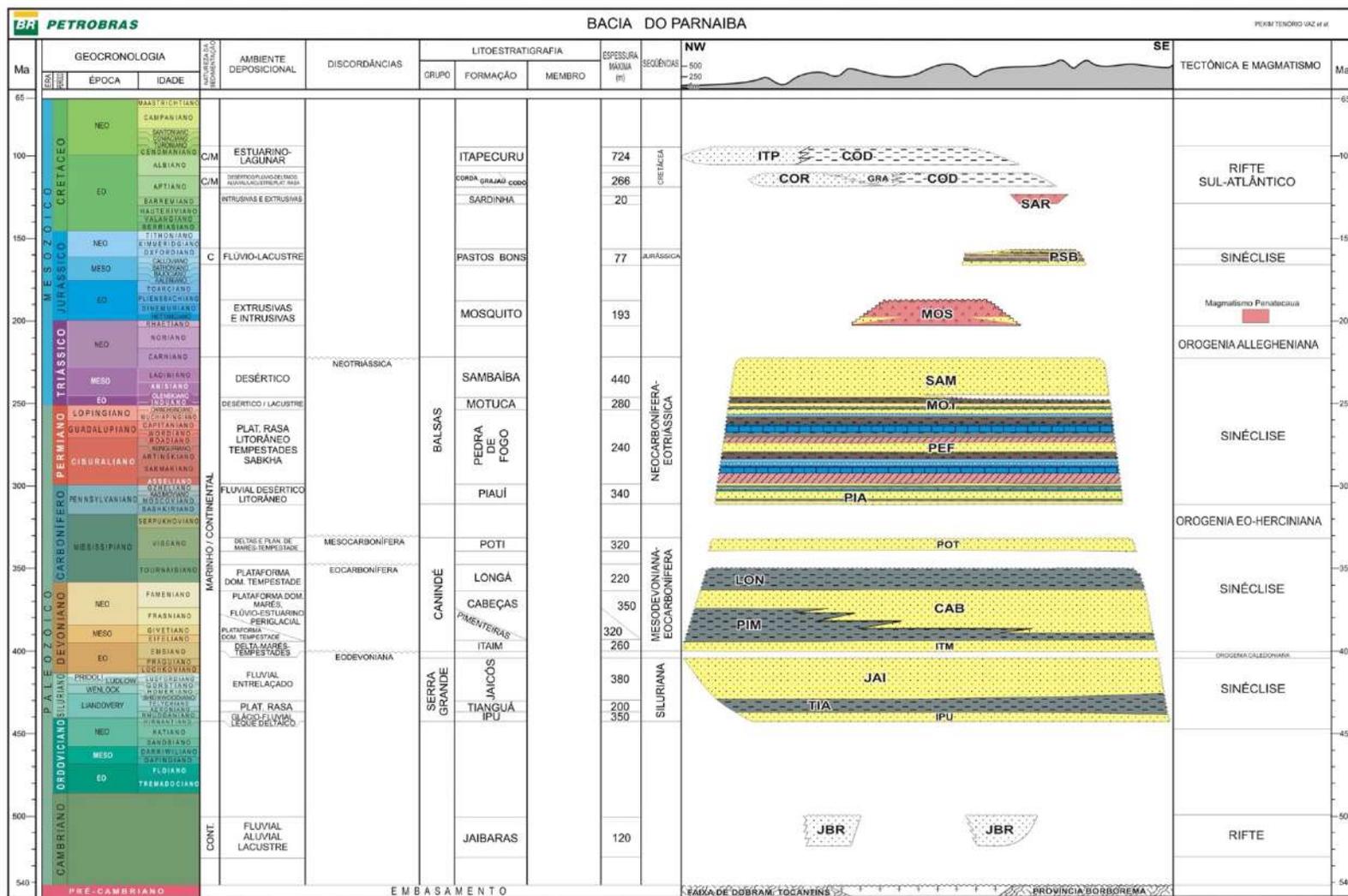


Figura 3.3 Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Vaz et al. (2007).

### 3.3.1 Grupo Serra Grande

O Grupo Serra Grande (*sensu* Góes *et al.*, 1992 *apud* Góes & Feijó, 1994) trata-se da unidade sedimentar mais basal da bacia, e compreende as formações: Ipu, Tianguá e Jaicós. Com os contatos inferior, com o embasamento, e superior, com o Grupo Canindé, em discordância erosiva.

Esta sequência representa a primeira ingressão marinha, e marca o início da sedimentação, além de representar um ciclo transgressivo-regressivo completo (Vaz *et al.*, 2007).

De acordo com Góes & Feijó (1994), os reflexos da Orogenia Caledoniana foram os responsáveis pelo fim da sedimentação, que foi desencadeada pela operação de um megassistema de fraturas, aliada a contração térmica oriunda do término da Orogenia Brasileira.

A Formação Ipu (Campbell, 1949 *apud* Góes & Feijó, 1994) é composta por arenitos médios a grossos e, secundariamente, por siltitos, folhelhos e diamictitos, e foi depositada, entre o final do Ordoviciano e início do Siluriano, em um ambiente fluvial anastomosado com influência periglacial (Caputo & Lima, 1984). Dessa forma, a base da formação foi depositada sob a influência de glaciações durante o Siluriano, no qual vários eventos glaciais foram responsáveis pela deposição de diamictitos continentais e marinhos, nas bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná (Caputo, 1984; Grahn & Caputo, 1992). À vista disto, a formação Ipu representa a transgressão marinha durante o eossiluriano, que está relacionada a fase de degelo.

A Formação Tianguá (Rodrigues, 1967) é composta por folhelho cinza-escuro, bioturdados, sideríticos e carbonático, arenito muito micáceo, fino a médio, feldspáticos, que intercalam siltitos e os folhelhos cinza-escuro. Segundo Caputo & Lima (1984), essa formação foi depositada no início do Siluriano, em um ambiente marinho raso, durante a fase de máxima extensão da transgressão glácio-eustática mundial que se seguiu à fusão de gelo do norte da África, registrando a primeira ingressão marinha na bacia (superfície de inundação máxima). A transgressão marinha máxima do Siluriano da Bacia do Parnaíba ocorreu no Mesolandoveriano, equivalente à idade da Formação Tianguá (Caputo & Lima, 1984).

### 3.3.2 Formação Jaicós

A Formação Jaicós (Plummer, 1948 *apud* Góes & Feijó, 1994) é composta por arenito grossos, conglomerados e eventuais pelitos, depositados por sistemas fluviais entrelaçados, durante o neossiluriano. Nenhum microfóssil foi identificado na Formação Jaicós. Segundo Santos & Carvalho (2009), os microfósseis encontrados nesta formação são indicativos de uma sedimentação ocorrida entre o Siluriano (Lockoviano) e o Devoniano (Emsiano).

A Formação Jaicós apresenta espessura máxima estimada em mais de 500 metros na porção leste da Bacia do Parnaíba, como mostra o mapa de isópacas da Formação Jaicós (Figura 3.4), e corresponde ao intervalo regressivo da sequência Siluriana.

Na área da pesquisa, o topo da Formação Jaicós compreende arenito bem selecionado, gradando de médio a grosso para fino a muito fino, e interlaminados por arenitos finos e siltitos. Os conglomerados, litologia que marca o limite superior com a Formação Itaim, provavelmente, foram depositado na região transicional a partir de canais fluviais de alta energia sugerindo uma contribuição deltaica da Formação Itaim, resultante de flutuações do nível do mar. Mabesoone (1975) interpreta que a ausência de indicadores de um clima quente sugere que a Formação Jaicós foi depositada em condições de clima frio. Sugiro que este trecho seja relocado para o capítulo de resultados, visto que corresponde a uma parte dos seus resultados.



Figura 3.4 Mapa de isópacas da Formação Jaicós (Adaptada de Caputo, 1984).

### 3.3.3 Grupo Canindé

O Grupo Canindé, segundo Caputo (1984), divide-se em cinco formações: Itaim, Pimenteira, Cabeças, Longá e Poti. O contato superior do Grupo Canindé com o Grupo Balsas é discordante erosivo, da mesma forma que o contato inferior com o Grupo Serra Grande, ocasionado por uma regressão mundial, na qual provocou a migração da linha de costa da África do Norte, do sul da Argélia e norte do Marrocos, por mais de 1.000 km, ao mesmo

tempo houve a regressão marinha nas bacias brasileiras (Caputo & Lima, 1984).

A Supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera perfaz quase toda a superfície da bacia, mas seus afloramentos dispõem-se principalmente na porção leste, onde estão situados as principais ocorrências fossilíferas registradas para esse período e também na porção sudeste do seu território (Santos & Carvalho, 2004).

O evento de inundações ocorrido no referido período na Bacia do Parnaíba iniciou com um ciclo transgressivo/regressivo de idades Eoefeliana e Eogivetiana, que compreende toda extensão da Formação Itaim, a porção basal e média da Formação Pimenteira e a base da Formação Cabeças. Enquanto que no Neofrasniano-Eofameniano, nas porções superiores da Formação Pimenteira e da Formação Cabeças ocorre uma nova transgressão.

A retomada da sedimentação no Devoniano é decorrente da carga sedimentar pré-existente, que possibilitou um constante aumento da rigidez flexural, o que acarretou na subsidência e consequente ampliação da bacia (Campelo, 2021). O soerguimento da orogenia eoherciniana marca o fim do processo sedimentar (Santos & Carvalho, 2004).



Figura 3.5 Mapa de isópacas do Grupo Canindé (Adaptada de Caputo, 1984).

No mapa de isópacas do Grupo Canindé (Figura 3.5), é possível identificar toda a Sequência Devoniana (Formações Itaim, Pimenteira, Cabeças, Longá e Poti), e também reconhecer um único depocentro, que é controlado pela direção do Lineamento Transbrasiliano NE-SO, no qual tem as maiores espessuras nas proximidades do município de Floriano.

### 3.3.3.1 Formação Itaim

De acordo com Oliveira & Barros (1976), o membro Itaim (porção inferior da Formação Pimenteira) é composto por arenitos finos, micáceos, de cores creme e amarela, às vezes silificados, com alguns bancos exibindo estratificação cruzada. Segundo os autores, os testemunhos na região de São Miguel do Tapuio revelaram arenitos finos e médios, cinza escuro a creme amarelado, bastante piritosos, com algumas lâminas de material carbonoso, às vezes parcialmente silificados, com a espessura na região de Pimenteira variando de 10 a 40 m, repousando diretamente sobre o Grupo Serra Grande.

Kegel (1953) define o limite entre os membros Itaim e Picos por uma camada de folhelho e siltito cinza esbranquiçado ou verde claro, com cerca de 10 a 20 m de espessura.

Posteriormente, Rodrigues (1967), seguido por Carozzi *et al.* (1975), o até então membro Itaim foi reinterpretado como Formação Itaim pertencente à parte superior do Grupo Serra Grande. Caputo (1984) mapeou a Formação Itaim como pertencente ao Grupo Canindé, pois segundo o autor a formação está mais relacionada a sequência Devoniana do que a sequência Siluriana (Grupo Serra Grande), definindo um contato superior entre, o membro Itaim e o membro Picos, ocorrendo de forma concordante e gradacional, no qual há uma transição abrupta entre as litologias desses membros, em que os grãos de arenito da Itaim são cobertos pelo folhelho do membro Picos.

Vale ressaltar, que a Formação Itaim, consiste na primeira unidade litoestratigráfica do Grupo Canindé, marcando um novo ciclo transgressivo-regressivo na bacia, representado por folhelhos e arenitos deltaicos a plataformais afetados por correntes associadas a marés e tempestades, durante o Eifeliano (Mesodevoniano). Deposita-se discordantemente sobre a Formação Jaicós, e de maneira concordante, sotoposta a Formação Pimenteira (Caputo, 1984).

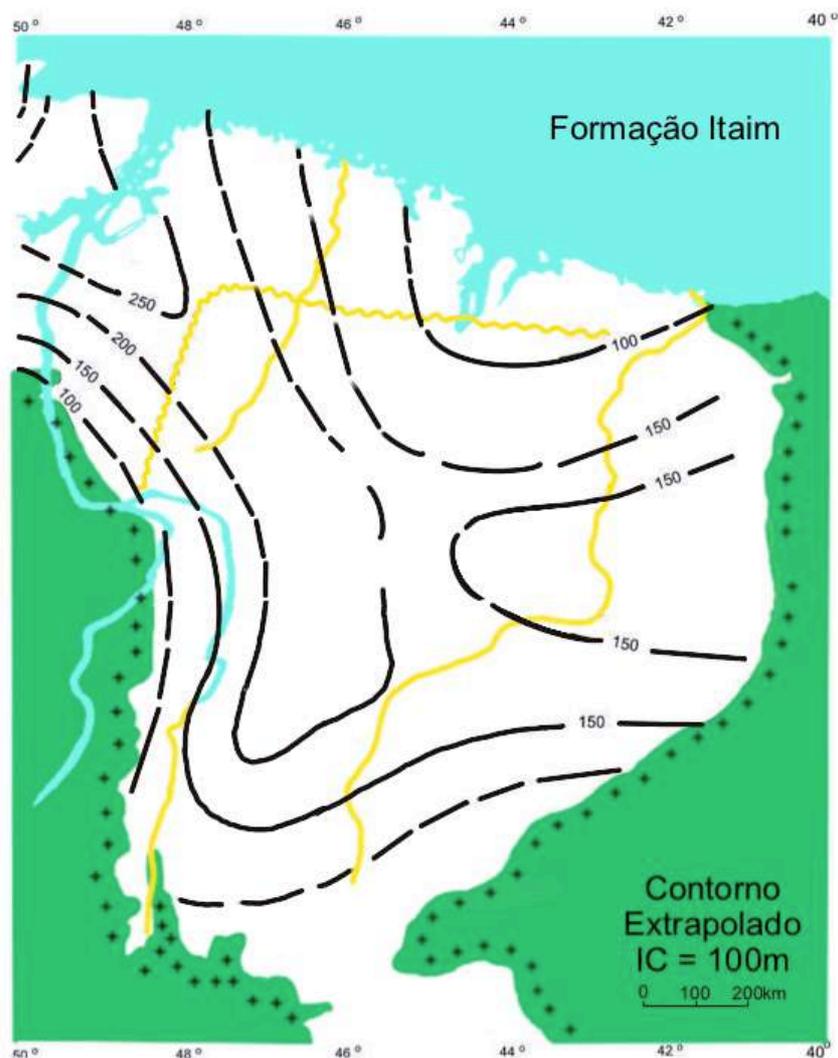


Figura 3.6 Mapa de isópacos da Formação Itaim (Adaptada de Caputo, 1984).

### 3.3.3.2 Formação Pimenteira

A Formação Pimenteira, até então conhecida como “folhelho Pimenteira”, foi inicialmente utilizada por Small (1914), para designar camadas de folhelhos aflorantes próximos à cidade de Pimenteira, no Município de Valença do Piauí, Estado do Piauí. Subsequentemente, Plummer (1946 *apud* Campbell *et al.*, 1949) conferiu a hierarquia de formação a tais rochas e discerniu dois membros: Oitis, inferior, constituído de folhelhos, e Picos, superior, constituído por uma intercalação de arenitos e folhelhos.

Kegel (1953), ao estudar a fauna do Membro Oitis, constatou que ela era mais recente que a do Membro Picos e pertencente ao Membro Passagem da Formação Cabeças, o que levou o termo Oitis ao desuso. Kegel (1953), devido

a falta de dados, considerou a inexistência de um *gap* na coluna estratigráfica entre o então membro Oitis e o grupo Serra Grande. Então, o autor redefiniu a Formação Pimenteira, incluindo-lhe na base uma seção de arenitos denominada Membro Itaim, mas mantendo na parte superior o Membro Picos, predominantemente argiloso.

Segundo Melo Junior (1967 *apud* DNPM / CPRM – Oliveira & Barros, 1976) o Membro Picos, repousa concordantemente sobre o Membro Itaim, de uma maneira brusca e sem vestígios de transição. Esse mesmo comportamento também foi verificado em São Miguel do Tapuio, onde ocorre extensamente o contato entre os siltitos do Membro Picos e os arenitos do Membro Itaim.

A deposição da principal rocha geradora na Bacia do Parnaíba, a Formação Pimenteiras, ocorreu durante o Devoniano, associado a um evento anóxico global, durante o Frasniano. Este evento foi responsável pela deposição de folhelhos com alto teor de radioatividade e resistividade, e baixa densidade que ocorrem na Formação Pimenteiras, representativo do período de máxima inundação marinha (Rodrigues, 1995).

A Formação Pimenteira é composta por arenitos finos, siltitos laminados, e folhelhos laminados de coloração cinza escuro, roxos e pretos, muitas vezes micáceos, que demarcam o nível máximo do nível do mar. Caputo (1984), inferiu na região nordeste da bacia, a presença de folhelhos siltosos com espessura superior a 70 m e arenito fino a muito fino que caracterizam, respectivamente, depósitos de prodelta e de frente deltaica.

Segundo o mesmo autor, a Formação Pimenteira está depositada em concordância com a Formação Itaim e discordantemente sobre o grupo Serra Grande e o embasamento mais antigo. Com relação ao contato lateral, a Formação Pimenteira se sobrepõe em conformidade e também gradua-se lateralmente na Formação Cabeças. É interessante notar que as formações Pimenteira e Longá encontram-se intercaladas a arenitos flúvio-deltáicos com eventuais características de bons reservatórios, das formações Itaim, Cabeças e Poti, formando um sistema: gerador, reservatório, selo de aparente atratividade (Baccocoli, 2001).

Della Fávera (1984), descreve a Formação Pimenteira como uma série de ciclos granocrescentes ascendente, com 10 a 30 m de espessura, começando com argilitos e terminando com corpos de arenitos de 3 a 5 m de espessura, com geometria de barras ou lobos e distribuição lateral de aproximadamente 100 m. Sendo a estratificação cruzada *hummocky*, a principal característica dessas barras características de fim de ciclo, e os topos desses grandes ciclos se encontrariam extremamente bioturbados, acarretando na formação de extensos *hardgrounds*.

Silva (2005), identificou na Formação Pimenteira camadas espessas de folhelhos com coloração cinza escuro a preto, apresentando delgadas camadas de arenito muito fino, sendo reconhecido um ambiente nerítico de plataforma dominada por tempestades, datadas do Givetiano-Frasniano. Rodrigues (1995), identificou três intervalos potencialmente geradores dentro da Formação Pimenteiras, denominando-os de folhelhos radioativos A, B e C (Figura 3.7).

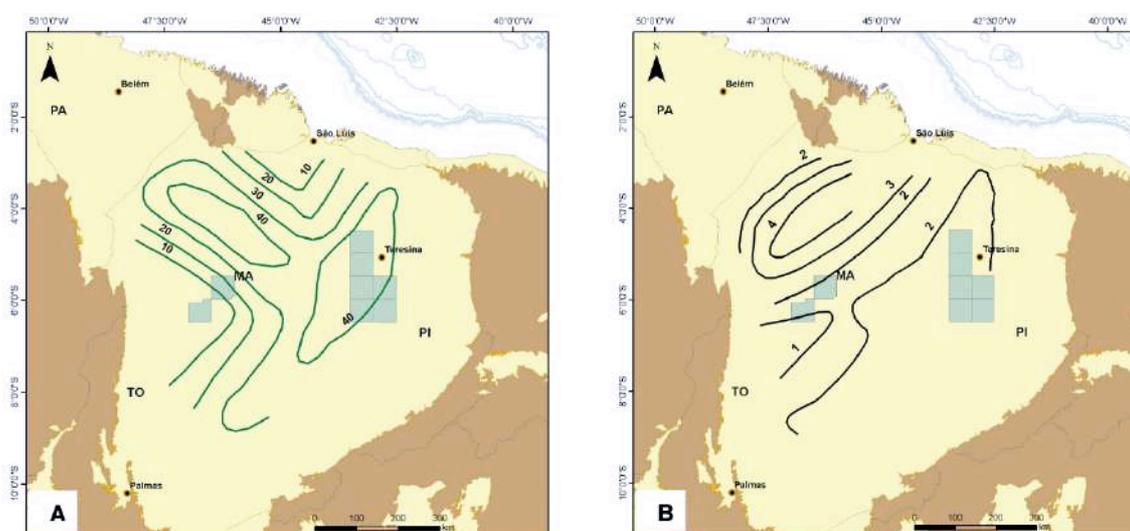


Figura 3.7 (A) Isótopos dos folhelhos radioativos C e (B) Teores médios de COT (carbono orgânico total) nos folhelhos radioativos C (Rodrigues, 1995).

Constitui a unidade estratigráfica do Paleozóico que engloba os níveis com maior concentração de matéria orgânica, como sejam: os folhelhos radioativos A, cuja base corresponde à superfície transgressiva; os folhelhos radioativos B, que representam o primeiro nível importante de afogamento após

a superfície transgressiva; e os folhelhos radioativos C, que incluem a superfície de inundação máxima da Sequência Devoniana (Pereira, 2020).

De acordo com Rodrigues (1995), os folhelhos radioativos A situam-se aproximadamente no limite Eifeliano/Givetiano, com espessura máxima de 20 m, apresentando índices de carbono orgânico total (COT) variando de 1,0 a 3,0%, matéria orgânica do tipo III e são os únicos que se encontram maduros por subsidência na porção NO da bacia. Todavia, são pouco espessos para geração de volume apreciável de hidrocarbonetos. Segundo o mesmo autor, os folhelhos radioativos B, situados no Givetiano Médio, ocorrem apenas nas regiões central e norte da bacia, com espessura máxima de 20 m, COT variando de 1,0 a 3,5% e matéria orgânica dos tipos II e III. Enquanto que os folhelhos radiativos C, depositados no Frasniano, são correlacionáveis aos folhelhos geradores das formações Jandiatuba e Barreirinha, Bacia do Solimões e Bacia Amazonas, respectivamente. Sendo então o principal intervalo de folhelhos radioativos da bacia, alcançando espessuras de 40 m, e COT variando entre 1,0 e 5,0%, matéria orgânica do tipo II (Rodrigues, 1995).

O mapa de isópacas da Formação Pimenteira (Figura 3.8), reconhece a maior espessura da unidade, em cerca de 500m, ocorrendo na região setentrional da bacia, entre os municípios de Caxias e Santa Inês; porém, outro depocentro é identificado, entre os municípios de Carolina, Floriano e Teresina, com valores máximos de 400m. Todavia, o intervalo radioativo, potencialmente gerador, apresenta isólitais de até 60 °C e teores médios de COT de 2 – 2,5% (ANP, 2017). Análises efetuadas em testemunho do poço 1IZ 0002 MA mostraram altos teores de matéria orgânica, atingindo valores de até 6%, com predominância dos tipos II e III (ANP, 2017).

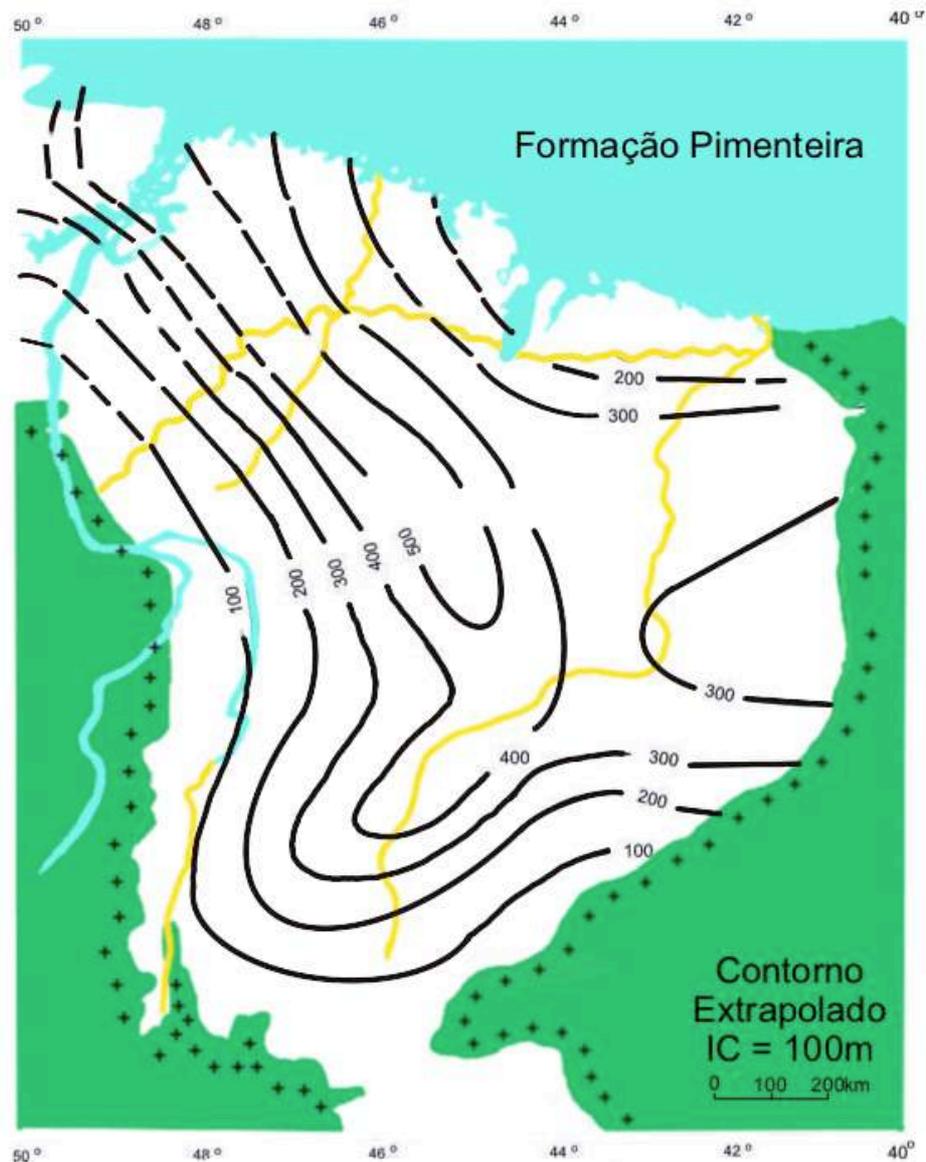


Figura 3.8 Mapa de isópacas da Formação Pimenteira (Adaptada de Caputo, 1984).

Morfologicamente, a Formação Pimenteira caracteriza-se por uma sucessão de pequenas escarpas devido a alternância de litologias brandas e duras, de composição diferente e, às vezes, por colinas de topos afunilados. A presença significativa dos sedimentos argilosos é decorrente da abundância de drenagem superficial, o que propiciou a instalação de alguns vales na área; e nestas faixas onde prevalecem cotas mais baixas, são comuns os siltitos e folhelhos dessa formação que penetram para oeste.

### **3.3.3.2.1 Membro Picos**

O primeiro autor a definir esta sequência foi Small (1914), no qual denominou como “folhelho Pimenteira”. Plummer (1948) elevou a sequência a formação, englobando mais pacotes, e redefinindo dois membros.

Kegel (1953), classifica o Membro Picos como um conjunto de sedimentos mesoclasticos e microclasticos, pertencentes a Formação Pimenteira do Devoniano Inferior da bacia do Parnaíba no Estado de Piauí. Com espessuras que variam entre 120 e 150 m (Campanha & Mabesoone, 1974).

O Membro Picos consiste essencialmente em siltitos, argilitos e folhelhos, com maior frequência, arroxeados, com intercalação de camadas de arenitos, de coloração amarela até avermelhada, de granulação média a fina, com acamamento variável. A sua característica mais notável é de incluírem muitas vezes restos fósseis de trilobitas e plantas (Mabesoone, 1965).

### **3.3.3.3 Formação Cabeças**

A Formação Cabeças, definida por Plummer (1948), (Eifeliano-Fameliano), foi dividida em três membros; Membro Passagem (arenitos estratificados), Membro Oeiras (arenitos maciços ou mal e irregularmente estratificados) e Membro Ipiranga (arenitos bem estratificados). Segundo Beurlen (1965, apud Caputo 1984) a parte inferior do Membro Passagem inferior possui mais afinidades com a Formação Pimenteira e sua parte superior possui as mesmas características do Membro Oeiras médio. O Membro Ipiranga superior foi incluído na Formação Longá sobrejacente por Aguiar (1971, apud Caputo 1984).

A Formação Cabeças é conhecida também como o principal aquífero da bacia, sendo predominantemente livre (Correia Filho, 2009), é composta por arenitos de coloração cinza claro a branco, de granulometria média a grossa, com intercalações finas de siltitos e folhelhos, enquanto que na parte superior da formação pode ser encontrado diamictitos.

Caputo (1984) interpreta como um ambiente glacial ou periglacial, devido à ocorrência de tilitos, pavimentos e seixos estriados. Todavia, Vaz et al. (2007) estabelece o ambiente deposicional como plataformar, sob a influência de correntes de maré, podendo ocorrer fácies flúvio-estuarinas. Para o mesmo autor, a Formação Cabeças representa uma progradação regressiva e rápida retrogradação dos sistemas de leque aluvial, delta e frente deltaica e lobos glaciais, cujo prodelta seria a Formação Pimenteira. Tem seu destaque por serem considerados a rocha reservatório da Bacia do Parnaíba (Abelha, 2013).

A Formação Cabeças mostra uma transição ambiental, de um ambiente plataformar sob influência de maré (Freitas, 1990 *apud* Góes & Feijó, 1994) constituída por depósitos de arenitos, siltitos, folhelhos e diamictitos de ambiente glacial ou periglacial (Cioccarri *et al.*, 2019), sua idade é Givetiana–Frasniana (Mesodevoniano–Neodevoniano). Nela também ocorrem fácies de arenitos grossos associada a paleoambientes estuarinos com influência periglacial (Fortes, 1990 *apud* Góes & Feijó, 1994).

Feições geomorfológicas ruiformes afloram na área da pesquisa, na qual o modelamento das rochas está diretamente associado à litologia e aos elementos estruturais locais (estratificações do arenito, falhas e fraturas).

O contato com a Formação Pimenteiras, sequência de tendência transgressiva, é gradacional, marcando um evento regressivo, com registros de tempestitos (Della Favera, 1990), evidenciado pela ocorrência de estratificação cruzada tabular, lobos sigmoidais e tempestitos (Barbosa, 2015).



Figura 3.9 Mapa de isópacas da Formação Cabeças (Adaptada de Caputo, 1984).

O mapa de isópacos da Formação Cabeças (Figura 3.9), apresenta espessura variando de 100 a 400 m, reconhecendo a maior espessura da unidade, em cerca de 400m, ocorrendo na porção leste da Bacia do Parnaíba.

### 3.3.3.3.1 Membro Passagem

O Membro Passagem é motivo de muita discussão a cerca de sua definição. Plummer (1948) define a sequência da Formação Cabeças, da base para o topo, nos membros Passagem, Oeiras e Ipiranga. Atualmente, somente os dois primeiros ainda são utilizados na literatura, porém sua validade

permanece problemática devido às observações de Beurlen (1965), Campanha & Mabesoone (1974), Caputo (1984), de que as fácies marinhas da parte inferior do Membro Passagem seriam melhor relacionadas ao topo da Formação Pimenteira. No entanto, ainda consideram o Membro Passagem como pertencente a Formação Cabeças.

*Tabela 1 Revisão bibliográfica das formações Itaim, Pimenteira e Cabeças.*

Autor	Formação Itaim/Pimenteira	Formação Cabeças
Small (1914)	Folhelho Pimenteira	
Plummer (1946)	Membro Oitis Membro Picos	Membro Passagem Membro Oeiras Membro Ipiranga
Campbell (1949)	Membro Oitis Membro Picos	
Kegel (1953)	Membro Oitis Membro Itaim Membro Picos	
Beurlen (1965)	Membro Oitis Membro Itaim Membro Picos	Membro Passagem Membro Oeiras Membro Ipiranga
Melo Junior (1967)	Membro Itaim Membro Picos	
Rodrigues (1967)	Formação Itaim Formação Pimenteira	
Aguiar (1971)		Membro Passagem Membro Oeiras Membro Ipiranga (Formação Longá)
Carozzi (1975)	Formação Itaim Formação Pimenteira	
Caputo (1984)	Formação Itaim Formação Pimenteira Membro Picos	Membro Passagem Membro Oeiras
Santos (2005)	Formação Pimenteira Membro Picos Membro Passagem	
Ponciano (2009)		Membro Passagem Membro Oeiras
Pereira (2020)		Membro Passagem Membro Oeiras

Ponciano (2008, 2009) reinterpreta as litofácies do Membro Passagem como porção distal da barra de desembocadura de deltas dominados por

inundações, intercalados com lobos arenosos tabulares de frente deltaica, sendo a principal indicação das megainundações na Formação Cabeças.

O Membro Passagem é interpretado como um intervalo regressivo na transição entre as formações Pimenteira e Cabeças, representado por feições acanaladas de siltitos argilosos, apresentando um grande adelgaçamento de estratos basais na borda leste, quando comparado com as espessuras encontradas no interior da Bacia do Parnaíba (Santos, 2007).

Nos depósitos do Membro Passagem, intervalos fossilíferos com abundantes restos de invertebrados marinhos ocorrem tanto nas camadas de arenito fino tabular quanto nos depósitos de arenito fino com estratificação cruzada acanalada. Os intervalos fossilíferos estão relacionados à desaceleração das correntes de turbidez, originadas em um sistema flúvio-deltaico influenciado por maré, ao adentrarem em um paleoambiente marinho raso.

#### **3.3.3.3.2 Membro Oeiras**

O Membro Oeiras apresenta aparência mais maciça, arenitos acinzentados maciços de granulometria média e menos micáceos que os arenitos do Membro Passagem, embora também apresente alguns níveis conglomeráticos, estratificação cruzada de baixo ângulo, ausência de macrofósseis. Segundo Ponciano (2009), também são encontradas estruturas de fluidização e escorregamento. Beurlen & Mabesoone apud Cunha *et al.* (1981), admitiram para o Membro Oeiras, um ambiente deltaico com rápida deposição.

### **3.4 Magmatismo na Bacia do Parnaíba**

Durante a ruptura do megacontinente Pangeia, ocorre a reativação e geração de falhas e fraturas, que acaba por iniciar um novo estágio termotectônico no Mesozoico brasileiro.

Com a fragmentação do Pangeia, ocorre a individualização dos continentes sul-americano e africano (Almeida, 1986), ocasionando diversos

eventos magmáticos em bacias paleozoicas, como a Bacia do Parnaíba, Paraná, Amazonas e Solimões.

Na Bacia do Parnaíba, acomodaram-se rochas ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas, de composição básica, as quais, do ponto de vista estratigráfico, foram divididas em duas unidades: Formação Mosquito e Formação Sardinha (Vaz et al., 2007). As rochas basálticas das formações Mosquito e Sardinha são predominantemente subalcalinas de afinidade toleíticas, com ocorrências subordinadas de basaltos alcalinos (Merle et al., 2011).

#### **3.4.1 Formação Mosquito**

Distribuem-se em vastos derrames e extensas soleiras (Vaz et al., 2007) de basaltos toleíticos amigdaloidais, eventualmente intercalados a arenitos vermelhos com leitos de sílex (Góes e Feijó, 1994).

A Formação Mosquito, de idade eojurássica, está associada ao tectonismo inicial que ocorreu em virtude da quebra da Margem Equatorial e formação da porção central do Oceano Atlântico, sendo incluído na atividade magmática chamada Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) (Milani e Thomaz Filho, 2000).

Dados geocronológicos U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) indicam idade eojurássica para corpos de rocha básicas que intrudem arenitos da Formação Cabeças na porção leste da bacia, coletadas no Garimpo da Roça, localizado a 7 km a WSW da cidade de Pedro II (Rodrigues 2014 em CPRM, 2015).

#### **3.4.2 Formação Sardinha**

Ocorre predominantemente de forma intrusiva em diques e soleiras de composição toleítica, possuindo elementos traços e características isotópicas referentes a um manto enriquecido em membros finais, mas em geral apresenta maior quantidade de álcalis do que a Formação Mosquito (Oliveira et al., 2018).

A Formação Sardinha corresponde ao segundo evento magmático de natureza básica que ocorre na Bacia do Parnaíba (Vaz et al., 2007). A atividade

magmática desta formação sugere-se ser correlata aos derrames continentais da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, de idades 137 a 127 Ma (Milani e Zálán, 1999).

### 3.5 Tectônica e Sedimentação

As sedimentações paleozóicas desenvolveram-se em extensas sinéclises, que tiveram como base uma plataforma consolidada a partir de colagens de placas tectônicas isoladas, cuja união aconteceu no Ciclo Brasileiro, acompanhada de todos os eventos deformacionais, metamórficos, ígneos, sedimentares e geomorfológicos típicos de orogêneses (Zalán, 2004). Período no qual se desenvolveu a sedimentação pré-ordoviciana na bacia do Parnaíba influenciando as próximas fases deposicionais.

Nesse cenário, os pulsos terminais do Ciclo Brasileiro (Cambriano-Ordoviciano) criaram uma série de grabens distribuídos pela bacia, estes com eixos predominantemente SO-NE e N-S (Góes *et al.*, 1990). Esses grabens, como dito anteriormente, correspondem as formações Riachão e Mirador, e são correlatos ao Grupo Jaibaras e à Formação Monte Carmo (sequência vulcano-sedimentar neoproterozóica).

As sinéclises paleozoicas foram formadas durante um estágio de estabilização que ocorreu do Siluriano ao Jurássico (período marcado por calma tectônica e mudança no padrão de sedimentação), independentemente das estruturas subjacentes locais e passaram a sofrer extensas transgressões e regressões marinhas regionais (Fernandes, 2011). Posteriormente à subsidência, arcos regionais foram erguidos e contornaram as sinéclises, separando-as. Todavia, foi entre o Jurássico e o Triássico, que toda a plataforma sofreu ascensão, limitando a sedimentação e ocasionando o fim das ingressões marinhas, devido a extrema calma tectônica deste período.

Entretanto, alguns aspectos ainda são considerados controversos. Estudos recentes levantam a hipótese de que a subsidência inicial das bacias paleozóicas seria originada em um processo semelhante a de um rifte ativo, caracterizado pela presença de vulcanismo na base de algumas delas, evidenciando prenúncio de esforços distensionais (Zalán, 2004).

Durante o período de transição do Cambriano para o Ordoviciano, o resfriamento e a contração da litosfera favoreceram a formação de falhas normais e a reativação de estruturas lineares. Deste modo, extensos falhamentos normais e fossas foram desenvolvidas ao longo de zonas de fraqueza crustal, estas zonas são representadas na bacia pelo lineamento Transbrasiliano e Picos-Santa Inês.

A deposição e evolução termomecânica foi iniciada no contexto da estabilização da Plataforma Sul Americana, ao final do Ciclo Brasileiro com a formação de uma grande depressão (Góes & Feijó, 1994) (depressão ordoviciano), o que propiciou a deposição do Grupo Serra Grande. A influência da carga acumulada, somada aos subseqüentes processos termais, culminaram no aumento de área de sedimentação com o decorrer do Devoniano, resultando na deposição do Grupo Canindé (Góes & Feijó, 1994), associado a uma tendência global de elevação do nível do mar, resultando em um extenso mar epicontinental, Grupo Canindé. O encerramento desta seqüência deposicional é marcado por uma discordância regional associada aos efeitos da orogenia Eo-Herciniana (Góes *et al.*, 1990).

A sedimentação é retomada durante o Neocarbonífero, em que ocorre soerguimento da borda leste da bacia e conseqüente desertificação progressiva desta área (Vaz *et al.*, 2007). Do Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia (Góes *et al.*, 1990; Vaz *et al.*, 2007), a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico e a forma externa da região deprimida tornou-se ovalada, típica de uma sinéclise anterior (Vaz *et al.*, 2007). Durante o Jurássico-Triássico, o supercontinente Gondwana começa a se fragmentar, originando falhas, promovendo esta progressiva continentalização da bacia e marcando a deposição do Grupo Balsas, e o fim dessa seqüência deposicional, e do registro Paleozóico da bacia do Parnaíba, está ligado a Reativação Wealdeniana, que representa a desagregação do paleocontinente Gondwana (Góes *et al.*, 1990). Durante o Cretáceo, a deposição sedimentar é representada pelas Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru.

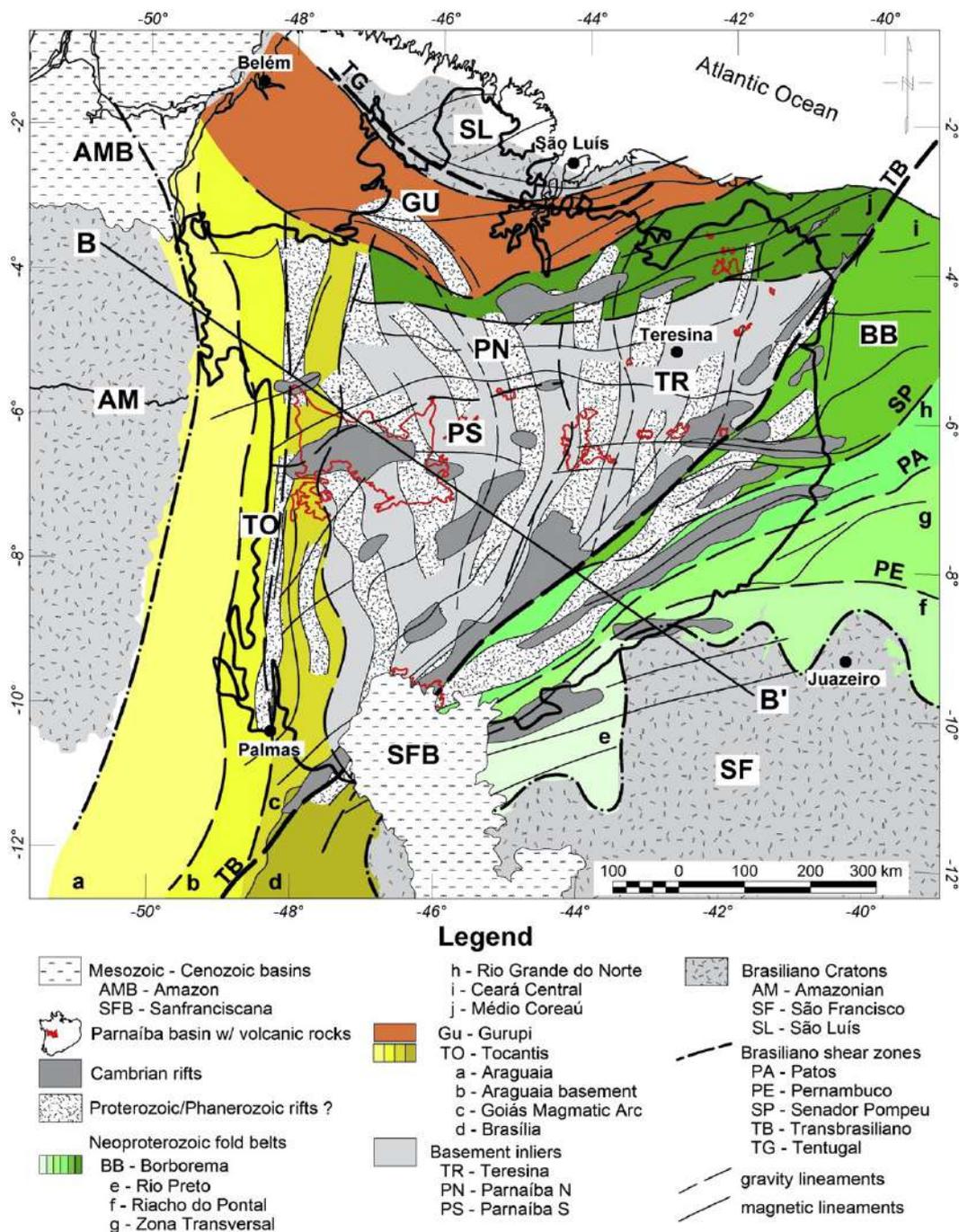


Figura 3.10 Esboço tectônico do embasamento da Bacia do Parnaíba compilado a partir de mapas geofísicos (Nunes, 1993) e geológicos (Cordani et al., 1984, 2009a; Vasconcelos et al., 2004) anteriores. Províncias amazônicas: MI - Maroni-Itacaiúnas; CA - Amazônia Central.

## 4 GEOLOGIA DO PETRÓLEO

Na literatura de acesso público, os aspectos petrolíferos da Bacia do Parnaíba é escasso, entretanto o assunto é abordado principalmente em relatórios internos da Petrobrás. Porém, destacam-se geologia do petróleo da Bacia do Parnaíba, os trabalhos de Campbell *et al.* (1949), Mesner & Wooldridge (1964), Bezerra da Cunha (1986), Caputo (1984), Góes *et al.* (1990), Della Fávera (1990), de Góes (1994), de Rodrigues (1995), de Baccocoli (2001), Young (2003) e Miranda *et al.* (2018).

### 4.1 Histórico Exploratório

De acordo com dados disponibilizados pela Petrobrás, e pela Agência Nacional de Petróleo (ANP), os esforços exploratórios da Bacia do Parnaíba podem ser divididos em quatro fases principais.

A primeira fase teve início na década de 1950, com trabalhos realizados pelo Conselho Nacional do Petróleo (CNP), que resultaram em levantamentos geológicos de superfície e na perfuração de dois poços no Estado do Maranhão (ANP, 2017). Com a criação da Petrobras, em 1953, iniciou-se a segunda fase. No período de 1955 a 1966, foram realizados os principais levantamentos geológicos de superfície na bacia, com trabalhos de mapeamento geológico, interpretação fotogeológica, gravimetria, levantamentos localizados de sísmica e a perfuração de 25 poços exploratórios (ANP, 2017). Durante este esforço, detectaram-se indícios de óleo e gás.

A terceira etapa, iniciada a partir de 1975, retomou os trabalhos através de novas campanhas sísmicas, de aeromagnetometria. No início da década de 80, a ESSO e a Anschutz iniciaram uma campanha exploratória na porção central-noroeste da bacia, que teve a sísmica de reflexão como principal ferramenta. Como resultado foram perfurados sete poços exploratórios (ANP, 2017).

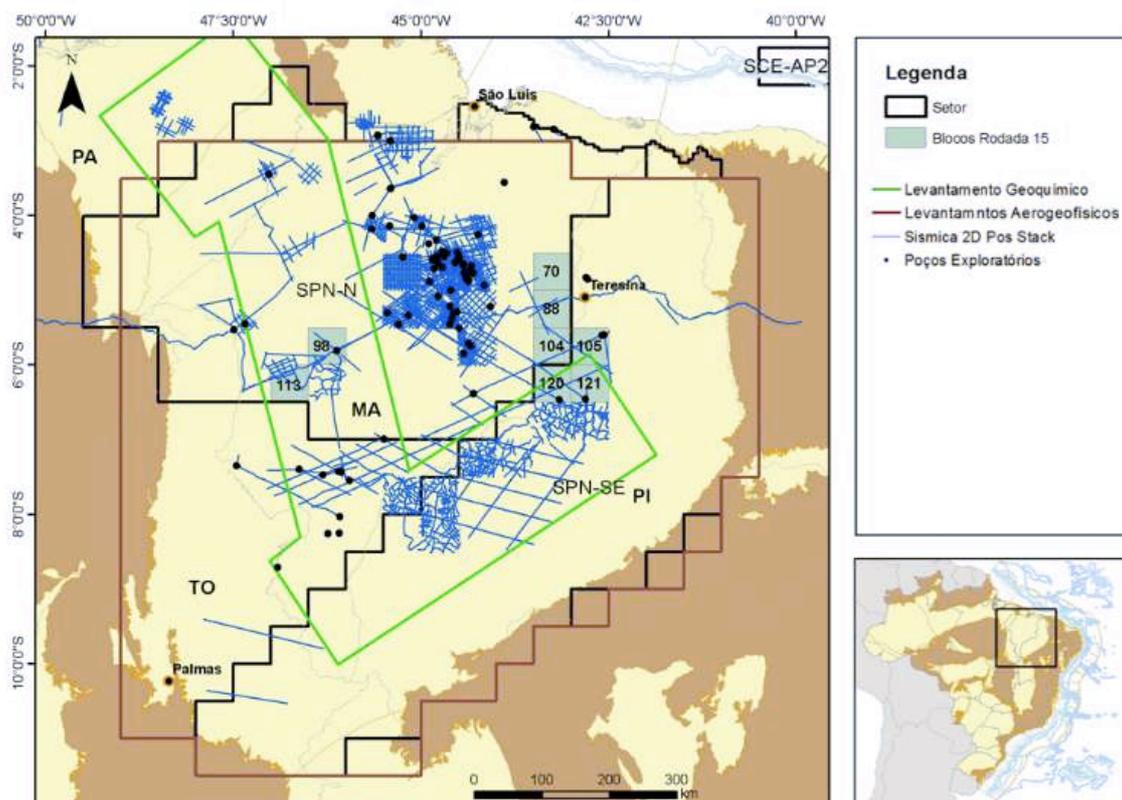


Figura 4.1 Mapa com distribuição dos dados sísmicos e de poços na região dos blocos em oferta na Décima Quinta Rodada de Licitações na Bacia do Parnaíba (ANP, 2017).

A quarta fase teve início posterior a criação da ANP. Após quase duas décadas de inatividade, as atividades exploratórias da Bacia do Parnaíba foram retomadas, usando os mesmos dados de antigas perfurações na bacia, mas com novas concepções geológicas, a quebra de paradigmas resultou em recentes descobertas de gás. Desde então, a Bacia do Parnaíba foi ofertada em quatro rodadas de licitações (ANP, 2017).

Até o momento, foram perfurados 93 poços exploratórios (dados de maio de 2017), sendo 49 pioneiros e 12 estratigráficos; levantados dados de sísmica bidimensional (Figura 4.1); além de dados gravimétricos e magnetométricos em toda sua extensão (ANP, 2017).

Como resultado das atividades exploratórias, sete campos de gás natural foram descobertos entre os anos de 2010 e 2014. Destes, três encontram-se em produção (Gavião Real, Gavião Branco e Gavião Vermelho) e os demais em fase de desenvolvimento (ANP, 2017). A Bacia do Parnaíba desponta hoje a segunda maior produtora de gás em terra e responde por aproximadamente 7% da produção de gás natural do Brasil, com suas reservas

1P (provadas) de hidrocarbonetos na Bacia do Parnaíba, são da ordem de 15,3 bilhões de m<sup>3</sup> de gás natural (dados de dezembro de 2016) (ANP, 2017).

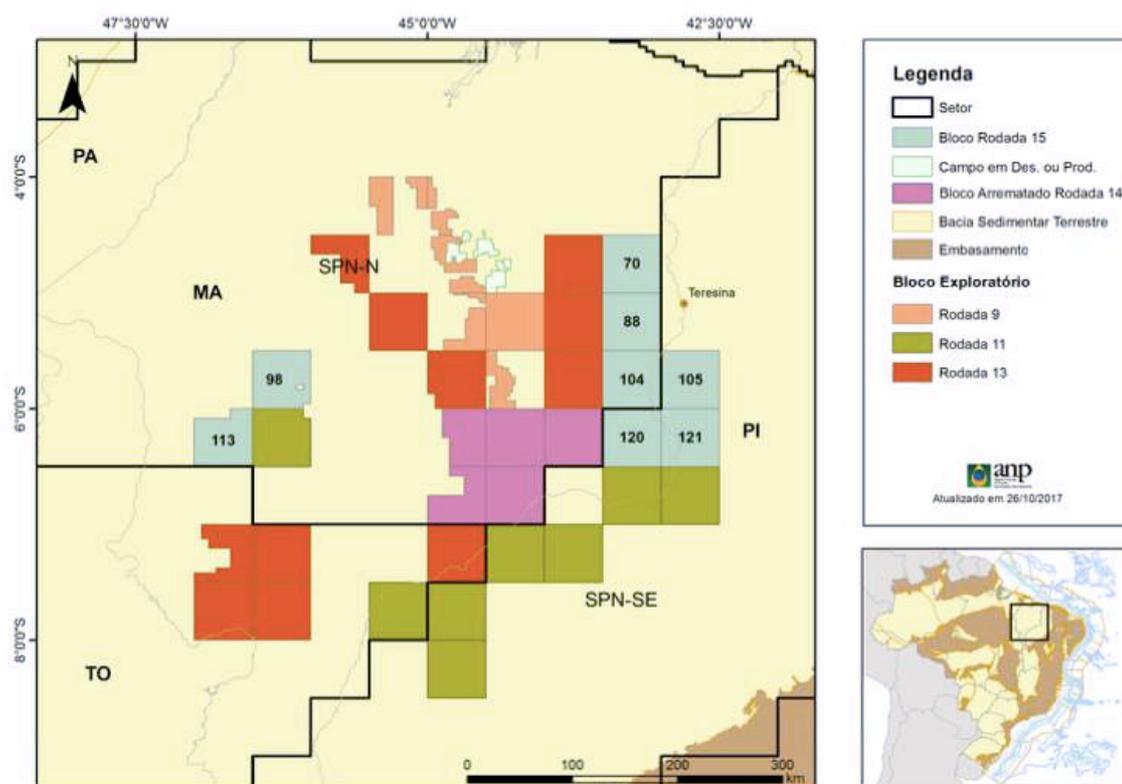


Figura 4.2 Localização da Bacia do Parnaíba, com destaque para os blocos em oferta na Décima Quinta Rodada de Licitações da ANP (ANP, 2017).

## 4.2 Sistemas Petrolíferos

Os sistemas petrolíferos podem ser classificados de acordo com o seu nível de incerteza: conhecido (!), hipotético (.) e especulativo (?). Em um sistema conhecido existe correlação geoquímica entre a rocha geradora e os hidrocarbonetos da acumulação. Em um sistema hipotético a geradora é identificada, mas não há correlação com acumulação de hidrocarbonetos. No especulativo, a existência da rocha geradora ou de hidrocarbonetos é postulada com base em evidências geológicas e geofísicas (Magoon & Dow, 1994). Vale ressaltar que Magoon & Dow (1994), propuseram a nomenclatura para sistemas petrolíferos, consistindo no nome da rocha geradora, seguido pelo nome da rocha reservatório e do seu nível de incerteza.

Magoon & Dow (1994) também classificaram os sistemas petrolíferos em: típicos e atípicos. Nos sistemas típicos a rocha geradora sofre maturação através de soterramento em razão do aumento da temperatura em profundidade. Porém, nos sistemas atípicos a geração de hidrocarbonetos não ocorre por soterramento, porém por maturação da rocha geradora por meio da condução do fluxo térmico oriundo de intrusões ígneas.

Segundo Mesner & Wooldrige (1964, *apud* Baccocoli, 2001), ainda sem apoio na geoquímica orgânica, os principais candidatos a geradores da bacia do Parnaíba: (1) os folhelhos marinhos, escuros, da Formação Tianguá, siluriana; (2) os folhelhos marinhos, escuros, eventualmente betuminosos de duas unidades devonianas, hoje denominadas Formação Pimenteira e Formação Longá; (3) os folhelhos betuminosos, de ambiente marinho restrito, de idade cretácea da Formação Codó. E mesmo sem o conhecimento da geoquímica orgânica, os autores identificaram as três unidades litológicas que até hoje são candidatas a serem rochas geradoras da bacia do Parnaíba.

Rodrigues (1995), apresenta um estudo geoquímico das sequências sedimentares da bacia do Parnaíba, no qual indica elevadas concentrações de matéria orgânica de boa qualidade, no intervalo gerador, o que compreende os folhelhos radioativos, depositados no Devoniano e Cretáceo, nos Tratos de Sistemas Transgressivos e nas Superfícies de Inundação Máxima. No mesmo trabalho, o autor ainda estudou o efeito de intrusões de diabásio nas rochas geradoras como um possível mecanismo de geração de hidrocarbonetos, dessa forma, ele ainda indicou a possibilidade de geração de hidrocarbonetos condições não convencionais, entretanto ele aponta a necessidade de condições muito particulares de migração e acumulação para que tal situação seja válida para acumulações econômicas.

O estudo mostrou ainda que estes folhelhos apresentam COT entre 2% e 5%, com a influência de intrusões ígneas, em vista de sua elevada maturação, incompatível com a evolução térmica por soterramento da bacia. O tipo de matéria orgânica associada aos folhelhos devonianos da Formação Pimenteira constitui uma mistura em diferentes proporções dos tipos II e III (Rodrigues, 1995).

Desde os primeiros trabalhos realizados com ênfase na geologia do petróleo, os folhelhos radioativos e betuminosos da parte inferior da Formação Pimenteiras são considerados os principais e melhores candidatos a geração de petróleo, alcançando espessuras superiores a 500 m.

A relativa riqueza orgânica nesta formação é restrita a níveis de radiação elevada, atingindo valores de carbono orgânico total residual de até 6 % e isólitias máximas em torno de 60 m (Góes *et al.*, 1990 *apud* Fernandes, 2011).

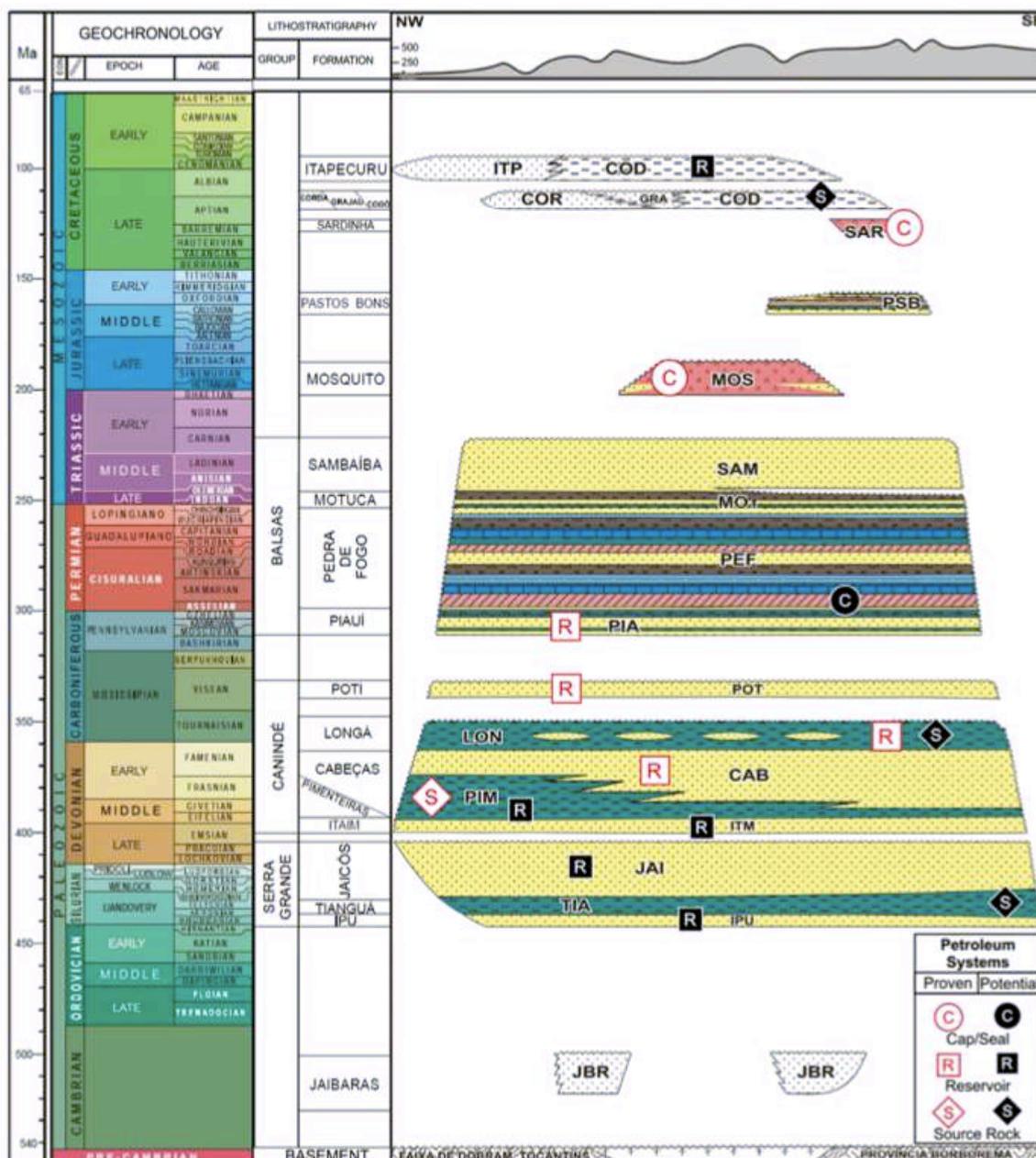


Figura 4.3 Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, modificada de Vaz *et al.* (2007), demonstrando as características das megasequências deposicionais que compõem o preenchimento sedimentar da bacia e destaca os principais elementos comprovados e potenciais dos sistemas petrolíferos.

Góes *et al.* e ANP (1992 *apud* Milani & Zalán, 1998; 2017) apontam como principal sistema petrolífero o sistema Pimenteiras–Cabeças (!) (Figura 4.4), na qual a geração de hidrocarbonetos ocorre nos folhelhos orgânicos da Formação Pimenteiras (com COT variando de 2% a 4% e com picos de 6%) e os reservatórios, nos arenitos deltaicos da Formação Cabeças. O principal traqueamento é estrutural, podendo ocorrer também acumulações associadas a *pinch-outs* dos arenitos da Formação Cabeças (Mesner & Wooldridge, 1964).

Cunha *et al.* (2008) apontam a confirmação dos sistemas petrolíferos Pimenteiras-Poti (!) e Pimenteiras-Cabeças (!), associados tanto ao contexto estrutural como ao contexto misto no que se refere às armadilhas, rochas selantes representadas por folhelhos bem como diabásio, arenoso reservatórios com boas características de permoporosidade, rocha geradora madura a senil e com temporização adequada.

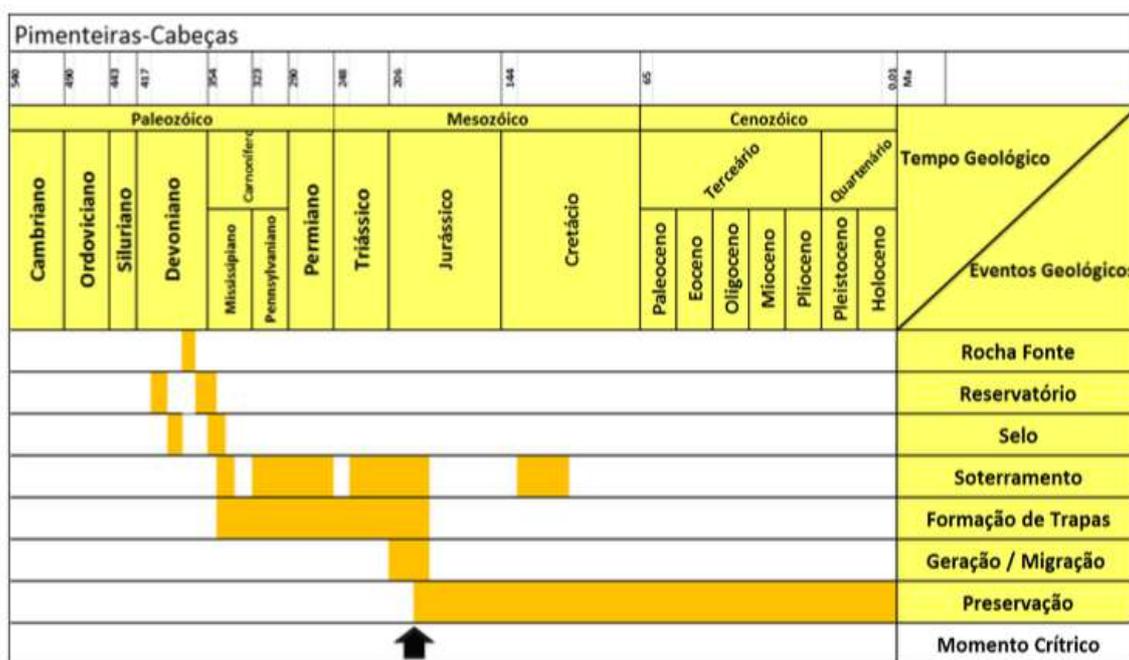


Figura 4.4 Carta de eventos do sistema petrolífero Pimenteiras-Cabeças (!). Fernandes (2011).

#### 4.2.1 Geração Atípica

A geração atípica é um processo que pode ser relevante em bacias sedimentares desde que as rochas geradoras sejam adequadas e a temperatura necessária para maturação não tenha sido atingida durante processos de subsidência (Cioccarri *et al.*, 2019). Esses reservatórios, não

convencionais, estão sendo alvo de estudos principalmente quanto ao seu potencial volumétrico, em razão de que a unidade estratigráfica atinge grandes espessuras.

Segundo Fernandes (2011), os tipos mais comuns de intrusões ígneas em bacias sedimentares são diques e soleiras. Os diques são estruturas discordantes, geralmente perpendiculares ou inclinadas em relação ao acamamento intrudido. As soleiras são estruturas concordantes, paralelas ou subparalelas às camadas sedimentares, possuindo normalmente uma grande razão entre comprimento e espessura.

O Devoniano da Bacia do Parnaíba é um intervalo de tempo com grande potencial para sistemas petrolíferos atípicos, uma vez que a evolução térmica dessa bacia não atingiu as condições ideais para ocorrer a maturação da matéria orgânica. No entanto, as intrusões ígneas desempenham papel fundamental no fluxo térmico local ou regional, inserindo as rochas geradoras dentro das janelas de geração de óleo e/ou gás (Rodrigues, 1995; Milani & Zálan, 1999 *apud* Cioccarri et al., 2019). Na bacia do Parnaíba, esse evento magmático é representado pela formação Mosquito (Juro-Triássica) e pela formação Sardinha (Eocretácea), ambas as formações reconhecidas por Aguiar (1969 *apud* Góes et al., 1994).

Através de um novo modelo estratigráfico baseado em regressões forçadas, obtido por meio da análise estratigráfica de alta resolução em testemunhos de sondagem na borda leste da Bacia do Parnaíba (Young & Borgui, 2003; Young, 2006), propõe a deposição de arenitos em corpos isolados intercalados com os folhelhos da Formação Pimenteira. O posicionamento de um corpo arenoso poroso em meio às rochas geradoras da bacia facilitaria a migração e acumulação de hidrocarbonetos especialmente se estes tenham sido gerados através de modelo das intrusões de diabásio como principal fonte de calor para a maturação de matéria orgânica (Santos *et al.*, 2007).

Cunha *et al.* (2008), na região da Fazenda Torrão detectaram inúmeras anomalias gasosas, por meio do detector de gás instalado nos poços perfurados, principalmente em rochas pelíticas e psamíticas da Formação Pimenteira, comprovando a existência de uma unidade estratigráfica que é a

principal rocha geradora da bacia que também funciona como reservatório não convencional. Os folhelhos da Formação Pimenteira apresentaram ocorrência de gás em todos os poços perfurados, desde o topo até a base da unidade, visto que, na Bacia do Parnaíba as intrusões ígneas se concentram diretamente na rocha geradora, o potencial desta bacia é para a geração de gás.

Conforme Ciocari et al. (2019), na Formação Pimenteira é reconhecida uma auréola de contato com espessura total equivalente a 240% em relação à soleira com base na maturação térmica indicada pela reflectância na vitrinite.

De acordo com o mesmo autor, acima da soleira, na porção encaixante, os fluidos circulam livremente e percorrem distâncias maiores que na porção inferior do pacote sedimentar, ou seja, a soleira funciona como uma armadilha. Miranda (2014) observou que a uma distância de até 110% da soleira, a rocha geradora está inserida dentro da janela de gás e entre 110% e 240% encontra-se na janela de óleo.

A maturidade desencadeada pela intrusão define o sistema petrolífero atípico, considerando que a distância entre a rocha geradora e a espessura das intrusões controla a maturidade térmica e, conseqüentemente, a geração de hidrocarbonetos (Magoon & Dow 1994). Um mecanismo de geração semelhante foi relatado em diversas bacias sedimentares (Figura 4.5), como as bacias do Paraná, Amazonas e Solimões no Brasil; Bacia de Neuquén, na Argentina; Bacia do Noroeste da Austrália na Austrália; Bacia Karoo na África do Sul; e Bacia de Liahoe na China (Milani & Zalán, 1999; Eiras & Wanderley Filho, 2003; Rodriguez Monreal et al., 2009; Aarnes et al., 2011; Holford et al., 2013).

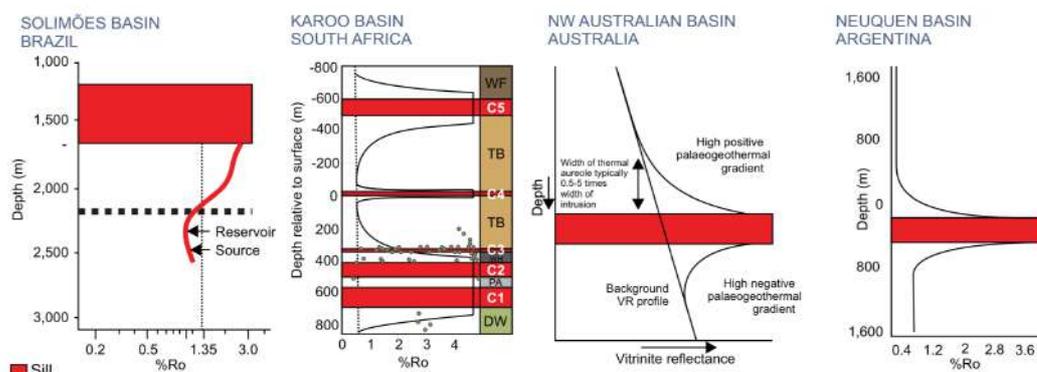


Figura 4.5 Bacias sedimentares com mecanismo semelhante de geração de hidrocarbonetos baseado na maturidade orgânico-térmica influenciada por extensas intrusões de soleira (modificado de Eiras & Wanderley Filho 2003; Rodriguez Monreal et al. 2009; Aarnes et al. 2011; Holford et al. 2013).

#### 4.2.1.1 Reservatórios Não Convencionais

A Formação Cabeças detêm os principais reservatórios, considerados os seus arenitos devonianos. O potencial como reservatório de hidrocarbonetos desta formação aumenta em função de sua privilegiada situação estratigráfica em contato direto com as rochas geradoras da Formação Pimenteira. A Formação Cabeças apresenta alta permeabilidade e porosidade de até 26%, atingindo espessuras da ordem de 250 m. Ademais, são potenciais candidatos a rochas-reservatório os arenitos devonianos da Formação Itaim, e ainda a possibilidade de lentes de areias inseridas dentro dos folhelhos da Formação Pimenteira como rocha-reservatório, devido a regressões forçadas (ANP, 2017). Dessa forma, são abertas novas perspectivas para um sistema petrolífero Pimenteira-Pimenteira (?), assim como é sugerida por Góes *et al.*, 1990; Young, 2003; Santos *et al.*, 2007.

Na Bacia do Parnaíba, as intrusões de diabásio são o selo mais eficaz, capazes de vedar qualquer reservatório, independentemente de sua posição estratigráfica (Figura 4.6). Embora a Formação Longá também funcione como selo para um dos principais reservatórios, a Formação Cabeças, existem outras possíveis formações selantes para os reservatórios da Formação Itaim, como os folhelhos da Formação Pimenteira.

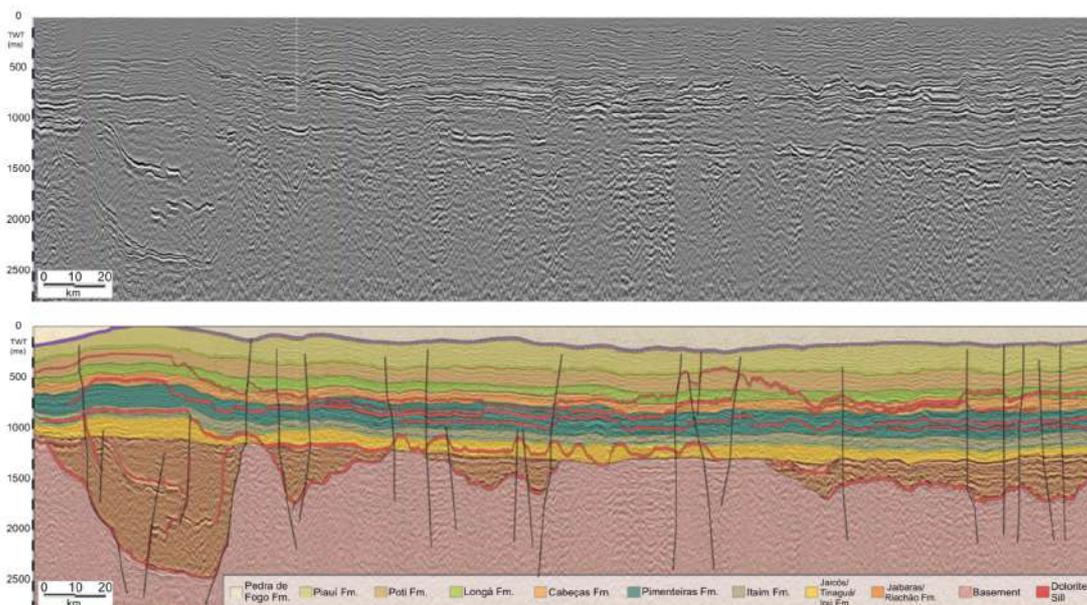


Figura 4.6 Seção sísmica 2D regional aleatória e interpretação geológica na Bacia do Parnaíba com as principais formações encontradas em toda a bacia. Miranda (2018). As soleiras de diabásio (em vermelho) ocorrem em múltiplos níveis estratigráficos, criando armadilhas para acumulações de hidrocarbonetos.

As trapas esperadas são do tipo estrutural, podendo estar relacionadas às várias orogenias que afetaram a bacia, relacionadas a intrusões ígneas podendo ser subdividida em três domínios principais: (i) o domínio setentrional, caracterizado pela presença de arcos regionais e numerosas falhas normais, que são tentativamente atribuídas à tectônica que levou à abertura do Atlântico Equatorial; (ii) o domínio central, no qual ocorrem estruturas associadas às intrusões ígneas (síncronas à geração de hidrocarbonetos); e (iii) o domínio meridional, no qual se interpretam estruturas relacionadas à tectônica transcorrente. Podem ocorrer também acumulações relacionadas a *pinch out* dos arenitos da Formação Cabeças (Mesner e Wooldridge, 1964).

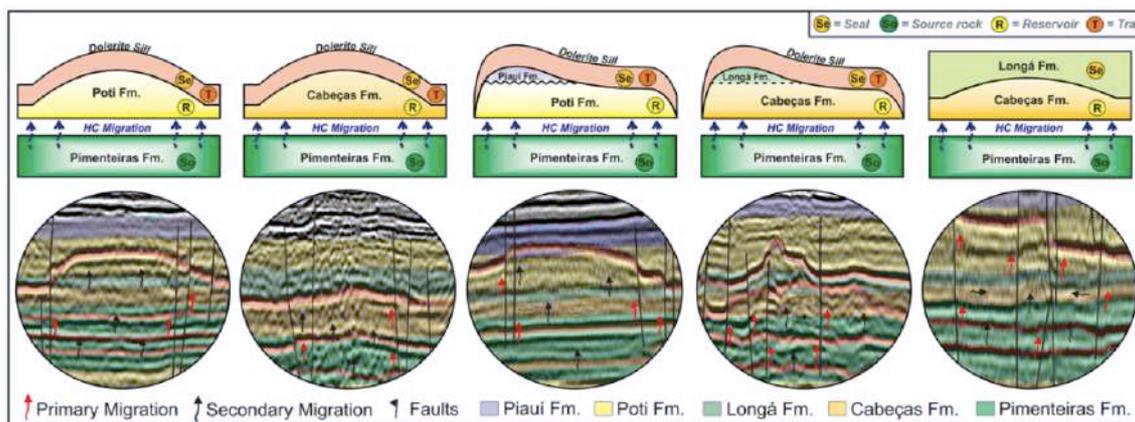


Figura 4.7 Modelos esquemáticos para os sistemas petrolíferos comprovados que ocorrem na bacia e desenhos sísmicos interpretados de descobertas de gás associadas. Miranda (2018).

Vários poços perfurados na bacia registraram soleiras de diabásio de espessura variável intrudidas ao longo de todas as sequências sedimentares. Além da falta de dados geocronológicos, é possível destacar dois grupos principais de soleiras na porção central da bacia com base em dados sísmicos e de poços.

De acordo com Miranda (2018), o primeiro grupo, e mais profundo, de soleiras concentra-se na Formação Pimenteiras, desencadeando a maturidade, apresentam pequenas espessuras variando de 30 a 50 m, restritas à seção Devoniano Médio/Devoniano Inferior e nenhum movimento relevante na estratigrafia pode ser observado.. O segundo grupo de soleiras, mais raso, ocorre ao longo de vários níveis de fluabilidade neutra e grandes descontinuidades horizontais (Galerie et al. 2011; Senger et al. 2013), principalmente dentro das formações Poti, Longá e Cabeças. Este segundo grupo é sistematicamente mais espesso e assume-se ser o principal corpo de dolerito para captura de hidrocarbonetos e definição de alvos de exploração (Miranda, 2018).

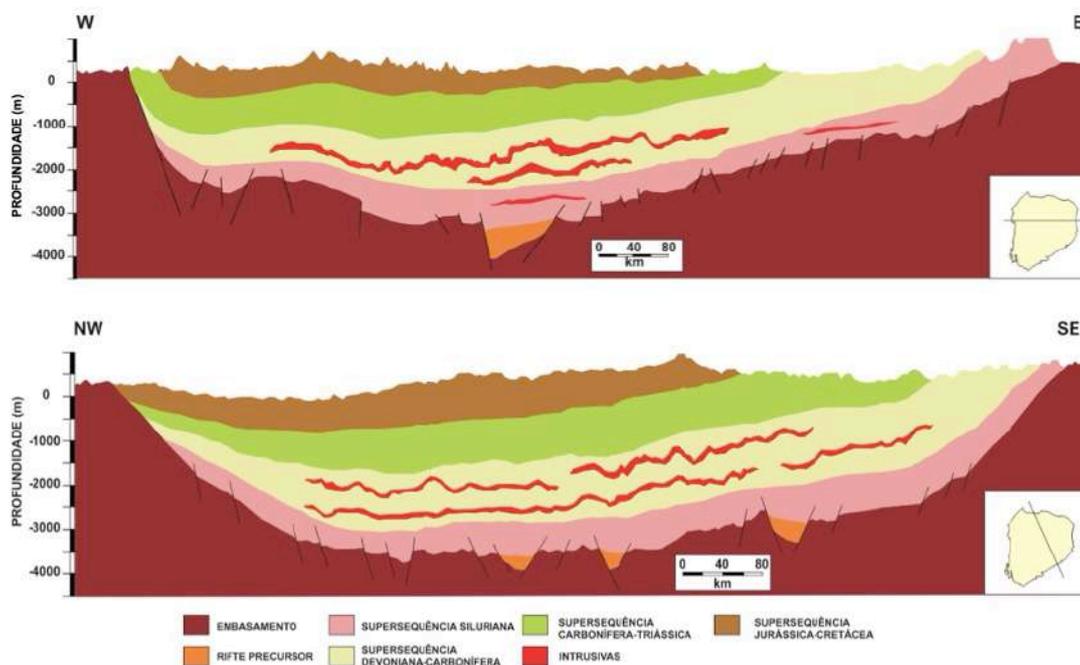


Figura 4.8 Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba, mostrando as seqüências deposicionais e as distribuições das soleiras nas rochas sedimentares, modificado de ANP (2017).

Embora as mudanças na profundidade das soleiras estejam associadas a subida através de falhas subverticais até falhas e fraturas de mergulho, contatos entre as formações, o comportamento dos corpos ígneos apresentam uma expressiva variação em sua posição na estratigrafia que abrange toda a seção do Devoniano Inferior/Carbonífero, podendo atingir relevos estruturais de até 200 m formando uma geometria alongada de “tampo de mesa” delimitada por sistemas de falhas regionais conjugados NE/SW e NW/SE (Figura 4.9).

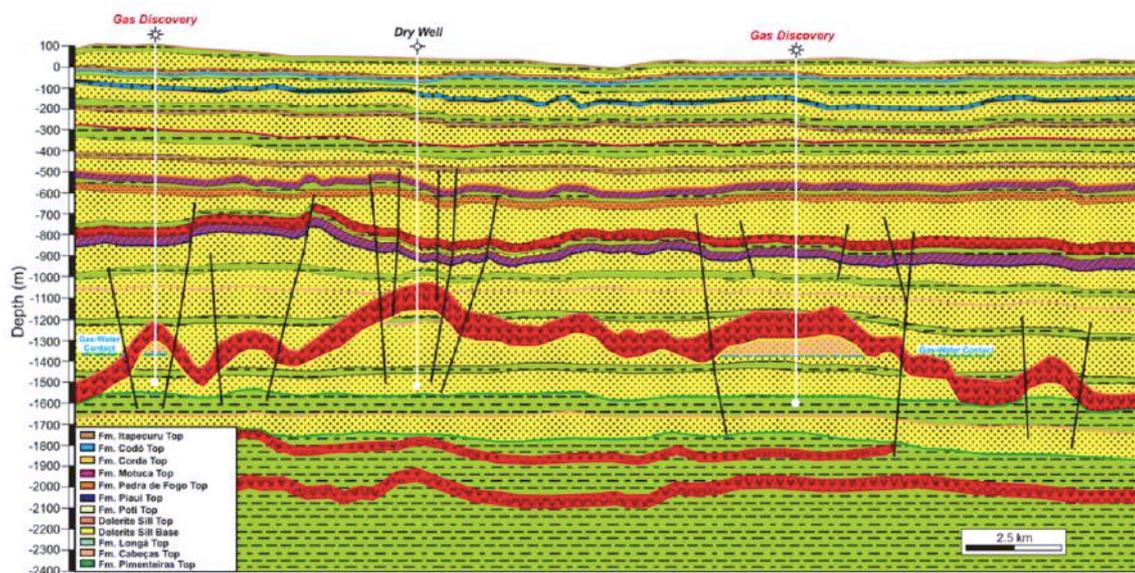


Figura 4.9 Seção esquemática geológica com modelo do principal mecanismo de aprisionamento para acumulação comercial. Os principais complexos de soleiras de diabásio criam estruturas que apresentam uma geometria alongada de “tampo de mesa” delimitada por sistemas de falhas regionais conjugados NE/SW e NW/SE e selam os acúmulos de gás nos estratos sedimentares. O poço seco na parte central da seção está provavelmente relacionado à ruptura da estrutura, enquanto as duas descobertas de gás vizinhas apresentam integridade de vedação intacta. As soleiras planares mais finas na parte inferior da seção são responsáveis por desencadear a maturação da rocha geradora. Miranda (2018).

## 5 SISTEMAS DEPOSICIONAIS

### 5.1 Plataforma Marinha

Os modelos de sistemas marinhos rasos abrangem uma deposição contínua que ocorre em várias zonas, indo desde o *foreshore* até a região *offshore*. O *foreshore* compreende a área situada acima da linha da maré mais baixa e abaixo da maré mais alta, e é caracterizado principalmente pelo espalhamento das ondas após a quebra.

Por outro lado, a *shoreface* está localizada abaixo da linha de maré e se distingue pelo transporte de areias acima do nível de base durante condições de tempo calmo. Nessa zona, é possível observar correntes de deriva litorânea, que são influenciadas pelas ondas, assim como correntes oceânicas induzidas pelos ventos. Quanto à região *offshore*, ela é predominantemente composta por sedimentos de lama e se estende desde a zona além da ação das ondas normais até a quebra da plataforma. Nessa parte da plataforma, são visíveis depósitos resultantes da reconfiguração causada apenas por tempestades.

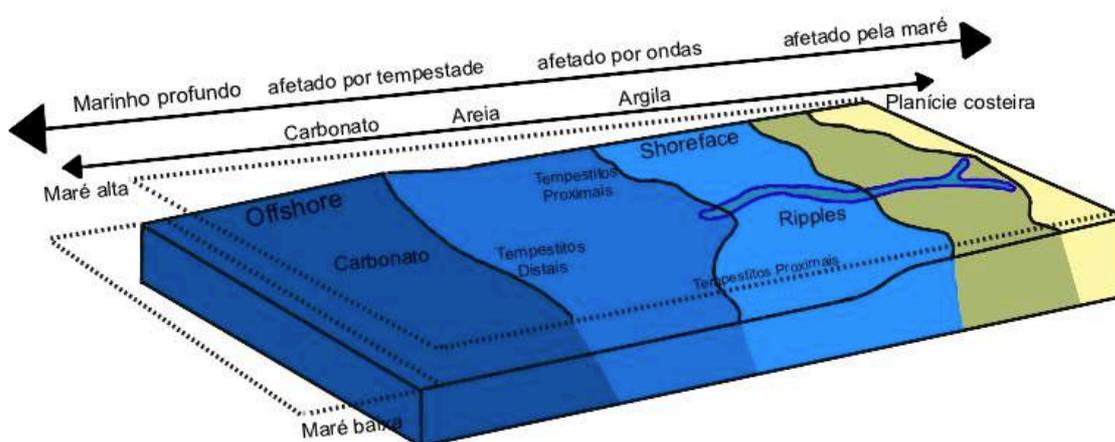


Figura 5.1 Seção esquemática plataforma marinha, mostrando ambiente e fácies.

#### 5.1.1 Plataformas Marinhas Dominadas Por Tempestades (Boggs, 1995)

As plataformas marinhas atuais podem ser divididas em três tipos: plataformas dominadas por maré (17%), plataformas dominadas por correntes oceânicas (3%) e plataformas dominadas por tempestades (80%). Nestas

plataformas são reconhecidas quatro tipos de correntes que transportam ou retrabalham sedimentos (Swift et al., 1971 apud Boggs, 1995): correntes de maré, correntes geradas por tempestade, correntes oceânicas e correntes de densidade.

Correntes de maré são geradas pela atração gravitacional da Lua e do Sol, associados à rotação do sistema Sol–Terra–Lua. A influência das marés está representada na variação diária do nível do mar, hoje em média de 1 a 4 m, porém chegando a 15 m em algumas baías restritas. A subida e descida das marés é acompanhada pelo movimento horizontal das massas d'água, induzindo uma corrente, chamada de corrente de maré. A corrente gerada na plataforma pelas marés é bidirecional, mas assimétricas com respeito à velocidade. Correntes assimétricas resultam em transporte de sedimentos na direção mais forte da corrente. A velocidade das correntes de maré decresce com a profundidade da água; portanto, o transporte por correntes de maré é mais efetivo em pequenas profundidades. As correntes de maré podem ser fortes o bastante para reelaborar quantidades consideráveis de areia ou cascalho, ou fracas a ponto de não possuírem energia necessária para mover grãos de areia. As correntes de maré que são fracas passam a ser bastante efetivas quando associadas ao movimento oscilatório de ondas, visto que o movimento orbital das ondas suspende os grãos do fundo e as correntes conseguem transportá-los.

Correntes de maré possuem papel secundário na reelaboração de sedimentos em plataformas marinhas dominadas por tempestades. Ao invés das correntes de maré, o transporte do sedimento é causado por ondas e por correntes influenciadas e/ou induzidas por tempestade. A oscilação do fundo do mar causado por ondas pode, dependendo da intensidade, levar à ressuspensão do fundo ou à formação de ondulações (*ripples*) de oscilação, assim podendo os sedimentos em suspensão serem transportados por correntes. Ondas de tempo bom podem atingir o substrato a profundidades de 10 a 15 m; já as ondas de tempestade, com comprimento de onda muito maior, podem perturbar sedimentos até 200 m de profundidade. Nas áreas mais profundas, as ondas de tempestade podem ressuspender o fundo, mas não conseguem transportar substanciais quantidades de areia. Já na costa, essas

ondas erosionam a praia e depositam seus sedimentos na antepraia e costa-afora.

A diferença de nível hidrostático na costa e na região offshore resulta numa diferença de pressão hidrostática, o que gera uma corrente de fundo chamada de corrente de retorno, perpendicular à costa e em direção à offshore. Posteriormente, essa corrente sofre o efeito de Coriolis e é defletida, não sendo capazes de transportar muito sedimento arenoso, a não ser que estejam associados à forte oscilação que as ondas causam no fundo que, como dito anteriormente, pode ressuspender sedimento do leito marinho. Tal ação conjunta de onda e corrente resulta em um fluxo combinado. Tempestades extratropicais e furacões podem gerar sobrelevações costeiras de maior porte que as produzidas pelas tempestades sazonais, induzindo assim correntes muito mais fortes. Em outra linha de discussão, fundamentada na observação do registro geológico, Walker (1984) expõe a natureza de correntes de turbidez em paleoplatasformas marinhas rasas. Walker (1984) sugere que tais correntes de turbidez tenham sido induzidas por cargueamento cíclico do substrato marinho pela passagem de vagalhões de tempestade. Segundo este autor, essas correntes de turbidez seriam capazes de transportar sedimentos para offshore.

As correntes oceânicas, induzidas pelo vento, não contribuem significativamente, para a introdução de novos sedimentos na plataforma. Entretanto estas correntes desempenham papel importante na reelaboração de sedimentos finos na plataforma, podendo, em certos casos, até formar sandwaves e outras formas de leito.

As correntes de densidade são criadas pela diferença de densidade entre massas d'água devido a variações de temperatura, salinidade ou sedimento em suspensão. Correntes de densidade são principalmente importantes no transporte de sedimentos finos em suspensão. Altas concentrações de sedimentos em suspensão perto da boca de rios podem criar correntes de densidade diluídas que movem ao longo do fundo (fluxo hiperpicnal). Similarmente, plumas de águas quentes de rio ricas em sedimento em suspensão avançam por cima da água do mar (fluxo hipopicnal), transportando a argila através da plataforma por alguma distância.

## 5.2 Sistemas Deltáicos (Santos, 2005)

Os deltas representam um sistema deposicional complexo, composto por uma ampla variação sedimentar característica de sub-ambientes, que proporcionam um diversificado conjunto de fácies e de tipos de sedimentos (Figura 5.1), abrangendo planícies fluviais com lagos rasos, lagunas, planícies de maré, estuários, fácies de praia, frentes deltaicas subaéreas, plataformas deltaicas e prodeltas.

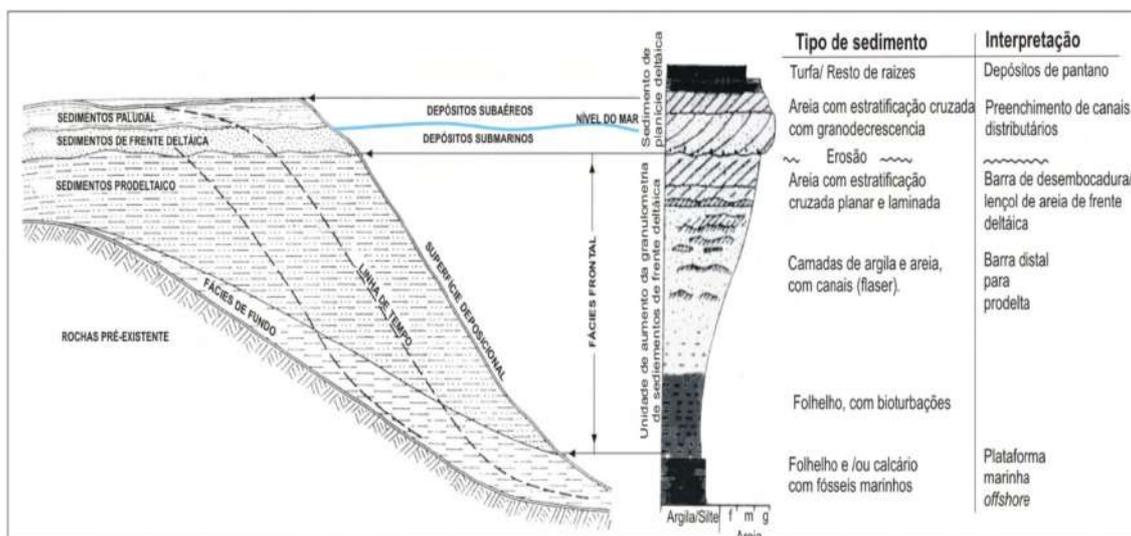


Figura 5.2 Integração de perfil estratigráfico e seção transversal de um delta, mostrando ambientes, fácies e respectivas interpretações dos depósitos (modificado de Scruton, 1960); maior variação pode ocorrer no topo da seqüência, onde baías e canais interdistributários são bem desenvolvidos.

As fácies de topo compreendem os sedimentos depositados na superfície do delta e na plataforma submarina da frente deltaica. Em áreas subaéreas, os sedimentos são depositados pelas correntes distribuidoras em canais, lagos, pântanos e mangues, resultando em depósitos de preenchimento de canal, de diques marginais, lacustres e paludais. Mais da metade da parte subaérea de um delta costuma ser ocupada por pântanos de água doce a salobra. Os sedimentos de preenchimento de canais são de textura variável, granulação fina a muito fina, afossilíferos.

As areias de barra de pontal contribuem em grande parte para os depósitos de canais, com estratificação cruzada tangencial e acanalada (Allen, 1964). Os sedimentos de bancos marginais são de granulação mais fina do que os dos canais. E os depósitos paludais são formados principalmente por silte e

argilas, com grande conteúdo de matéria orgânica. Em depósitos subaéreos são abundantes micas e restos de plantas (camadas de carvão são frequentemente associadas à fácies de topo de deltas).

Em geral, sob esses depósitos superiores estão os chamados sedimentos de frente deltaica, compreendendo sedimentos de baías entre canais distributários e de barras de foz interdigitadas estas com grandes espessuras e sem erodir os sedimentos prodeltaicos subjacentes (Fisk, 1954). Nos sedimentos de baías situadas entre distributários, encontram-se silte e argilas com grandes quantidades de micas, matéria orgânica e restos esqueletais de invertebrados, como conchas e carapaças.

As características das fácies frontais dependem do tipo de sedimento transportado pelos rios e do local onde este sedimento é depositado. No caso de um rio que desemboca num corpo de água tranquila, por exemplo, formam-se pequenos deltas. Quando o sedimento transportado é composto por sedimentos finos, o ângulo deposicional resultante da fácies frontal é suave. Ao contrário, se houver transporte de sedimentos grosseiros, originam-se camadas frontais com forte inclinação.

As fácies de fundo são depositadas principalmente sob condições submarinas (offshore), podendo ser considerada como a continuação da sedimentação da encosta exterior do delta, onde sedimentos predominantes são argilosos e silticos, e as partículas em geral depositadas por suspensão (Jopling, 1965). Diferem dos sedimentos de fácies frontais por serem mais ricos em matéria orgânica, muito perturbados por organismos, com possível presença de glauconita. O modelo mais utilizado para a classificação dos tipos de delta é baseado na força relativa do rio e em processos marinhos, como a influência das marés e ondas (Figura 5.2).

Diversos trabalhos foram publicados sobre preenchimento de bacias em diferentes idades e ambientes geológicos com a influência de deltas, como os de Given (1977), Jansa & Weidmann (1982), Blakey & Gubitosa (1984), Haszeldine, (1983), Martinsen (1990), Omran & Ibrahim (1991), Olsen (1993), Poppe & Poag (1993), Mutti et al. (1996), Roberts & Coleman (1996), Somoza et al. (1998), Mohammed & El Hassan (2002) e Jo (2003). Esses autores investigaram também a interferência das inundações em sistemas flúvio-

deltaicos antigos, demonstrando a importância delas no preenchimento de bacias tectonicamente ativas, tanto em sucessões aluviais como em sequências marinhas rasas. A maioria das fácies mostra o domínio de areias retidas na foz do rio, que podem ser carregadas para outras regiões da bacia por fluxo hiperpicnal, formando lobos de frente deltaica e demonstrando a eficiência do fluxo.

A entrada da carga sedimentar do rio no corpo de água receptor, geralmente é dominada pela inércia do fluxo de chegada. Esse fluxo forma um jato turbulento axial ou em pluma, que depende diretamente da espessura da lâmina d'água receptora e da desembocadura do rio. Wrigth et al. (1986) e Prior et al. (1986) enfatizaram a importância dessa carga de fluxo turbulento no delta do rio Amarelo, onde foi observada uma dispersão alongada de plumas de baixa densidade sobre o fluxo da frente deltaica, inferindo desta observação a ocorrência de plumas de alta densidade com características erosivas em vales sub-aquosos parcialmente preenchidos por argilas.

Esses fatores aumentam a concentração de sedimentos relacionados ao fluxo de transbordamento no ambiente aluvial e nas planícies costeiras, não reduzidas pela energia de dissipação e sedimentação na bacia receptora. Conseqüentemente, muitos desses rios podem gerar, em anos consecutivos, frequentes fluxos hiperpicnais.

Sistemas flúvio-deltaicos com domínio de inundações representam um complexo depósito de barras de desembocadura com interferência de processos de transbordamento de rios e da carga sedimentar que entra no corpo de água receptor. Para Mutti et al. (2000), as unidades de inundações são controladas por fatores locais, como volume das águas, concentração de sedimento, duração de eventos e tipo de processo sedimentar envolvido. Como resultado, a unidade de inundação pode variar desde pequenas barras lenticulares resultantes da repentina desaceleração, com pequeno volume e ciclos de pouca duração, até espessas barras de grande extensão lateral, constituídas por camadas de areia gradadas e relativamente bem selecionadas, depositadas por fluxo hiperpicnal em ambiente marinho de frente de delta.

Wright (1977) e Nemec (1995) definiram os tipos básicos de barras de desembocadura com base na influência da inércia, fricção e flutualibilidade. Rios com fluxo de pouca eficiência formam tratos de fácies simples, formados pela abrupta desaceleração e diluição da carga em suspensão gerada por inundação durante a entrada no corpo receptor (Figura 5.3). Os depósitos deste tipo são geralmente encontrados com bases erodidas ou gradadas, raramente com menos que 20cm de espessura. Normalmente é composto por areias finas e silte com abundantes fragmentos vegetais. As estruturas sedimentares geralmente são pouco desenvolvidas, restringindo-se a lâminas paralelas e cruzadas de pequena escala, e ripples no topo de camadas individuais. Todo esse conjunto forma barras ou clinofomas arenosas.

A melhor interpretação desse depósito até o momento encontra-se em McLeod et al. (1999), que interpretam a formação desse depósito como um colapso gravitacional de sedimentos que geram plumas com rápida desaceleração (devido à mistura com a água receptora), seguida por deposição ao longo da vertente da barra. A geometria interna, a ausência de erosão e a textura de granulação fina sugerem uma origem de um fluxo pouco eficiente. Esses depósitos podem ser considerados com análogos de barras de desembocadura dominados por rios formados durante inundações.

O trato de fácies de carga sedimentar fluvial com fluxo de alta eficiência (Figura 5.3) é caracterizado por longa duração e alta concentração de sedimentos de granulação grossa (predomínio de areias de média a grossa) depositados na desembocadura do rio. A porção de areias finas e argilas é carregada bacia adentro, para regiões distais da frente deltaica, onde são formadas camadas com grande extensão longitudinal, conhecidas também como lobos areníticos de frente deltaica. Os tratos de fácies de alta eficiência (Figura 5.3) mostram a gradação de sedimentos de finos a grossos. A maior eficiência de fluxo individual é indicada na segregação de grãos em direção a jusante, acompanhada por uma transformação e espetacular produção de superfícies de erosão ocasionadas pela cabeceira desse fluxo.

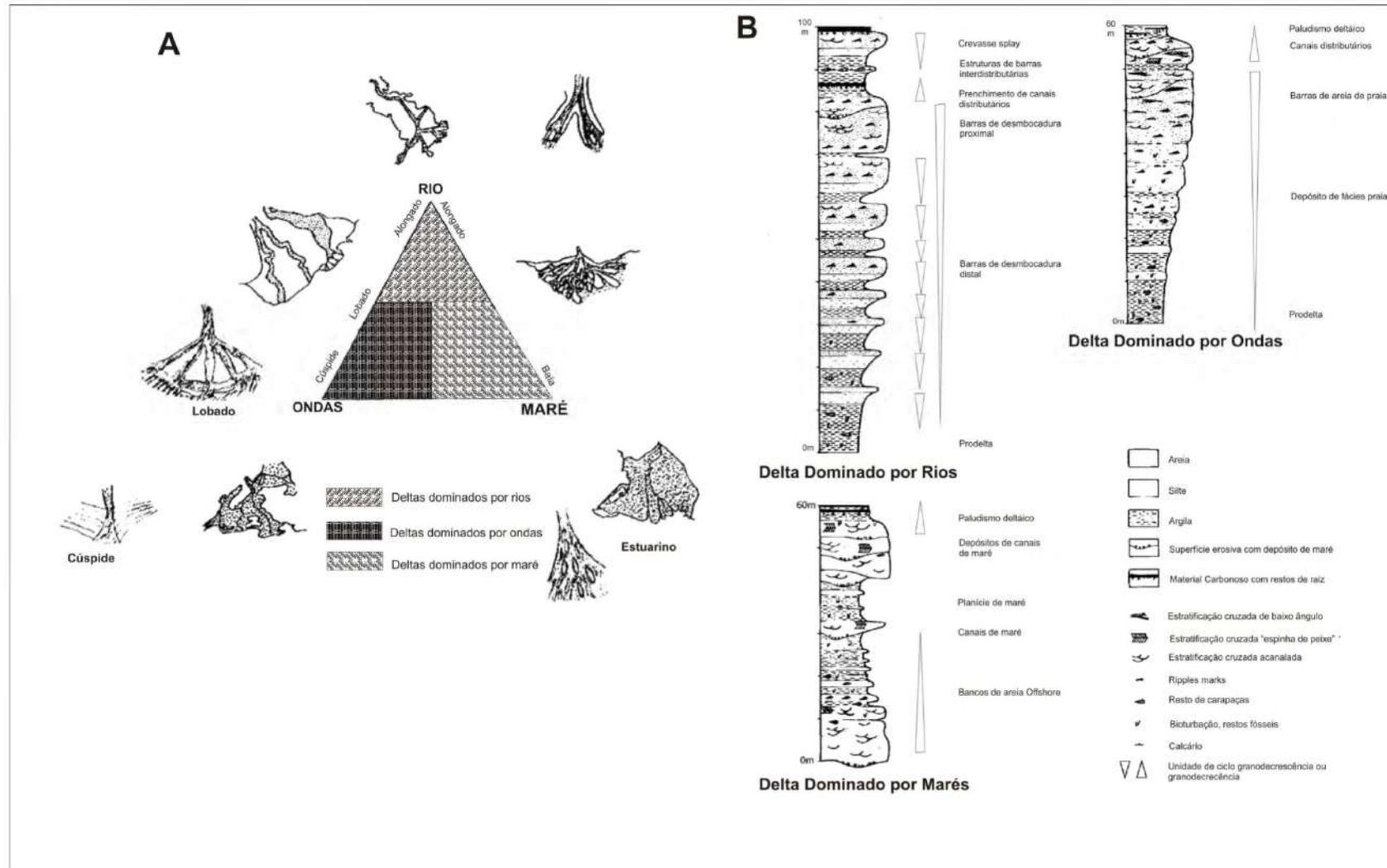


Figura 5.3 Classificação dos tipos de delta, com base na força relativa do rio ou processos marinhos, como a influência das marés e ondas. A) em planta e B) em perfil. (Modificado de Coleman & Wright, 1975 e Miall, 1996).

Os depósitos de desembocadura dos rios comumente mostram uma típica estratificação cruzada desenvolvida em diferentes escalas físicas, em função da potência e da duração de cada fluxo. Além da exposição de vários tipos de geometria de camadas, há estruturas deposicionais como laminações, climbing ripples, barras, dunas, etc.

Primeiramente descrita por Mutti et al. (1996), a estratificação cruzada sigmoidal produzida por inundação é caracteristicamente desenvolvida sob formas sigmoidais com lâminas cruzadas resultantes de correntes longitudinais, truncadas por planos superiores ou por superfícies erosionais levemente convexas. Cada unidade sigmoidal é separada por finas lentes com acreção frontal, com progressivo aplanamento corrente abaixo, o que significa uma diminuição das condições de fluxo. A origem de acamamento sigmoidal, embora claramente produzido por tração e transformação em fluxo turbulento, pode ser interpretada como pulsante, amenizando no decorrer do tempo.

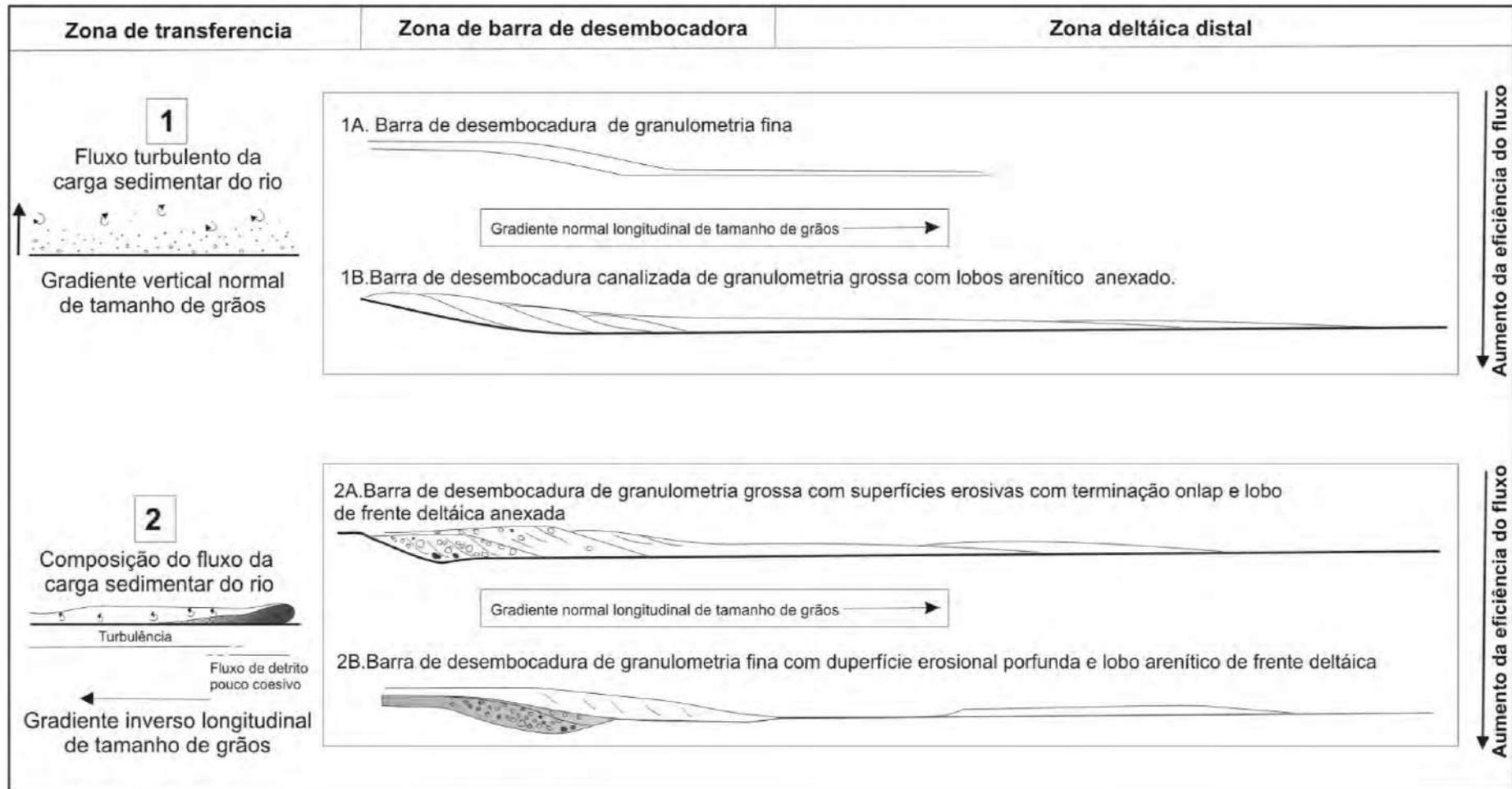


Figura 5.4 Principais tratos de fácies observados em sistemas de deltas fluviais com inundações (modificado de Mutti et al., 2000).

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os afloramentos da Sequência Mesodevoniana ocorrem na margem leste da bacia, e o mapeamento foi realizado na região dos municípios de Itainópolis, Picos e nas proximidades de Bocaina, sendo o limite inferior da referida sequência aflorante nas proximidades de Itainópolis. Enquanto que a Sequência Siluriana aflora na porção sudeste da área mapeada.

A área estudada é composta por quatro formações sedimentares, que fazem parte dos grupos Serra Grande e Canindé (Sequências Siluriana e Mesodevoniana), respectivamente: Formação Jaicós, Formação Itaim, Formação Pimenteira e Formação Cabeças (Figura 3.3).

Os afloramentos têm boa exposição, com estado de preservação variável e, geralmente, ocorrem ao longo de estradas ou nas proximidades. Também são encontrados afloramentos em encostas, margens de rios que, em sua maioria, são intermitentes e estavam secos no período de realização do trabalho de campo. Afloram na área de estudo, principalmente: arenitos, siltitos, folhelhos e argilitos.

No intervalo estudado foram descritas 16 litofácies e 2 icnofácies, identificadas (Tabela 2) a partir das litologias, texturas, estruturas sedimentares e icnofósseis.

### 6.1 Caracterização Faciológica

*Tabela 2 Caracterização faciológica.*

Código	Fácies	Descrição	Interpretação
<b>Cm</b>	Conglomerados Maciços	Conglomerado maciço, clastos suportados, moderadamente selecionados, com grãos subangulosos a subarredondados. Apresenta camadas tabulares e lateralmente	Depósito por fluxo turbulento com progressiva perda de água.

		contínuas de paraconglomerado maciço.	
<b>Aswl</b>	Arenito/Siltitio com acamamento wavy-linsen	Camadas centimétricas de arenito fino e siltitos argilosos, com acamamento wavy- linsen, com laminação cruzada por onda e/ou laminação plano paralela.	Esta fácies representa um aspecto mais distal da fácies Aco, onde ocorre maior proporção de lama em relação a areia e siltes. Apresenta características de depósito de tração com reelaboração por ondas de tempestades. Representa a fácies distal de um tempestito.
<b>Ab</b>	Arenito Bioturbado	Arenito muito fino argiloso, com intensa reelaboração de depósitos arenáceos e argilosos por organismos.	Representa a reelaboração intensa por organismos, esta reelaboração dá-se em intervalos durante tempo bom/estável, quando a agitação do substrato permite que tais organismos se proveitem dos sedimentos recém depositados para se alimentar, fazer suas habitações, deslocar-se etc. A ação desses organismos causa a mistura da areia com sedimentos finos (argila) e obliterando as estruturas sedimentares pré- existentes.
<b>Alp</b>	Arenito com Laminação Plano Paralela	Camadas centimétricas de arenito médio a fino	Alternância de processo de decantação e tração de

		com laminação plano paralela	sedimentos arenosos com reelaboração por onda.
<b>Am</b>	Arenito Maciço	Camadas tabulares decimétricas a métricas de arenito fino maciço de coloração rosada. Possui grãos moderadamente selecionados, subangulosos a arredondados em matriz pelítica	Deposição contínua de sedimentos, posteriormente modificada por processos de liquefação.
<b>Aco</b>	Arenito com estratificação cruzada truncada por onda	Arenito siltoso de fino a médio, com marcas de ondulação assimétrica, que representam formas de leito ondulados	As formas de leito onduladas são geradas por tração em regime de fluxo inferior, estas marcas de ondas e a gradação normal observada em camadas centimétricas (variando de areia média a silte).
<b>Apt</b>	Arenito com estratificação plano paralela e cruzada tabular	Camadas centimétricas a métricas de arenito fino com laminação plano paralela e cruzada tabular	Alternância de processo de decantação e tração de sedimentos arenosos com reelaboração por onda.
<b>Asg</b>	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal	Camadas lenticulares lateralmente contínuas de arenitos finos e bem selecionados que migram preferencialmente para SW-SE	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo transicional a superior associado com rápida desaceleração. Acamamento maciço relacionado à liquefação por sobrecarga sedimentar ou ausência de

			contraste granulométrico. Migração de marcas onduladas e suspensão.
<b>Ach</b>	Arenito com estratificação cruzada hummocky	Arenito fino, tabular, formando lençóis de areia centimétricos.	Esta fácies se caracteriza pela presença constante de estratificação cruzada hummocky de médio a grande porte, com marcas de onda na base das estruturas.
<b>Apmo</b>	Arenito com estratificação plano paralela e marcas onduladas	Camadas centimétricas de arenito fino com marcas de onda	Representa a porção proximal de uma plataforma retrabalhada por ondas de tempestade.
<b>Ap</b>	Arenitos com estratificação cruzada planar	Arenitos grossos a finos, por vezes cascalhosos, com grânulos e seixos de quartzo dispersos no arcabouço, com estratificações cruzadas planares de pequeno porte, com tons amarelados e matriz argilosa, e evidência de granodecrescência ascendente	Representa a migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados
<b>Fh</b>	Folhelhos Heterolíticos	Intercalação entre arenito, siltitos e folhelhos escuros	Representa a intercalação entre arenito muito fino, intercalados com siltitos e folhelhos (em maior porcentagem), apresentando acamamento wavy, flaser e lenticular.
<b>FLH</b>	Folhelhos escuro	Camadas centimétricas de folhelho argiloso escuro	Representa a decantação de sedimentos argilosos em

			ambiente marinho distal de costa-afora, em condições anóxicas. Não foram observadas estruturas de bioturbação.
<b>FL</b>	Folhelho Laminado	Camadas tabulares de folhelho laminado	Predominam estruturas de laminação, estratificação plano paralela, acamadamento ondulado. Icnofósseis aparecem com frequência nos níveis de folhelho da base da seção.
<b>Fs</b>	Folhelho Intercalado Siltitos	a Camadas maciças interlaminadas, de folhelho e siltito	Representa a sedimentação em um ambiente marinho de offshore, abaixo da ação de ondas, não exibindo estruturas de reelaboração por onda ou corrente.
<b>Fsm</b>	Siltito Laminado	Silte e argila maciço intercalados	Representa a sedimentação em um ambiente marinho de offshore, abaixo da ação de ondas, não exibindo estruturas de reelaboração por onda ou corrente.
<b>Fr</b>	Ferricrete	Lente centimétrica de ironstone maciço	Representa a precipitação autigênica na plataforma interna com condições geoquímicas de variação do potencial redox na água presente nos poros, associadas a sedimentos ricos em MO, em um

			ambiente hidrodinamicamente mais estável.
<b>Ic</b>	Cruziana	Associação dos icnofósseis <i>Palaeophycus</i> isp., <i>Planolites</i> isp e <i>Rusophycus</i> isp.	Reelaboração do substrato por organismos invertebrados em ambiente marinho raso abaixo do nível de ação de ondas de bom tempo, porém sujeito à ação de ondas de tempestades, às condições de águas mais calmas de offshore.
<b>Sk</b>	Skolithos	<i>Skolithos</i> isp. e <i>Neoskolithos</i> isp.	Compreende os ambientes litorâneos a infralitorâneos com condições de energia moderada a alta, com sedimentos levemente argilosos a arenosos.

### 6.1.1 Formação Jaicós

Em afloramento, TW-44 (Figura 6.1), a Formação Jaicós apresenta variações de ciclos de arenito médio a grosso, com granocrescência ascendente. Esses ciclos estão bem marcados, com arenitos médios a grossos na base e lentes conglomeráticas no topo de cada ciclo; a granulometria dessas lentes varia de seixos a matação, sendo bem arredondada, variando de seixos a matação.

#### *Fácies Cm – Conglomerados Maciços*

Corresponde a conglomerados maciços, clastos suportados, com o arcabouço formado por grânulos e seixos, constituídos predominantemente por quartzo e alguns fragmentos de rochas; a matriz é composta por areia grossa a média e, em pequena proporção, argilosa.

Esta fácies foi encontrada próximo ao distrito de Riachão/PI; ocorre em um corte de estrada com 3 metros de altura, mostrando feições de erosão, com uma base marcada por concentração de seixos quartzosos moderadamente selecionados, com grãos subangulosos a subarredondados, e granodecrescência ascendente limitada pelos arenitos da fácies Ap (Figura 6.1). Devido à influência deltaica da Formação Itaim, os conglomerados da seção topo da Formação Jaicós foram depositados na região transicional, provavelmente, na passagem de um sistema fluvial para um deltaico.

#### *Fácies Ap – Arenitos com Estratificações Cruzadas Planares*

Engloba arenitos grossos a finos, por vezes cascalhosos, com grânulos e seixos de quartzo dispersos no arcabouço (quartzoso), com estratificações cruzadas planares de pequeno porte, com tons amarelados e matriz argilosa, e evidência de granodecrescência ascendente. Os grãos variam de subangulosos a subarredondados, sendo moderadamente selecionados, sobrepostos aos conglomerados da fácies Cm (Figura 6.1).

Segundo Miall (1996), as fácies Ap pode ser interpretada como tendo sido gerada a partir da migração de barras longitudinais de correntes fluviais de canais entrelaçados.

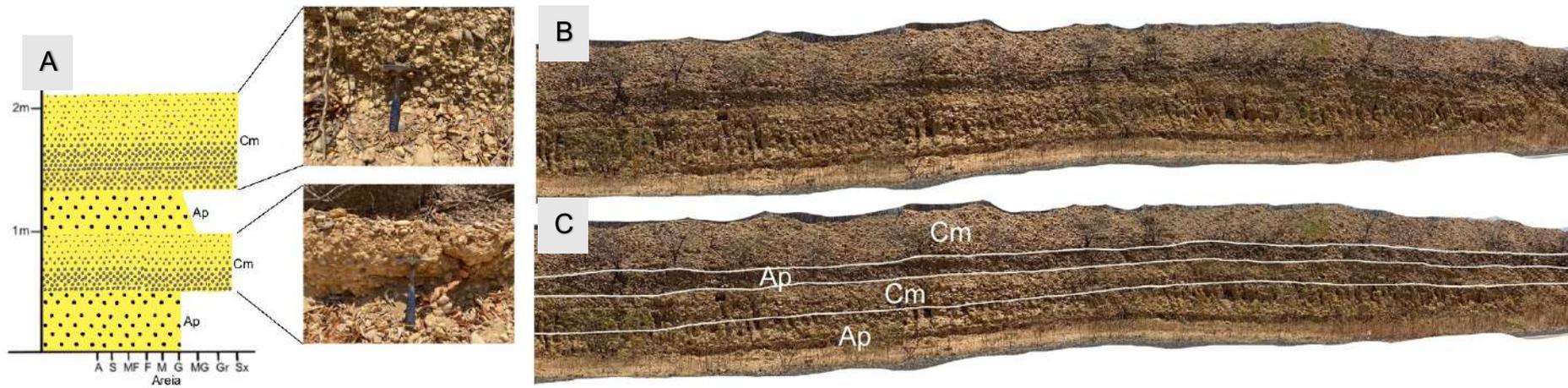


Figura 6.1 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-44, mostrando as fácies identificadas. B) Vista geral do afloramento da Formação Jaicós, do Grupo Serra Grande, mostrando camadas de arenito médio a grosso com estratificação plano paralela (fácies Ap) de médio porte e conglomerados maciços da fácies Cm, marcado pela granodecrescência ascendente, que termina com a presença de um material mais fino da fácies Ap. C) Divisão faciológica e geométrica das estruturas sedimentares encontradas no afloramento TW-44.

### 6.1.2 Formação Itaim

Em afloramento, a Formação Itaim apresenta variação de ciclos de arenito muito fino a fino, com granocrescência ascendente. Esses ciclos estão bem marcados, com estratocrescência, contendo bioturbação moderada, localizada nos arenitos finos com laminação plano paralela (Figura 6.2).

As sucessões verticais apresentam, além da granocrescência, uma fácies de tempestito, classificada a partir de um maior número de arenito com estratificação cruzada *hummocky* com intercalações de folhelho bioturbado, geradas acima do nível de ação de ondas de tempestade.

A Formação Itaim teria sido depositada na zona de transição *lower shoreface/offshore*, no qual os processos dominados por ondas e correntes estão agindo, influenciando o retrabalhamento de sedimentos advindos de deltas (Figura 6.3).

De acordo com o mapeamento geológico realizado na área, foi observado que o contato com a formação Pimenteira ocorre a partir de uma superfície de inundação máxima, separando os estratos inicialmente agradantes para retrogradantes, do Trato de Sistemas Transgressivo (TST) para o Trato de Nível de Mar Alto (TSMA), respectivamente (Figura 6.2).

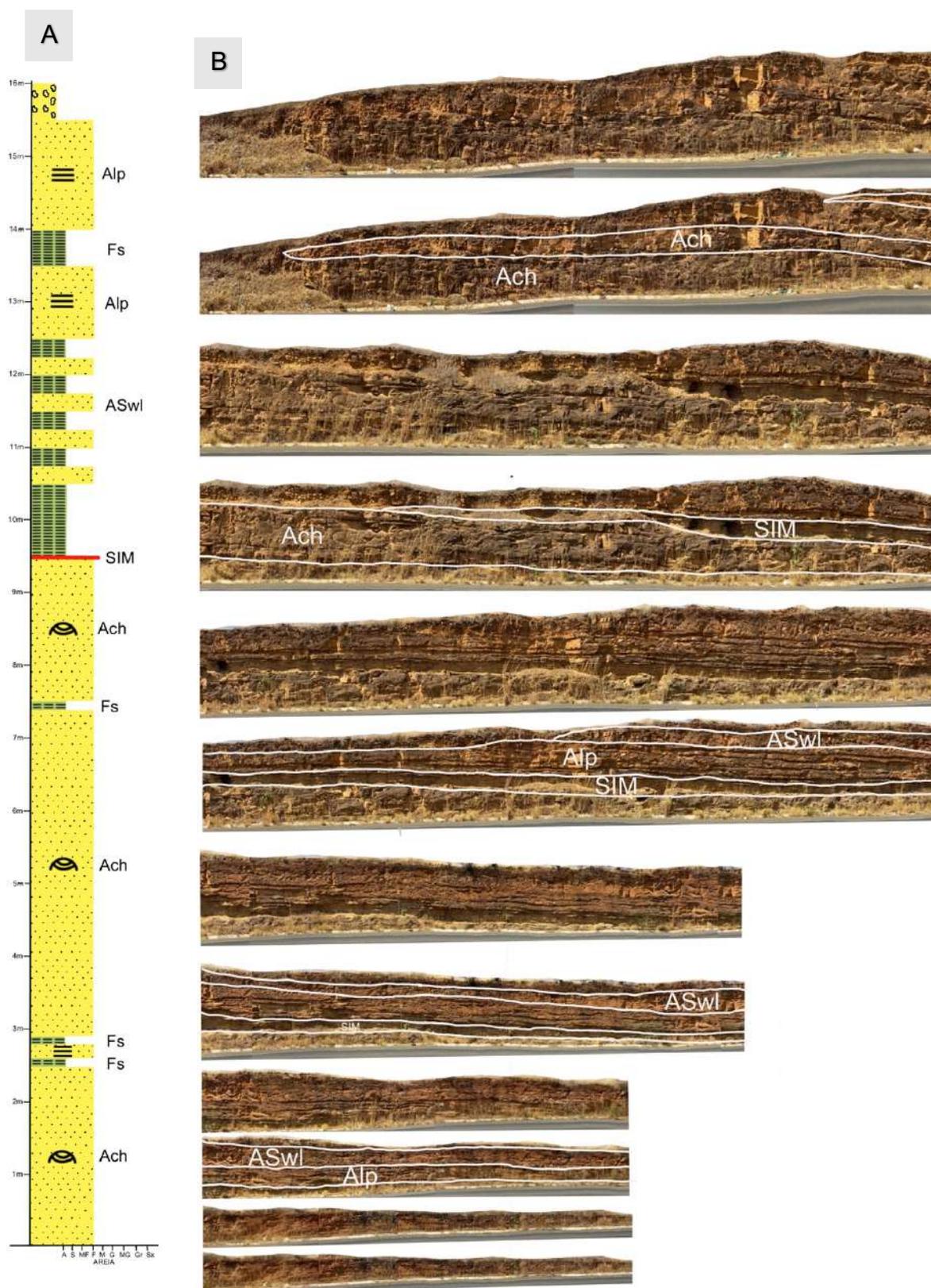


Figura 6.2 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-01, mostrando a divisão faciológica e sedimentar. B) Vista geral do afloramento da Formação Itaim do Grupo Canindé, mostrando camadas de arenito com estratificação cruzada hummocky de grande porte (fácies Ach), arenito fino com acamamento wavy-linsen (fácies ASwl), arenito fino com estratificação plano paralela (fácies Alp) de médio porte e superfície de inundação máxima (SIM) que compreende a fácies Fs.

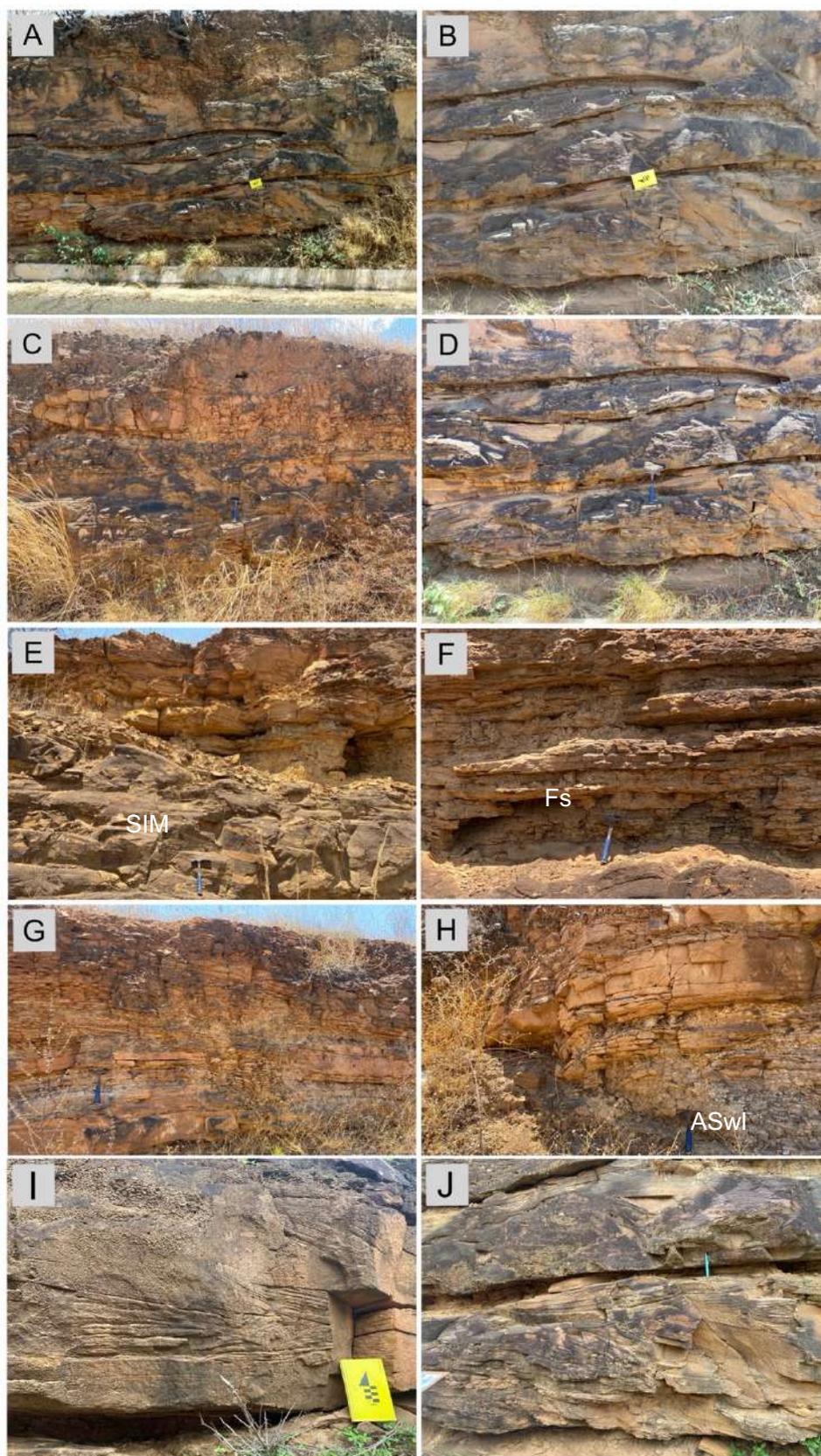


Figura 6.3 Detalhe do afloramento da Formação Itaim do Grupo Canindé. A a D) Camadas de arenito com estratificação cruzada hummockky de grande porte (fácies Ach). E e F) Superfície de inundação máxima (SIM) que compreende a fácies Fs. G e H) Arenito fino/siltito com acamamento wavy-linsen (fácies ASwl). I e J) Arenito fino com estratificação plano-paralela (fácies Alp) de pequeno porte e estratificação tabular.

O afloramento TW-01, localiza-se nas margens da BR-316, aproximadamente 10 km antes da cidade de Picos/PI (sentido Recife-Picos). É composto por uma camada homogênea de arenito fino de coloração creme, com estratificação cruzada tabular, *hummocky* de grande porte e ondulações. Pode ser observada a presença de uma intercalação de siltitos com ondulações.

#### Fácies Ach - Arenito com estratificação cruzada *hummocky*

A fácies Ach é caracterizada por arenitos médios sílticos-argilosos, de coloração creme amarelado, boa seleção e grãos subangulosos a subarredondados. A estrutura sedimentar marcante é a estratificação cruzada *hummocky*, porém *sets* com estratificação cruzada ondulada truncada por ondas normais também ocorrem. Em muitos casos, a base desses *sets* contém grânulos de quartzo e fragmentos de argila compondo um pequeno “*lag*” descontínuo. Originadas de depósitos resultantes de um fluxo turbidítico arenáceos de alta densidade, com reelaboração do topo por ação de ondas, do mesmo evento.

#### Fácies Fs – Folhelho Intercalado a Siltitos

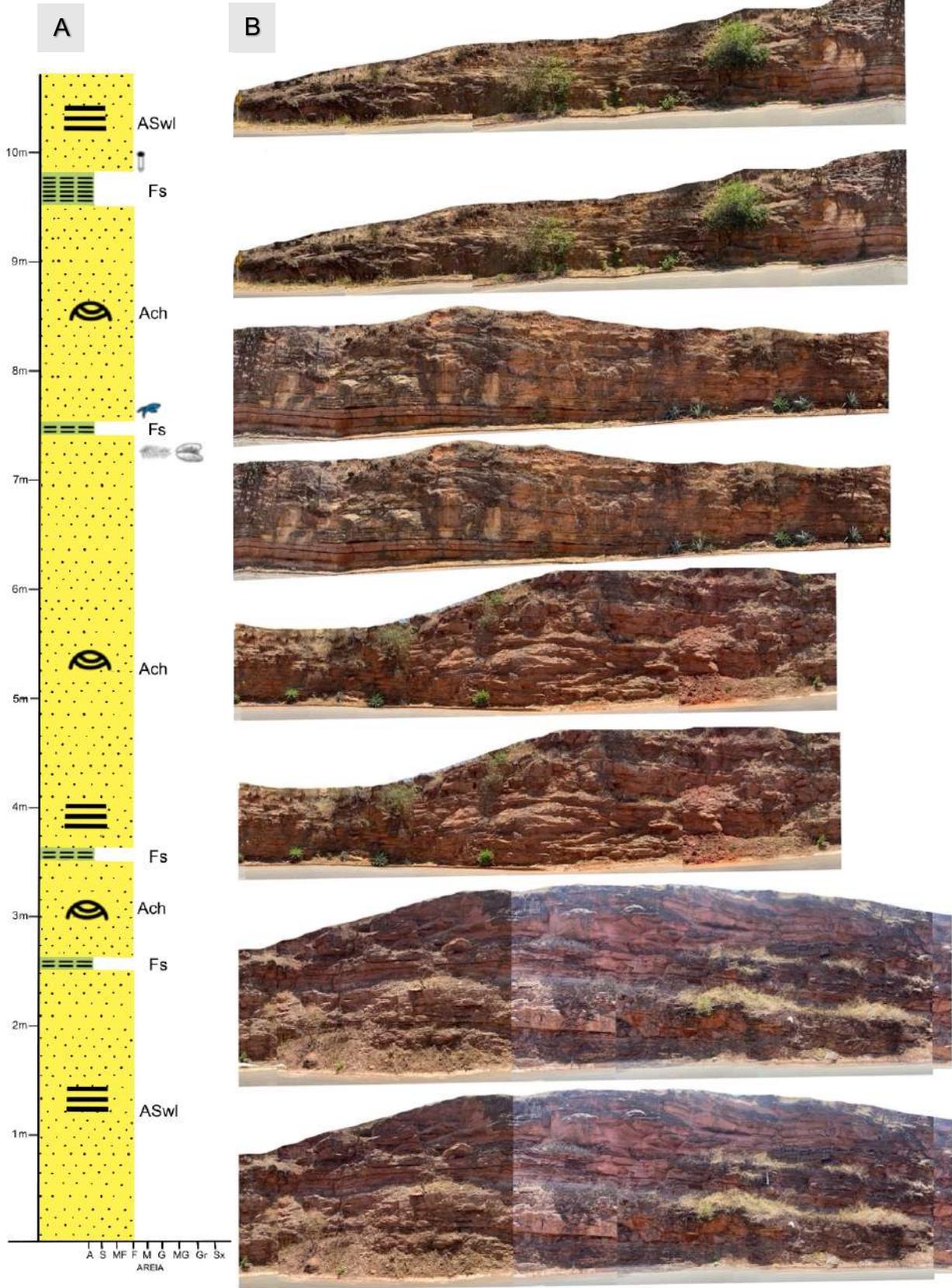
Representa a superfície de inundação máxima (SIM), e engloba folhelhos e siltitos interlaminados, maciços, originados a partir da alternância de decantação de siltitos e lamitos. Representa a sedimentação em um ambiente marinho de costa-aflora, abaixo da ação de ondas, com alternância rítmica de lâminas de siltitos e folhelhos, não exibindo estruturas de reelaboração por ondas ou correntes. A bioturbação é fraca (índice de icnotrama 2). Tais sedimentos seriam originários de uma pluma de sedimentos finos postos em suspensão pela ação de ondas na costa ou introduzidos por fluxos hipopicnais ou hiperpicnais (Borgui, 2002). Pode ocorrer próximo ao contato com arenitos da fácies Ach.

### Fácies ASwl – Arenito/Siltito com acamamento *wavy-linsen*

Caracterizada por arenitos muito finos e siltitos em acamamento *flaser*, com laminação cruzada por onda e/ou laminação plano-paralela. Formadas a partir da alternância de processos de decantação e tração de sedimentos arenosos e siltosos, com reelaboração por onda e corrente. Representa um aspecto mais proximal dessa fácies, onde ocorre uma maior proporção de areia e siltes em relação à lama. Pode representar a fácies de depósitos de uma frente deltaica reelaborada por ondas de tempestade. Pode ocorrer bioturbada, com índices de icnotrama de 1 a 3.

### Fácies Alp - Arenito com Laminação Plano-Paralela

Caracterizada pela ocorrência de arenitos muito finos de cor creme amarelado e laminados, os grãos são subarredondados e unidos por uma matriz argilosa. A geometria da fácies é lenticular, com espessura não ultrapassando mais que 60cm. Essa fácies apresenta laminação plano paralela e ondulada e marcas onduladas levemente assimétricas, com cristas levemente sinuosas. Nessa fácies também ocorre lentes de cor amarela, com aproximadamente 1 a 5 cm de espessura, em vários níveis.



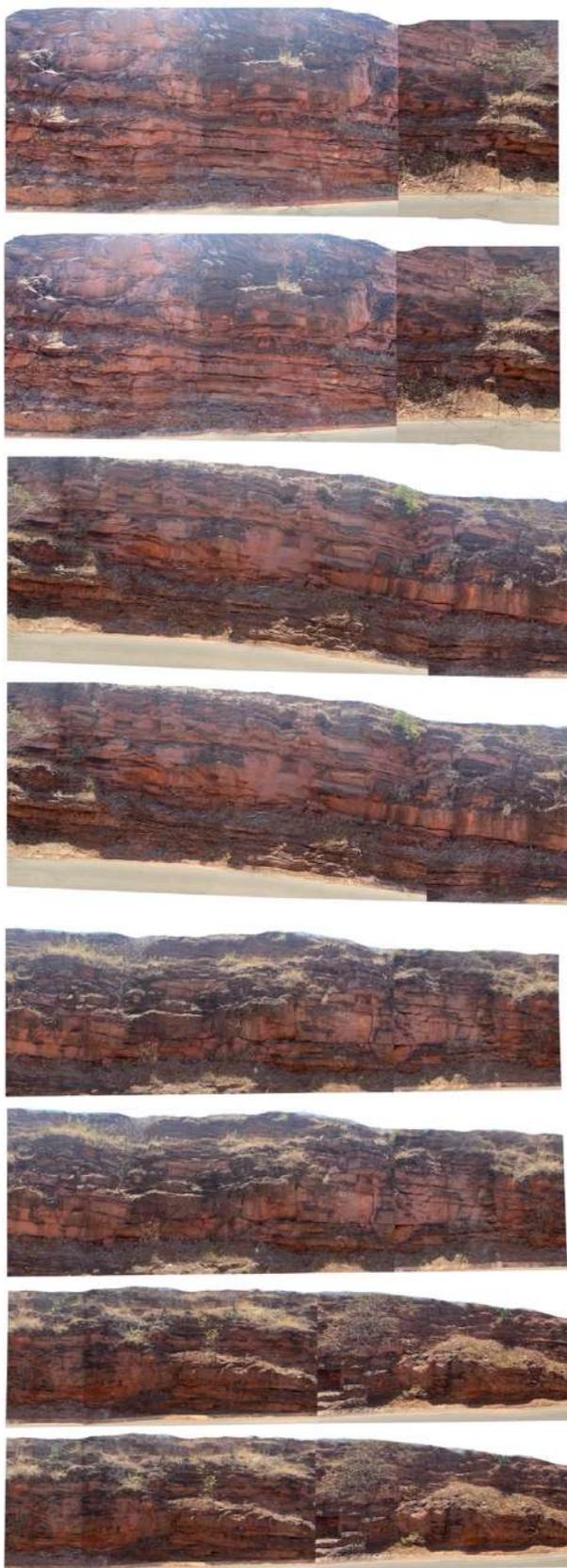


Figura 6.4 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-57, mostrando a divisão faciológica e sedimentar. B e C) Vista geral do afloramento da Formação Itaim do Grupo Canindé, mostrando camadas de arenito com estratificação cruzada hummocky de grande porte ( fácies Ach), arenito fino com acamamento wavy-linsen ( fácies ASwl), e siltito com folhelho interlaminado, que compreende a fácies Fs.

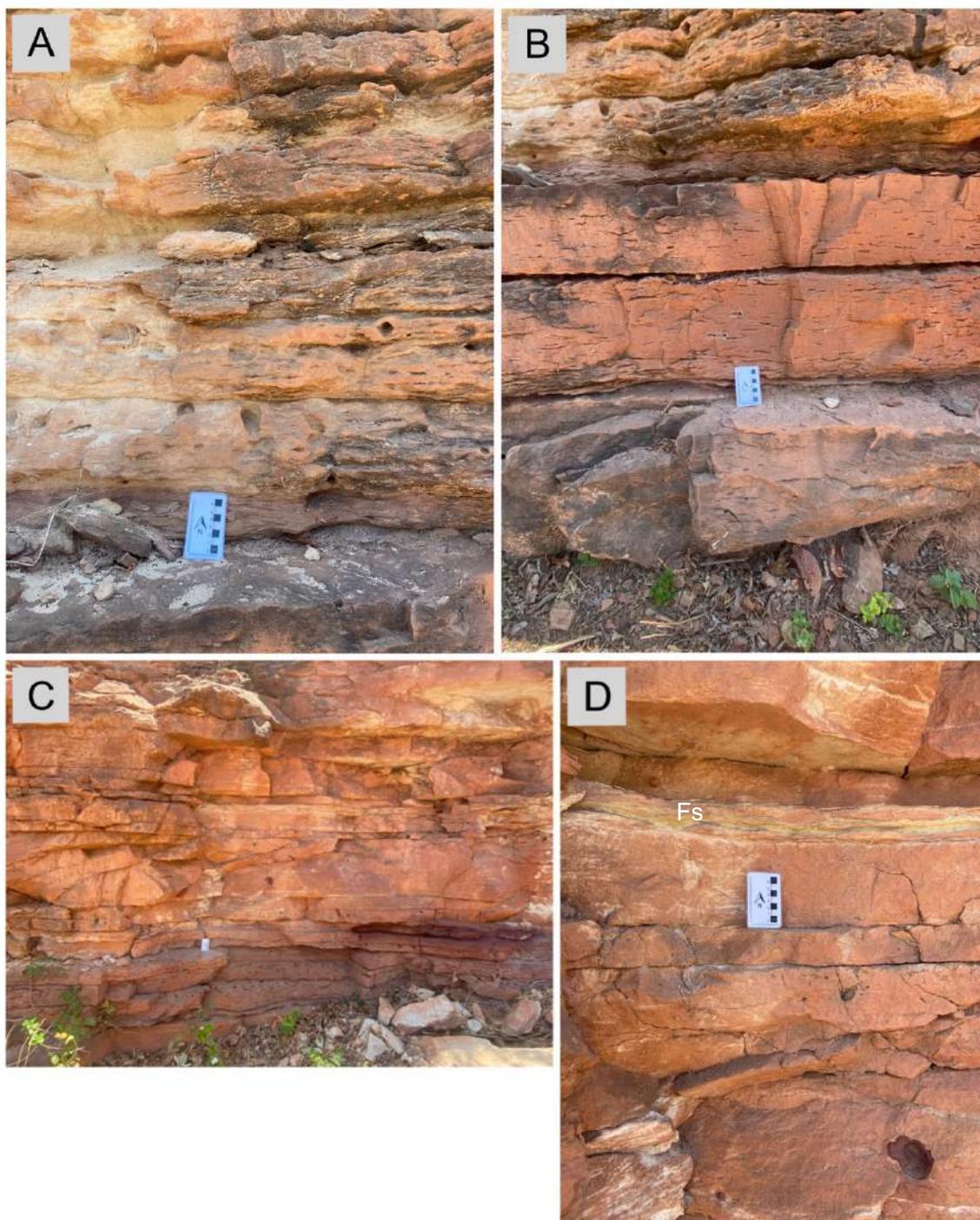


Figura 6.5 A a C) Detalhe da fácies *Asw1*, caracterizada pela estratificação cruzada plano-paralela, representada pelos arenitos finos. D) Lente de siltitos interlaminaados a folhelhos, em menor proporção, exibindo poucas estruturas de retrabalhamento por onda.

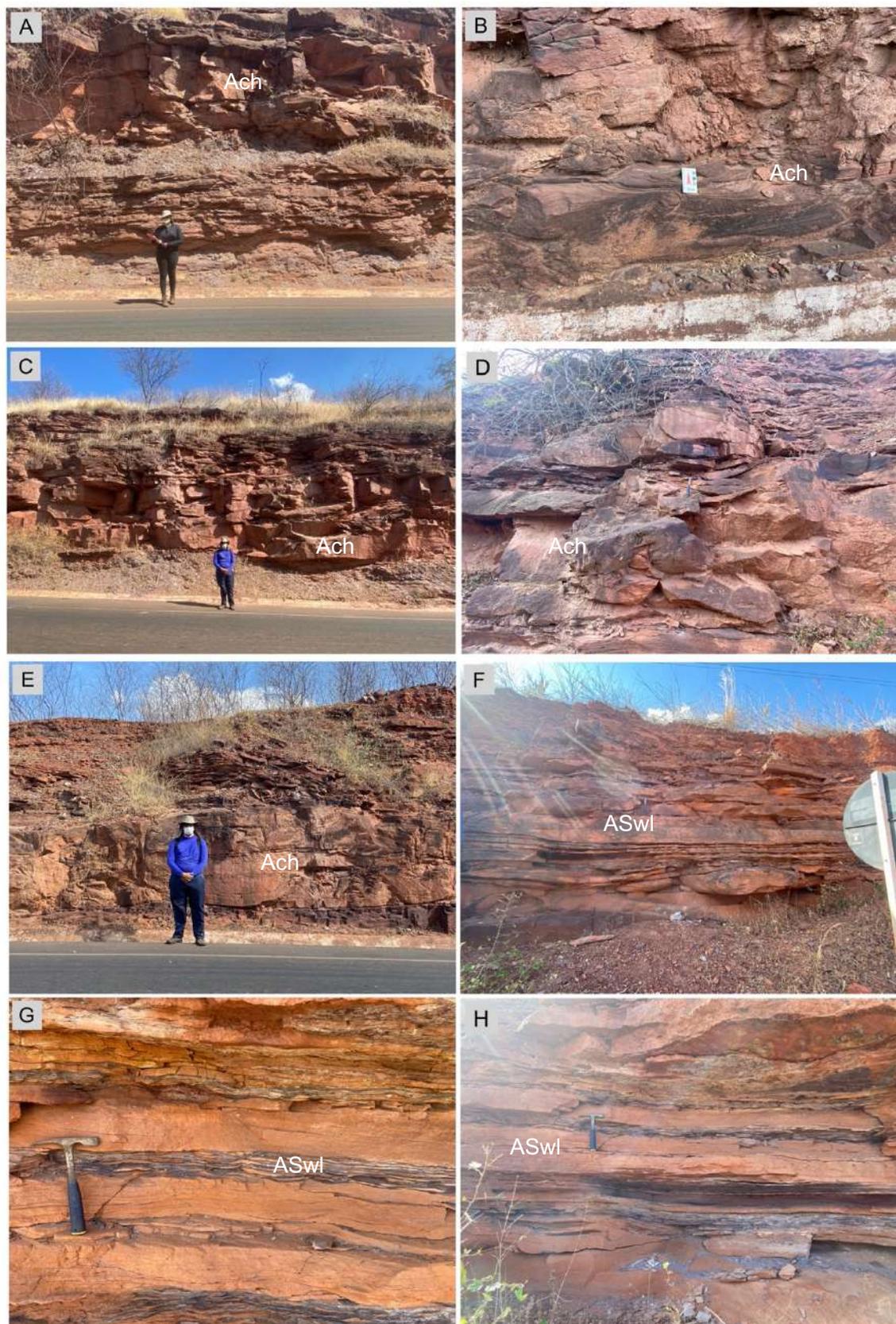


Figura 6.6 A a E) Detalhe da fácies Ach, com ênfase na estratificação cruzada hummocky de grande porte. F a H) Detalhe para a fácies ASwl, caracterizada pelo acamamento flaser, com uma maior proporção de areia em relação à argila.

O afloramento TW-57, localiza-se na entrada do município de Itainópolis, as margens da PI-245, e representa o limite inferior da sequência mesodevoniana (Figura 6.4).

A litologia é composta essencialmente por camadas homogêneas de arenitos tabulares avermelhados, com presença de estratificação cruzada tabular, laminação plano-paralela e estratificação cruzada *hummocky*, que estão sendo separadas por lentes de siltitos cinza-arroxeados e argilitos, representando uma sequência de camadas agradacionais de ambiente estuarino, com estratificação plano-paralela e *climbing ripples* (Figura 6.5 e 6.6).

As fácies Ach, Aswl e Fs ocorrem da mesma forma que no afloramento TW-01 (Figura 6.3), contudo, no afloramento TW-57, a fácies Aswl se apresenta com maior porcentagem de pelitos em relação à areia. Enquanto que a fácies Ach e Fs se apresentam de mesma maneira que no afloramento TW-01.

#### Iconofácies Ic – Cruziana

Compreende arenitos finos bem selecionados e siltitos, depositados em um ambiente *offshore* de energia baixa a moderada, abaixo da linha de rebentação, sujeitos à ação de ondas de tempestades. A bioturbação encontra-se presente nessas camadas, de forma intensa. As formas características são os icnitos de locomoção representados por pistas, escavações verticais, inclinadas e horizontais, em que a abundância é relativamente alta. Entre os seus representantes encontram-se *Cruziana* isp., *Planolites* isp. e *Rusophycus* isp. (Van, 2022)

#### Iconofácies Sk – Skolithos

Compreende sedimentos arenosos não consolidados, bem selecionados, lentes siltíticas, depositados em ambiente litorâneo a infralitorâneo com condições de energia moderada a alta. Esta iconofácies é caracterizada por icnitos com escavações verticais cilíndricas ou em forma de U, que podem ocorrer em grande abundância porém com uma diversidade baixa. Os representantes dessa iconofácies são os *Neoskolithos* isp. e *Skolithos* isp. (Van, 2022).

### 1.2.1.1 Conteúdo Fossilífero

O conteúdo icnofossilífero da Formação Itaim, foi identificado através de afloramentos, consistindo em *Spirophyton* sp., além de uma diversidade de vermes, artrópodes, euripterídeos, psilofitales, listados por Kegel (1953). Ademais, Kegel (1953), também afirmou que outros restos fósseis foram encontrados, confirmando o caráter devoniano da fauna e flora, porém não permitindo ainda uma exata classificação estratigráfica.

Os exemplares identificados foram encontrados e categorizados no afloramento TW-57, presentes em uma lente mais espessa de siltito com marcas de onda, na fácies Aswl, em um ambiente *lower shoreface*.

O exemplar identificado como Cruziana apresenta um comprimento total de 2 cm, com largura máxima de 3 mm e mínima de 2 mm. Quando comparados a outras icnoespécies, apresenta-se em tamanho diminuto, com uma ornamentação muito discreta (Figura 6.7a). Este icnito seria o resultado da locomoção (*Repichnia*) ou uma combinação de busca por alimento e locomoção (*Pascichnia*) de trilobitas ou de outros artrópodes; podemos observar uma escavação alogada, bilobada, preservada em epirrelevo convexo, com estrias bem marcadas e oblíquas ao eixo principal com uma suave marca externa.

O exemplar de Neoskolitos apresenta comprimento total de 4 cm, com diâmetro máximo de 1,2 cm e mínimo de 5 mm (Figura 6.7b). Este icnito de habitação (*Domichnia*) apresenta escavações verticais a levemente inclinadas, curtas e irregulares, uma base aguda ou geralmente arredondada, gerados por organismos vermiformes.

O exemplar de Planolites apresenta um comprimento total de 4 cm, com largura máxima de 5 mm e mínima de 3 mm, sendo classificado como um icnito de alimentação (*Fodinichnia*) ou de pastagem (*Pascichnia*) gerados por animais vermiformes sedimentívoros característicos por apresentarem escavações meandrantas (Figura 6.7c).

O exemplar identificado como Rusophycus apresenta um comprimento total de 1,3 cm com largura máxima de 1 cm e mínima de 5 mm. Este icnito de repouso gerado por trilobitas, possui escavações bilobadas com ranhuras oblíquas produzidas durante o seu repouso (Figura 6.7d).

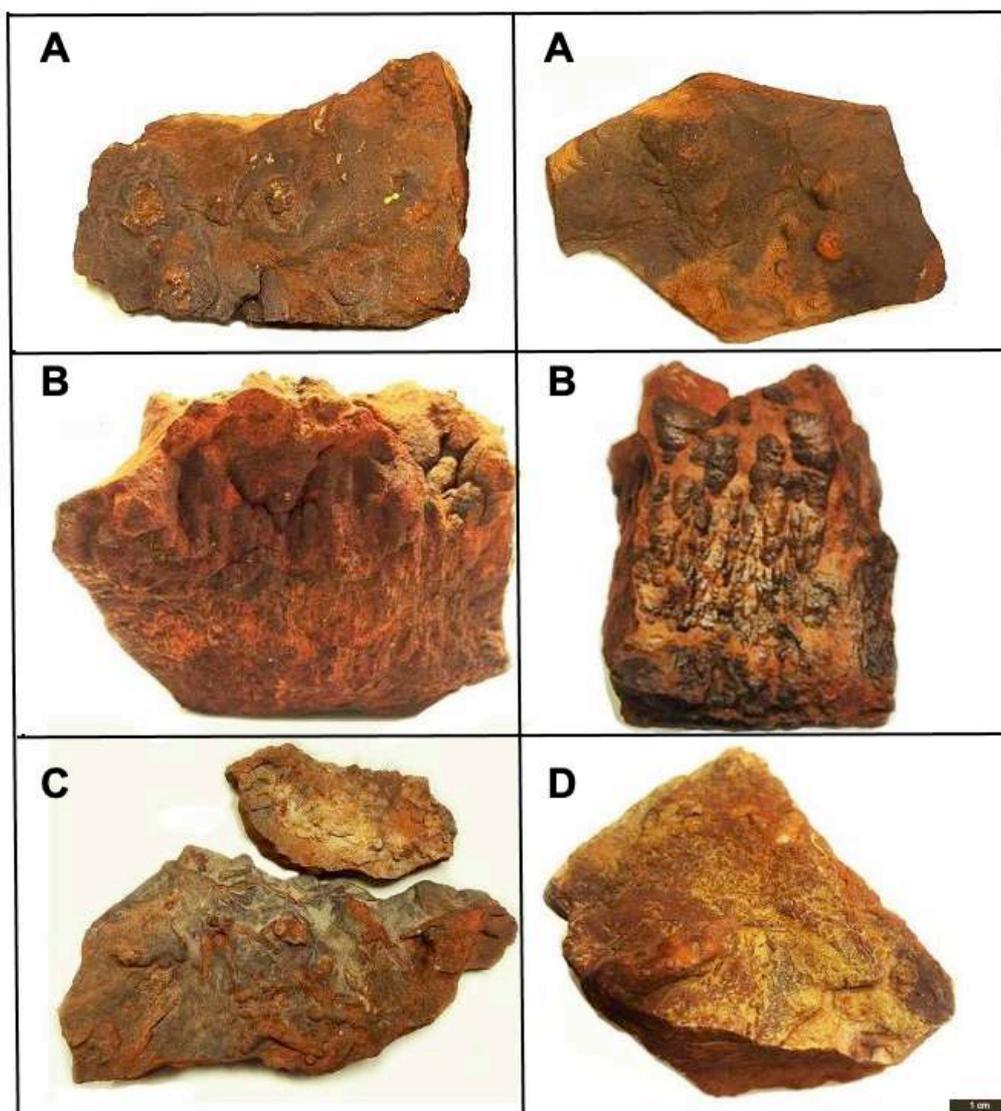


Figura 6.7 - A: *Cruziana d' Orbginy* (1842); B: *Neoskolitos Kegel* (1966); C: *Planolites isp.*; D: *Rusophycus Hall* (1852). Fonte: Van (2022).

### 6.1.3 Formação Pimenteira

Em afloramento, a Formação Pimenteira apresenta variação de ciclos de arenito fino, com bioturbação moderada, localizada nos arenitos finos com laminação plano paralela, além de siltitos e folhelhos laminados que variam sua coloração desde cinza escuro, roxo e amarelo.

Na região nordeste da bacia, a presença de folhelhos siltosos e arenito fino a muito fino caracterizam, respectivamente, depósitos de prodelta e de frente deltaica. A Formação Pimenteira teria sido depositada na zona de transição *foreshore/offshore*, no qual os processos dominados por ondas e correntes estão influenciando o retrabalhamento de sedimentos advindos de deltas.

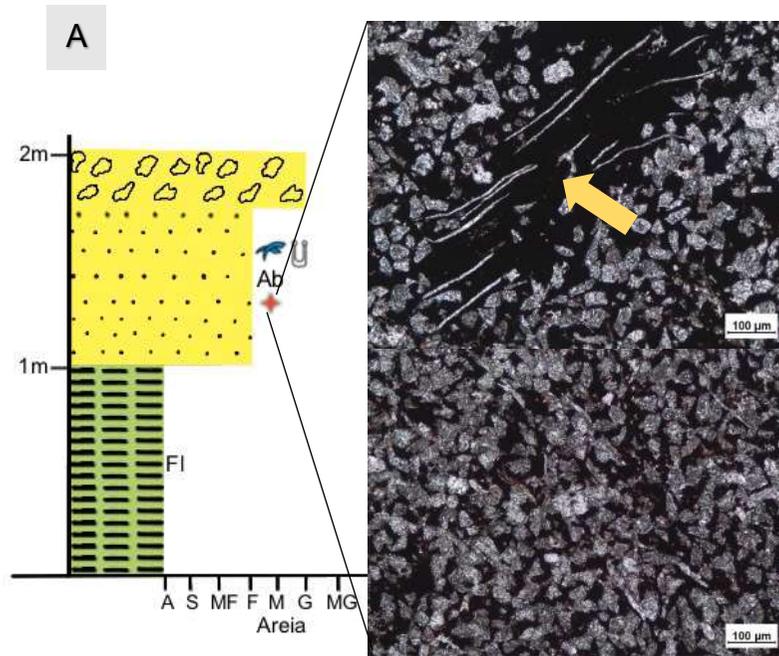


Figura 6.8 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-04, mostrando o perfil estratigráfico e detalhe petrográfico da fácies Ab, com as moscovitas orientadas no sentido de acamamento da fácies. B) Vista geral do afloramento TW-60, mostrando camadas de arenito fino bioturbado (fácies Ab), com ocorrência de icnofósseis, e folhelhos laminados avermelhados (fácies FI), na base. Feição morfológica típica da Formação Pimenteira, colinas de topos afunilados.

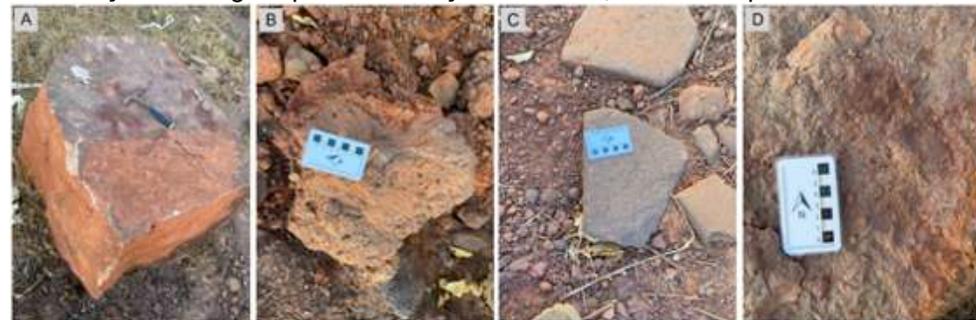


Figura 6.9 A) Bloco de arenito fino bioturbado da fácies Ab. B, C e D) Detalhe para os icnofósseis encontrados; em sua maioria *Planolites isp.* e *Arenicolites isp.*

O afloramento TW-60, localiza-se no povoado de Riachão, PI-245, próximo ao município de Itainópolis/PI, e representa o Membro Picos da Formação Pimenteira (Figura 6.8).

A litologia é composta por arenitos finos micáceos, de coloração branca amarelada, intercalados com siltitos cinza arroxeados.

#### *Fácies Ab – Arenito Bioturbado*

Caracterizada por arenito ferruginoso, cuja coloração é avermelhada, oxidado, possuem granulação muito fina a fina. Quanto à textura, em lâmina petrográfica os grãos são moderadamente selecionados, angulares a sub arredondados, com esfericidade entre baixa a moderada e as relações de contato intergranulares do arcabouço é predominantemente do tipo pontual e do tipocôncavo-convexo. A mineralogia consiste em grãos de quartzo monocristalino (88%), muscovita (5%), feldspatos (2%), fragmentos líticos (2%) e matéria orgânica (3%). O cimento é do tipo ferruginoso, e a matriz é composta majoritariamente por quartzo.

A amostra é essencialmente quartzosa, caracterizada como um quartzo-arenito, segundo a classificação de Petijonh et al. (1972). As características mais relevantes deste arenito são a presença de concreções de ferro, que aparenta ser um arenito puro cimentado por ferro, e a deformação dos grãos de muscovita no sentido de acamamento da fácies, indicando que esses grãos foram depositados pós matriz e sua compactação (Figura 6.8a).

Esta fácies também representa a reelaboração intensa por organismos bentônicos, dada em intervalos durante tempo bom, quando a agitação do substrato permite que tais organismos se aproveitem dos sedimentos recém depositados para se alimentar, fazer suas habitações, deslocar-se etc. A ação desses organismos causa a mistura da areia com sedimentos finos (introdução de argila), obliterando as estruturas sedimentares pré-existentes. A baixa taxa de acumulação das areias permite que o tier das icnotramas afete profundamente as camadas, causando a homogeneização de pacotes de porte médio a grande. Os icnofósseis reconhecidos foram os seguintes: *Planolites* isp. e *Arenicolites* isp.

As fácies Ic ocorrem da mesma forma que no afloramento TW-57 (Figura 6.7), contudo, no afloramento TW-60, embora que neste afloramento o conteúdo icnofossilífero da fácies Ic, é representado pelo *Palaeophycus* isp., *Planolites* isp. e *Arenicolites* isp.

#### *Fácies FI – Folhelho Laminado*

Na fácies FI predomina os folhelhos de coloração cinza escura, muito rico em matéria orgânica e outro folhelho de coloração cinza claro arroxeadado, ambos com bastante fissilidade, apresentando laminação lenticular definida pela alternância de lentes de folhelho e lentes de siltito branco amarelado, e arenitos muito fino com laminação interna cruzada. Precipitação autigênica em ambiente subóxico a anóxico, associado a sedimentos ricos em matéria orgânica. Grãos revestidos refletem agregação redox periódica e retrabalhamento sin-deposicional por eventos de tempestade ou superfícies transgressivas (Pufahl, 2003; Oliveira, 2011).

##### **6.1.3.1.1 Conteúdo Fossilífero**

No afloramento também foram encontrados icnofósseis nos blocos de arenito fino, dispostos acima dos conglomerados, e nos siltitos. Os icnofósseis encontrados são específicos desses blocos de arenitos, pois nos arenitos do topo do afloramento não foram encontrados icnofósseis.

O conteúdo icnofossilífero da Formação Pimenteira foi identificado nos arenitos finos bioturbados. Alguns macrofósseis foram encontrados, como braquiópodes e bivalvíos, associados aos arenitos finos, que ainda conservam restos de suas conchas. Com relação aos icnofósseis foram encontrados: *Bifungites piauienses*; *Planolites* isp.; *Paleophycus* isp. e *Arenicolites* isp., confirmando o caráter devoniano da fauna e flora, e um ambiente marinho raso à Formação Pimenteira.

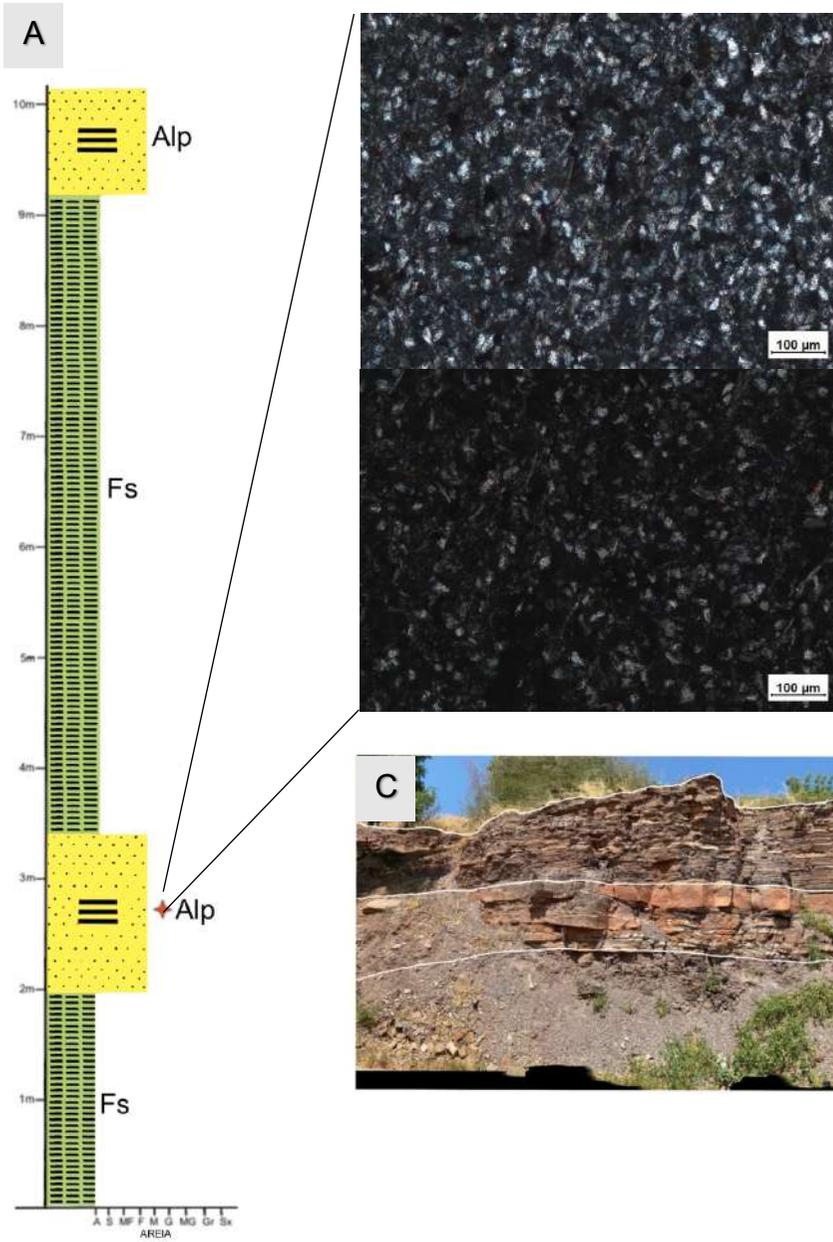


Figura 6.10 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-08, mostrando a divisão faciológica, sedimentar e petrográfica. B e C) Vista geral do afloramento TW-08.

O afloramento TW-08, localiza-se no município de Picos/PI, próximo à Associação Atlética Banco do Brasil (AABB), e representa a sessão tipo do Membro Picos da Formação Pimenteira (Figura 6.10).

A litologia é composta essencialmente por camadas homogêneas de arenitos finos tabulares avermelhados, com presença de estratificação cruzada tabular, sendo separadas por folhelhos escuros laminados, ricos em matéria orgânica, de coloração roxa, e siltitos branco amarelados também laminados.

A presença de pacotes de folhelhos laminados intercalado por depósitos de arenitos finos tabulares, permite a interpretação desta associação de fácies como estratos de pró-delta. Os depósitos de pró-delta representam uma zona de menor energia de um ambiente deltaico, com sedimentação argilosa, enquanto que as camadas de arenitos finos representam períodos de elevação do nível de água, no qual os sedimentos são transportados por fluxos hiperpicnais até regiões distais de pró-delta.

As fácies Alp e Fs ocorrem tanto na Formação Itaim (Figura 6.3) quanto na Formação Pimenteira, contudo, em estudos petrográficos, a fácies Alp (afloramento TW-08) os grãos estão moderadamente selecionados, angulares a sub angulares, com esfericidade baixa a levemente moderada, e as relações de contato entre os grãos do arcabouço é do tipo pontual e côncavo-convexo. A assembleia mineral consiste de quartzo monocristalino (70%), feldspato (10%), muscovita (10%), matéria orgânica (3%) e fragmentos líticos (3%). O cimento é do tipo argiloso e a matriz é composta por grãos de quartzo. A amostra é o predomínio de quartzo, caracterizada como um arenito subarcosiano, segundo a classificação de Petijonh et al. (1972). Enquanto que a fácies Fs, engloba folhelhos arroxeados (estilo confete) e siltitos interlaminados, maciços, originados a partir da alternância de decantação de siltitos e lamitos. Representando a sedimentação em um ambiente marinho de costa-aflora, abaixo da ação de ondas, com alternância rítmica de lâminas de siltitos e folhelhos. Tais sedimentos seriam originários de uma pluma de sedimentos finos postos em suspensão pela ação de ondas na costa ou introduzidos por fluxos hipopicnais ou hiperpicnais. Pode ocorrer próximo ao contato com arenitos da fácies Alp, bem caracterizadas na região de Picos/PI.

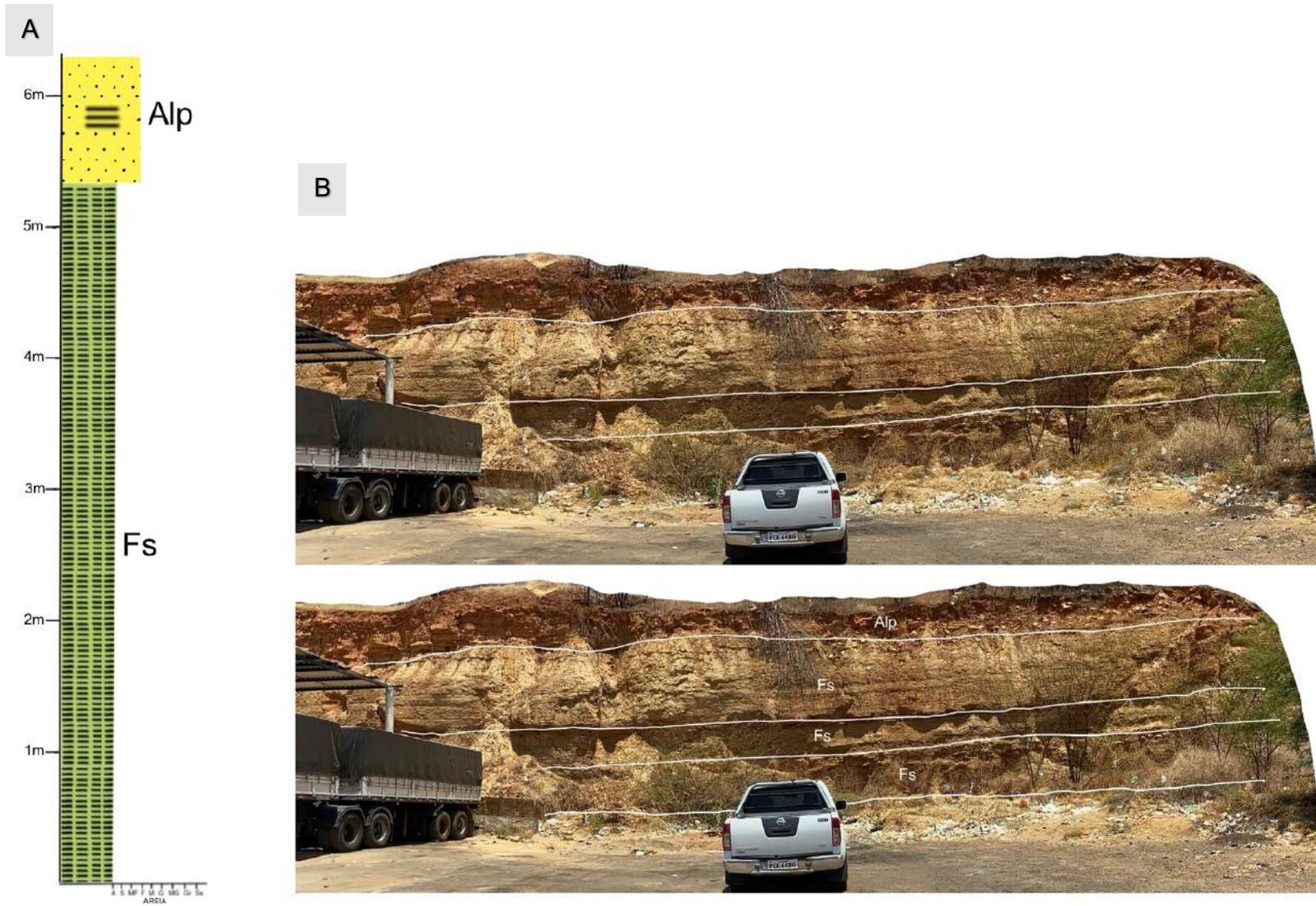


Figura 6.11 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-06. B) Visão geral do afloramento, de seqüência pelítica da Formação Pimenteira (Ponto Posto).

O afloramento TW-06, localiza-se no município de Picos/PI, próximo ao Posto de Gasolina Capital do Mel, na BR-230. A litologia é composta pela intercalação de folhelhos amarelo avermelhados e siltitos branco amarelados, com arenitos médios com estratificação cruzada plano paralela (Figura 6.11).

As fácies Alp e Fs ocorrem tanto no afloramento TW-08 (Figura 6.10) quanto no afloramento TW-06 (Figura 6.11). Todavia a fácies Fs pode ser diferenciada por meio da coloração dos siltitos e folhelhos, que aqui apresentam-se amarelados e interlaminados, originados a partir da decantação de siltitos e lamitos, não exibindo estruturas de reelaboração por ondas ou correntes. Esta intercalação de camadas de arenito fino, siltitos e folhelhos são características de um ambiente offshore , caracterizando uma deposição em um ambiente mais distal de um tempestito, sob quase nenhuma ação de onda ou corrente.

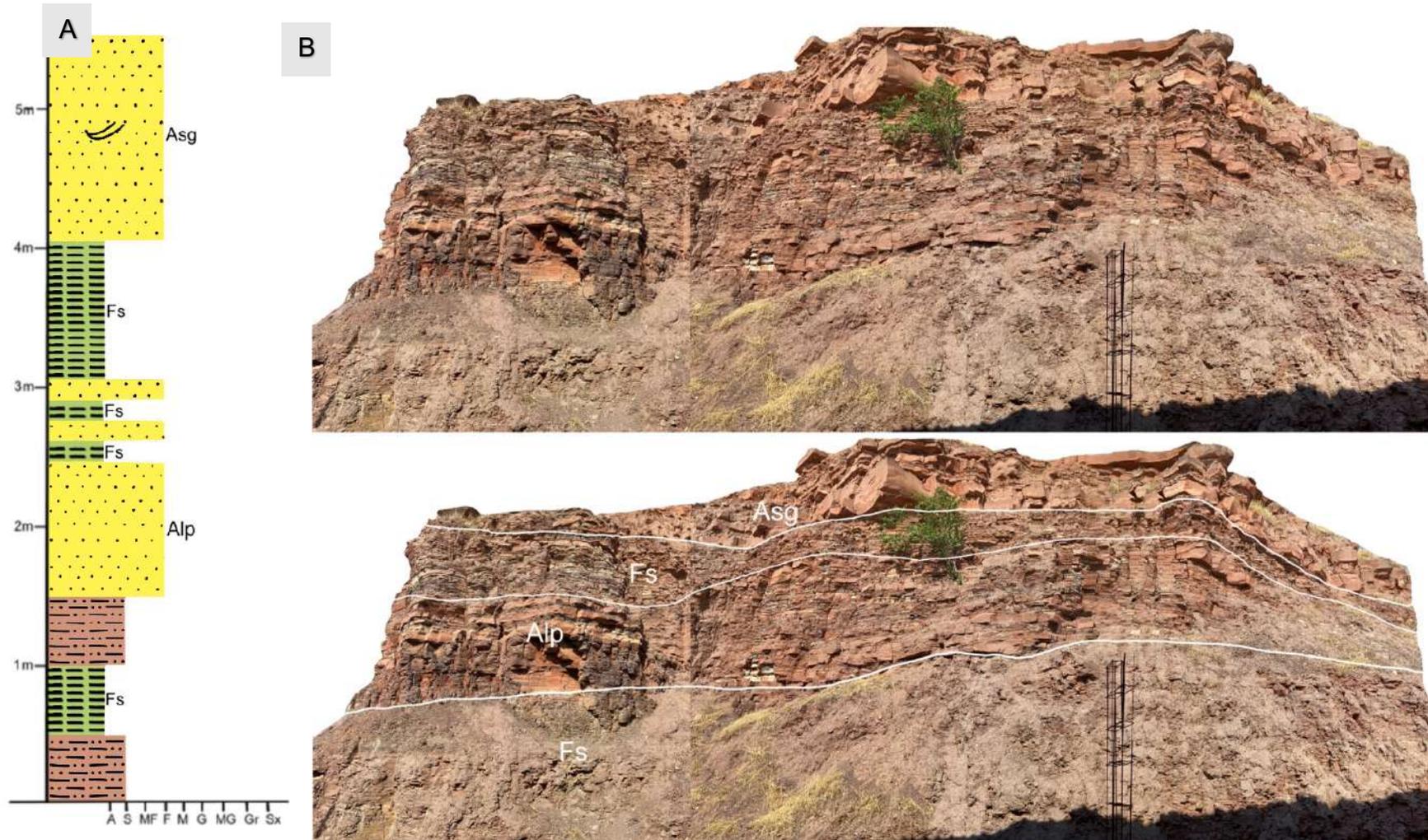


Figura 6.12 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-09. B) Visão geral do afloramento, formado pela intercalação de folhelhos laminados roxo avermelhados e siltitos amarelados, com arenitos finos a médios com estratificação cruzada paralela e sigmoidal da Formação Pimenteira.

O afloramento TW-09, localiza-se no município de Picos/PI, próximo à Associação Atlética Banco do Brasil (AABB). A litologia é composta pela intercalação de folhelhos laminados roxo avermelhados e siltitos branco amarelados, com arenitos médios a finos avermelhados, apresentando estratificação cruzada plano paralela, e hummocky (Figura 6.12).

A intercalação de camadas de arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), siltitos e folhelhos intercalados (Fs) e arenito fino com estratificação plano paralela (Alp), caracterizam uma deposição em um ambiente mais distal de um tempestito, embora a fração siltico-arenosa desta parasequência represente a deposição de sedimentos em suspensão pelas ondas de tempestade.

As fácies Alp e Fs ocorre tanto na Fm. Itaim quanto na Fm. Pimenteira. Todavia a fácies Fs pode ser diferenciada por meio da coloração dos siltitos e folhelhos, que aqui apresentam-se arroxeador e interlaminados. Esta intercalação de camadas de arenito fino, siltitos e folhelhos são características de um ambiente offshore, caracterizando uma deposição em um ambiente mais distal de um tempestito, sob quase nenhuma ação de onda ou corrente.

#### *Fácies Asg – Arenito com Estratificação Cruzada Sigmoidal*

Esta fácies é representada por arenitos finos e bem selecionados que migram preferencialmente para SW-SE, em formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo transicional a superior com rápida desaceleração. O acamamento maciço está relacionado à liquefação por sobrecarga sedimentar ou ausência de contraste granulométrico. Migração de marcas de ondas e suspensão. A geometria sigmóide foi gerada pelo processo de desaceleração do influxo sedimentar sobre uma bacia de baixa energia, por exemplo, uma laguna,

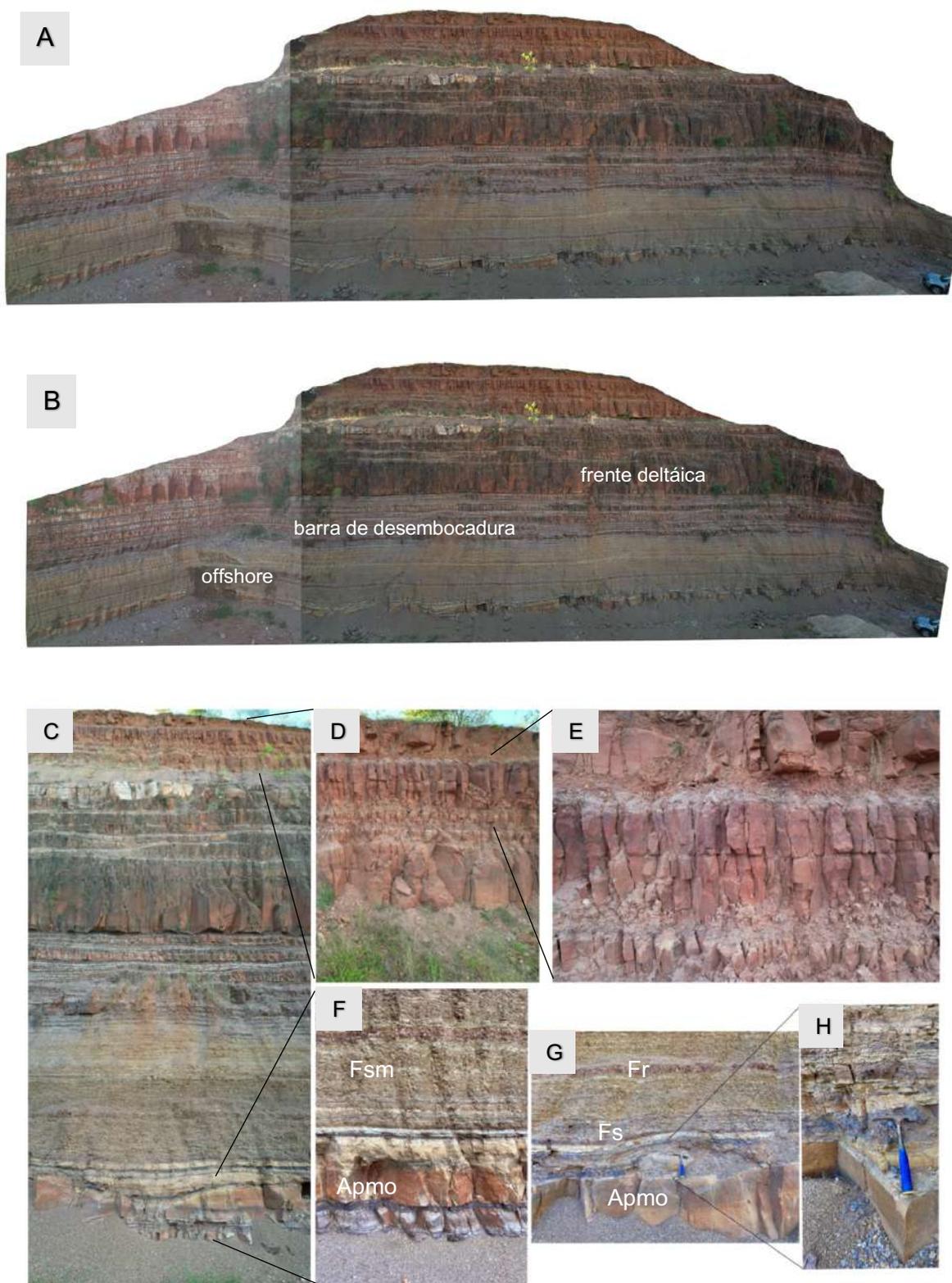


Figura 6.13 A) Visão geral do afloramento do Membro Passagem da Formação Pimenteira (TW-13). B) Interpretação do afloramento. C a E) Detalhe da sequência do contato do topo do Membro Passagem com a Formação Cabeças. F a H) Detalhe da camada heterolítica da base do afloramento TW-13, Formação Pimenteira.

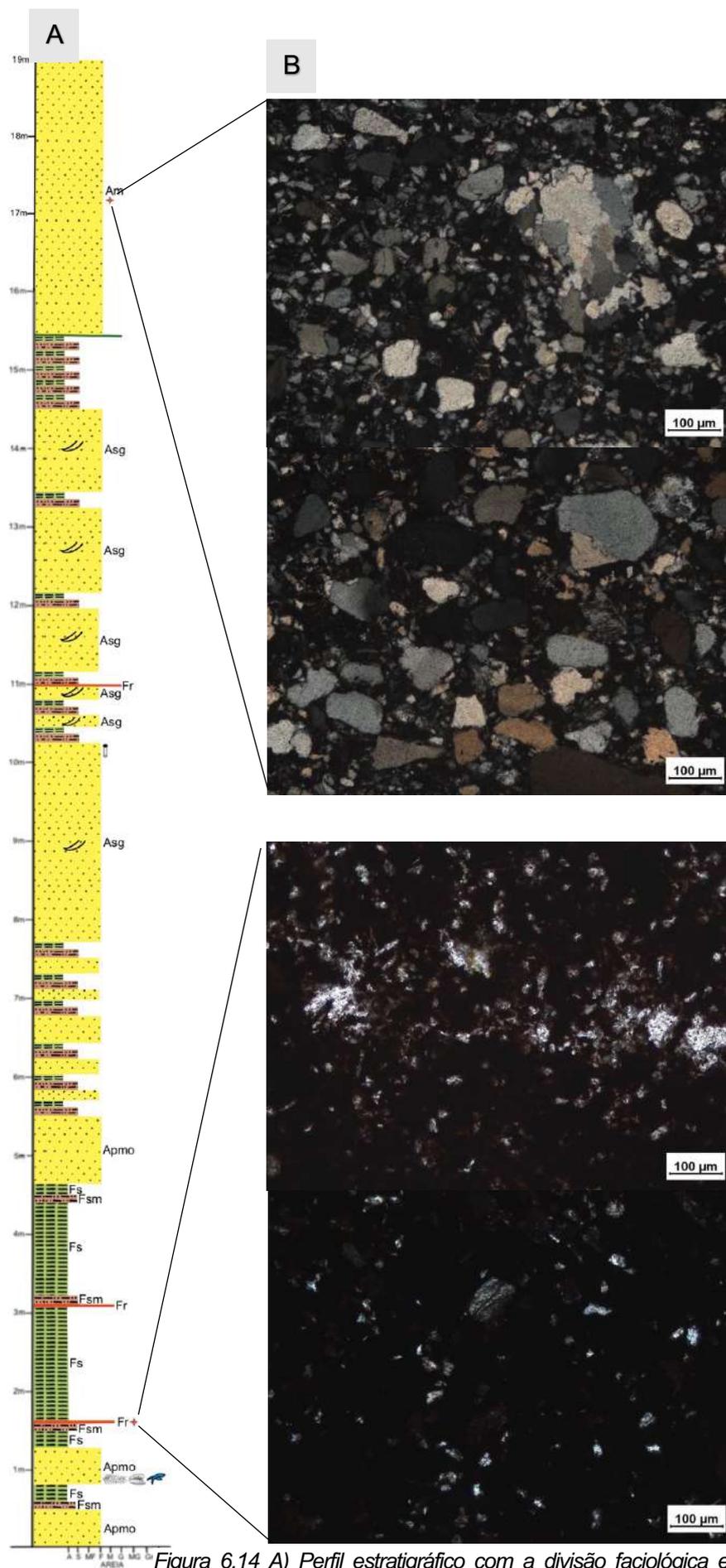


Figura 6.14 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do Membro Passagem. B) Lâminas petrográficas.

O afloramento TW-13, do Membro Passagem, ao norte da cidade de Picos, Piauí, representa uma mudança da tendência agradacional para uma tendência mais retrogradacional, caracterizado por uma sucessão de siltitos argilosos, folhelhos intercalados por camadas de arenito, sugerindo pequenas flutuações no nível do mar, classificados como sendo a porção distal da barra de desembocadura de deltas dominados por inundações, intercalados com lobos arenosos tabulares de frente deltaica (Figura 6.13). E consiste principalmente de clinofomas sigmoidais e lóbulos tabulares de arenito estratificados cruzados intercalados.

No afloramento em questão podemos identificar o aumento progressivo da profundidade, marcado pelos folhelhos e camadas de arenito fino bioturbado, as lentes de ironstone ( fácies Fr) marcam a superfície de inundação máxima está encerrando o ciclo transgressivo da Formação Pimenteira, e iniciando uma fase de mar alto regressivo da Formação Cabeças. Dessa forma, este nível ferruginoso estaria marcando uma transição entre o intervalo do trato de sistema transgressivo, correspondente à Formação Pimenteira, compreendendo também sua transição para a Formação Cabeças, representando um intervalo regressivo na bacia.

Corroborando com Beurlen (1965), no qual incorporou o Membro Passagem na Formação Pimenteira, em que seu marco superior estaria marcado no topo da lente de ironstone (Figura 6.14), e não na base da Formação Cabeças. O contato com a formação Cabeças, se dá a partir da ocorrência de arenitos médios a grossos de coloração amarelo avermelhada com estratificação cruzada tabular de pequeno porte, intercalados a argilitos cinza claros. Alguns desses arenitos apresentam deformação, com estratificação cruzada sigmoidal.

As fácies Fs, Ic e Sk, ocorrem tanto na Fm. Itaim quanto na Fm. Pimenteira. Todavia a fácies Fs pode ser diferenciada por meio da coloração dos siltitos e folhelhos, que aqui apresentam-se arroxeados e amarelados, do tipo confete, interlaminados, característicos de um ambiente offshore, caracterizando uma deposição em um ambiente mais distal de um tempestito, sob quase nenhuma ação de onda ou corrente. Enquanto que as icnofácies Ic identificada na Fm. Pimenteira têm os seus representantes identificados como *Cruziana* isp., *Planolites* isp. e *Rusophycus* isp., e na icnofácies Sk, o representante é o *Skolithos*

isp. A fácies Asg, já identificada em outros afloramentos da Fm. Pimenteira (Figura 6.12), aqui é representada por arenitos finos e bem selecionados, tendo a geometria sigmóide gerada por processo de desaceleração do influxo sedimentar sobre uma bacia de baixa energia.

#### *Fácies Fsm – Siltito Laminado*

Caracterizada pela ocorrência de siltito de coloração creme avermelhado, laminado, maciço. Esta fácies ocorre associada à fácies de arenito com estratificação plano paralela e marcas onduladas (Apmo). Representa a sedimentação em um ambiente de depósitos de planície de inundação sob condições de baixa energia (suspensão).

#### *Fácies Fh – Folhelhos Heterolíticos*

As fácies heterolíticas são típicas de planície de marés, sendo constituídas por siltitos argilosos (cinza escuro) e arenitos muito finos (cinza claro amarelado) intercalados por folhelhos argilosos (cinza-arroxeados, tipo confete), em leito com padrão de interferência de ondas, tendo como estrutura principal o acamamento do tipo *linsen* ou acamamento lenticular, ondulações ou lentes descontínuas. Assim as ondulações são produzidas sob a forma de corpos lenticulares, isolados sobre um substrato lamoso, e preservadas como um resultado da deposição da camada de lama que será depositada em cima.

#### *Fácies Apmo - Arenito com Estratificação Plano Paralela e Marcas Onduladas*

Esta fácies consiste de arenitos muito grossos, argilosos, de coloração creme avermelhada, mal selecionados e com grãos subangulosos. Apresenta estratificação plano paralela e marcas onduladas ligeiramente assimétricas na superfície dos sets.

### *Fácies Am – Arenito Maciço*

Essa fácies ocorrem associadas as fácies Fh. Seus contatos inferiores e superiores são retilíneos e ondulados, respectivamente. É composta por arenitos finos de cor amarelo avermelhada, com grãos moderadamente selecionados e angulosos de composição quartzosa, emersos em uma matriz siltica-argilosa.

### *Fácies Fr – Ironstones*

Esta fácies são constituídas por ironstones, maciços, e refletem precipitação autigênica na plataforma interna com condições geoquímicas de ambiente subóxico a anóxico, associadas a sedimentos ricos em MO (possivelmente relacionados à degradação progressiva da matéria orgânica e à mudança na composição da água dos poros). Em afloramento, a camada no qual a amostra foi coletada é de cerca de 15cm de espessura, com coloração é avermelhada, oxidado, possuindo granulação muito fina. Quanto a textura em lâmina, os grãos são moderadamente selecionados, angulares a sub arredondados, com esfericidade entre baixa a moderada.

A formação do precipitado de ferro foi influenciada pela variação do potencial redox na água presente nos poros, em um ambiente hidrodinamicamente mais estável.

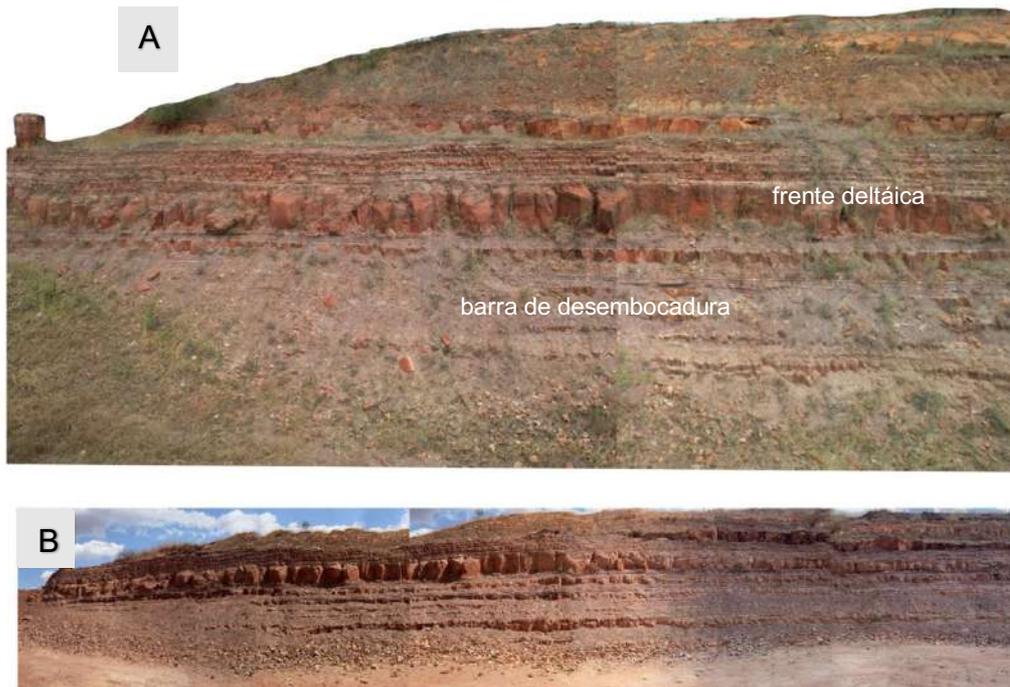


Figura 6.15 A e B) Visão geral do afloramento do Membro Passagem da Formação Pimenteira (TW-27) e interpretação do afloramento.

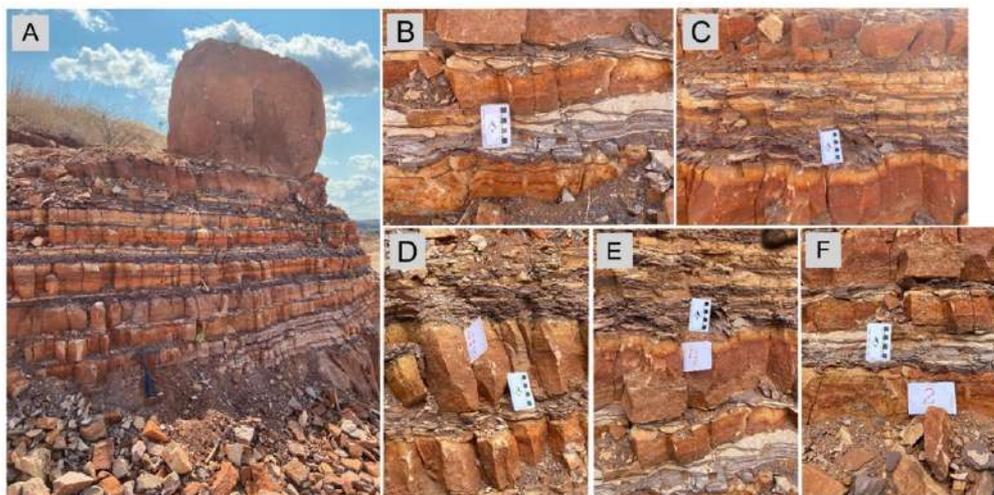


Figura 6.16 A a F) Detalhe da sequência heterolítica da base do afloramento TW-27, Formação Pimenteira.

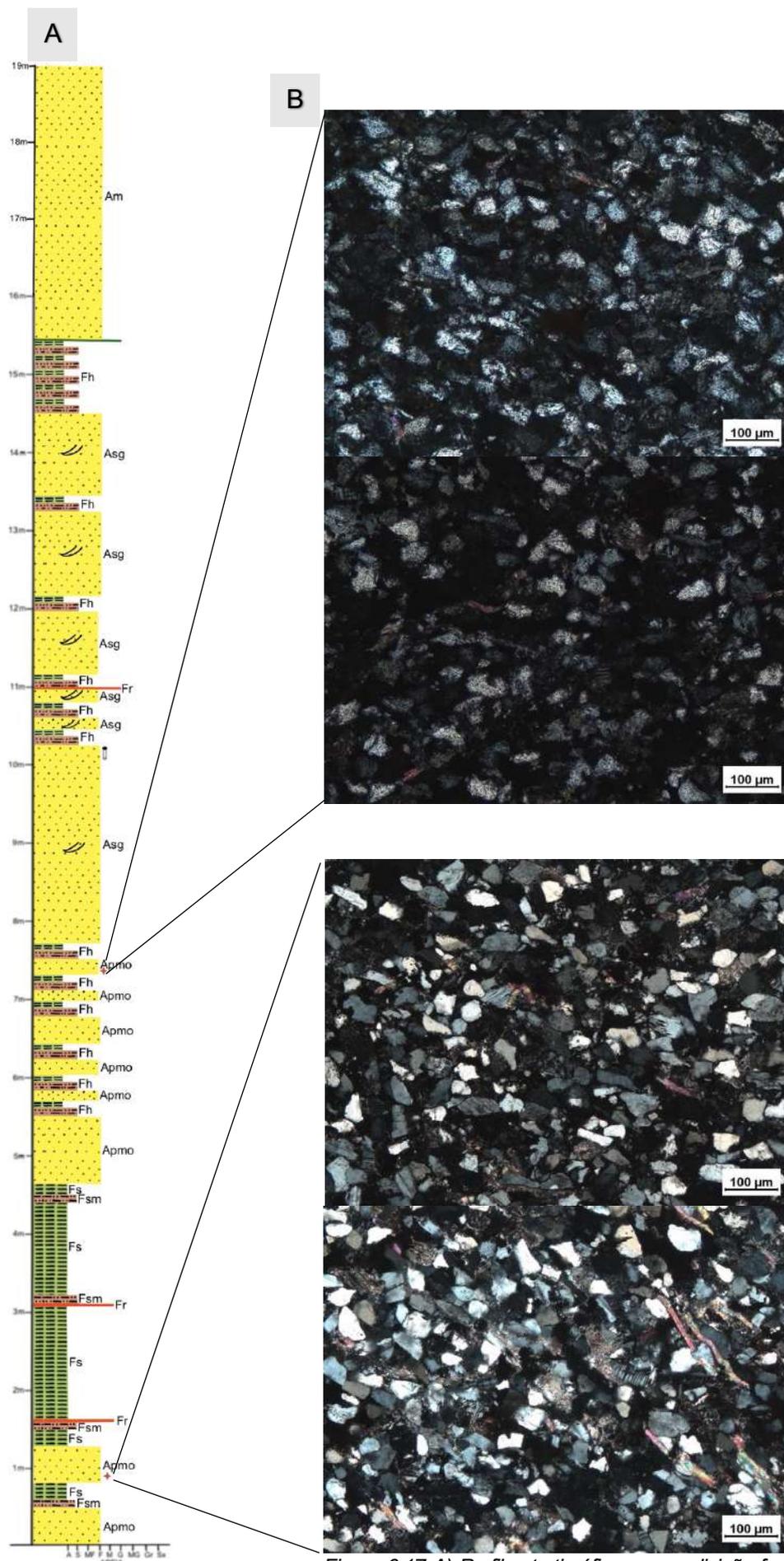


Figura 6.17 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-27, Membro Passagem. B) Lâminas petrográficas.

O afloramento TW-27, está localizado na saída norte do município de Picos/PI (Figura 6.15). Representa o intervalo composto por uma sucessão de siltitos argilosos, camadas heterolíticas de folhelhos e arenitos finos, intercalados com lobos arenosos tabulares típicos de frente deltaica (Figura 6.16).

As fácies Fsm, Fs, Fh, Asg, Am e Fr ocorrem de mesma maneira que o afloramento anterior (Figura 6.13), na sequência da Fm. Pimenteira.

#### *Fácies Apmo - Arenito com Estratificação Plano Paralela e Marcas Onduladas*

Esta fácies consiste de arenitos muito grossos, argilosos, de coloração creme avermelhada, mal selecionados e com grãos subangulosos. Apresenta estratificação plano paralela e marcas onduladas ligeiramente assimétricas na superfície dos sets.

Em lâmina, as duas amostras desses arenitos contém grãos bem selecionados, angulares a sub angulares, com esfericidade moderada e as relações intergranulares no arcabouço são do tipo suturado, pontual e côncavo-convexo.

A lâmina realizada na camada mais inferior, compreende um arcabouço composto por quartzo monocristalino (65%), muscovita (10%), ortoclásio (8%), microclínio (7%), plagioclásio (3%), fragmentos líticos (2%). O cimento é do tipo ferruginoso, e a matriz é composta por quartzo. Embora, alguns outros minerais acessórios podem ser encontrados, como grãos de zircão e clinopiroxênios.

Enquanto que a lâmina, realizada na amostra superior, a mineralogia consiste em grãos de quartzo monocristalino (82%), plagioclásio (6%), muscovita (5%), fragmentos líticos (3%) e matéria orgânica (4%). O cimento é do tipo silicoso, e a matriz é composta inteiramente por quartzo.

As característica mais relevantes desses quartzo-arenitos são a presença de quartzo microfraturados, e a deformação dos grãos de muscovita, que estão dobradas ou estiradas no sentido de acamamento, indicando que esses grãos foram depositados pós matriz.

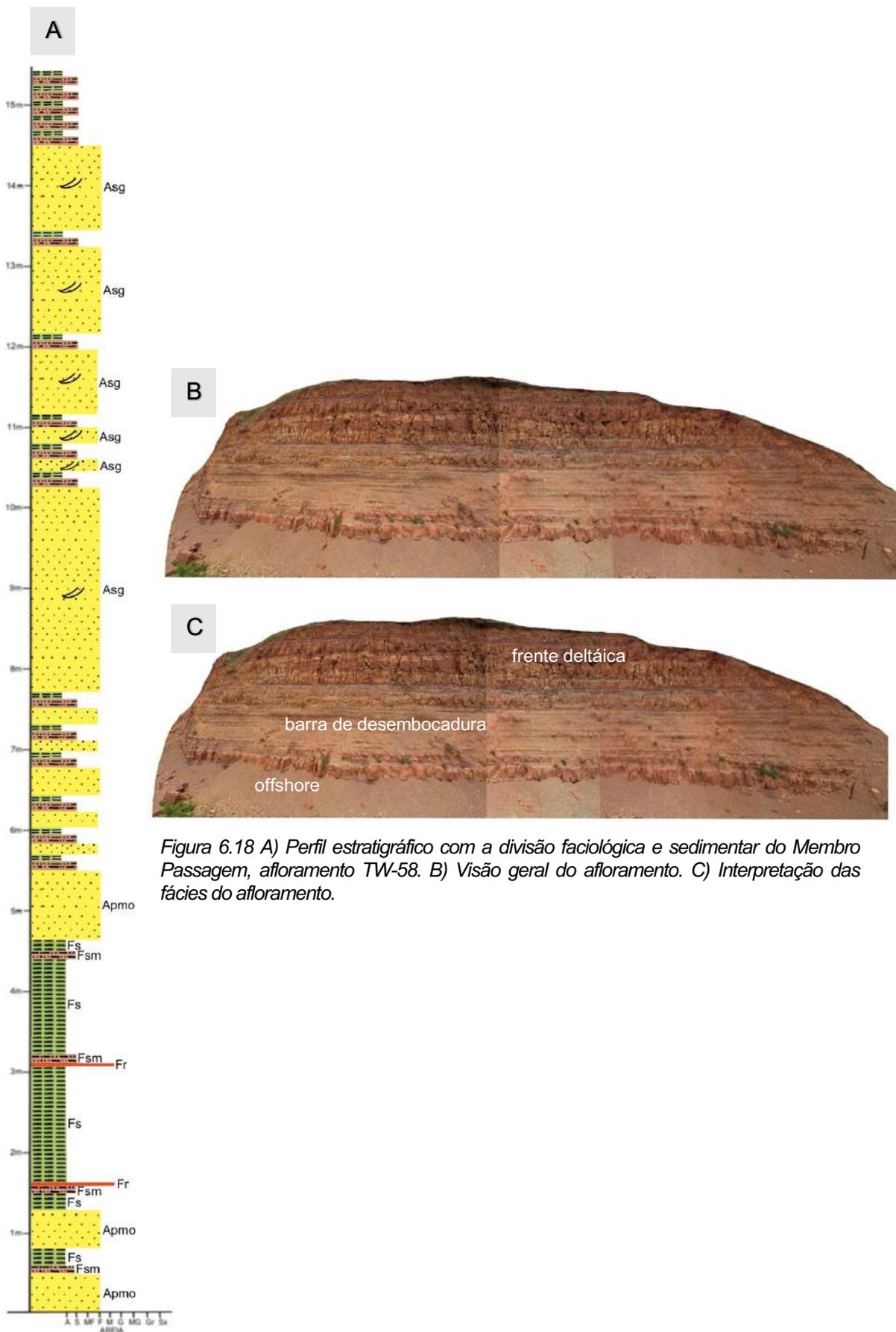


Figura 6.18 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do Membro Passagem, afloramento TW-58. B) Visão geral do afloramento. C) Interpretação das fácies do afloramento.

O afloramento TW-58, está localizado próximo a BR-407, no centro do município de Picos/PI (Figura 6.18). Representado por uma sucessão de siltitos argilosos, camadas heterolíticas de folhelhos e arenitos finos, intercalados com lobos arenosos tabulares típicos de frente deltaica.

As sete fácies reconhecidas (Fácies Fsm, Fs, Fh, Apmo, Asg, Am e Fr) neste afloramento seguem a mesma ordem do afloramento anterior (Figura 6.17) e são interpretadas da mesma maneira, como Membro Passagem, topo da Fm. Pimenteira.

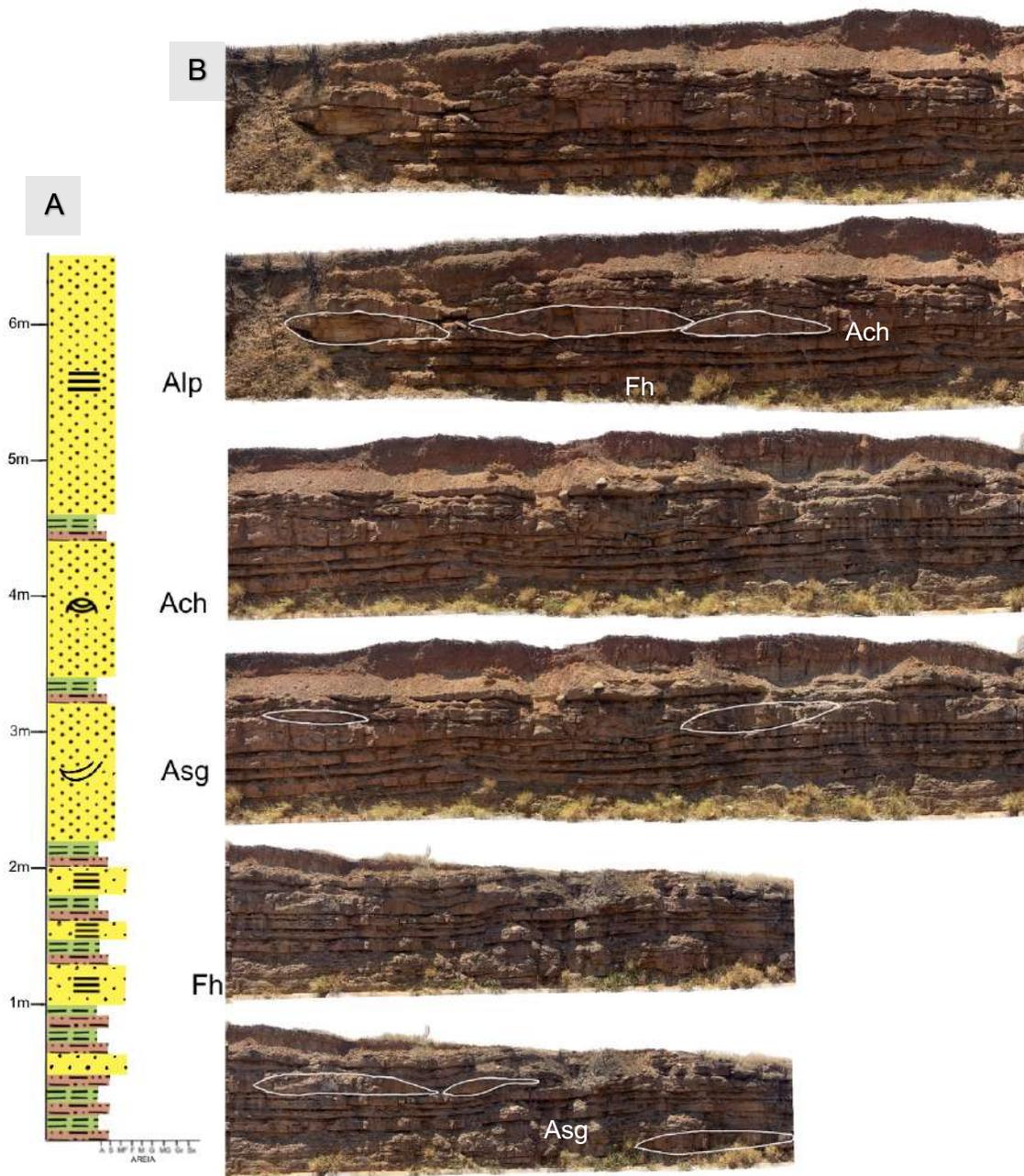


Figura 6.19 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica. B) Visão geral e interpretação das fácies do afloramento TW-07.

O afloramento TW-07 está localizado na BR-316, km 38, na saída de Picos em direção a Recife, após o 3º Batalhão de Engenharia de Construção do Exército, cerca de 5km do município de Picos/PI (Figura 6.19).

A litologia consiste em uma intercalação de folhelhos e siltitos com arenitos muito finos a finos. Os arenitos possuem uma coloração creme amarelada, micáceos, marcas de onda associados a intraclastos de argila e feldspato alterado,

concreções ferruginosas in situ estão presentes na base dos pacotes de arenito de maior espessura.

As sete fácies reconhecidas (Fácies Asg, Ach, Alp, e Fh) neste afloramento foram identificadas anteriormente, tanto na Fm. Itaim (Figura 6.3) quanto na Fm, Pimenteira (Figura 6.10 e Figura 6.11). Todavia, a fácies Ach, aqui é caracterizada por arenitos finos sílticos-argilosos, de coloração creme amarelado, boa seleção e grãos subangulosos a subarredondados, com estratificação cruzada hummocky de médio porte, quando comparada com a fácies Ach identificada na Fm. Itaim (Figura 6.3 e Figura 6.6). A fácies Alp, identificada também na Fm. Itaim (Figura 6.2), aqui é caracterizada pela ocorrência de arenitos finos de cor avermelhada e laminados, os grãos são subarredondados e unidos por uma matriz argilosa, com espessura não ultrapassando mais que 60cm.

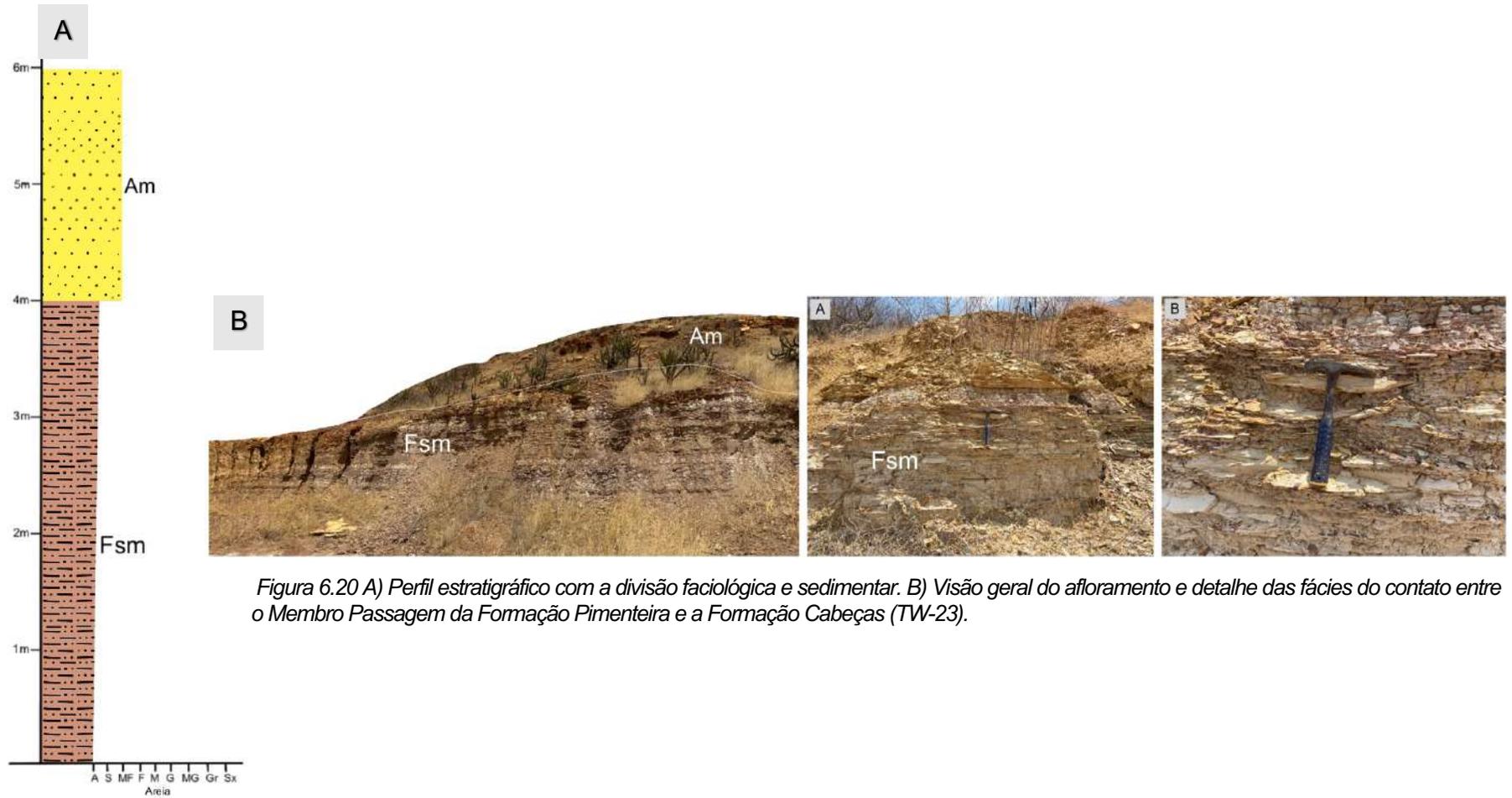
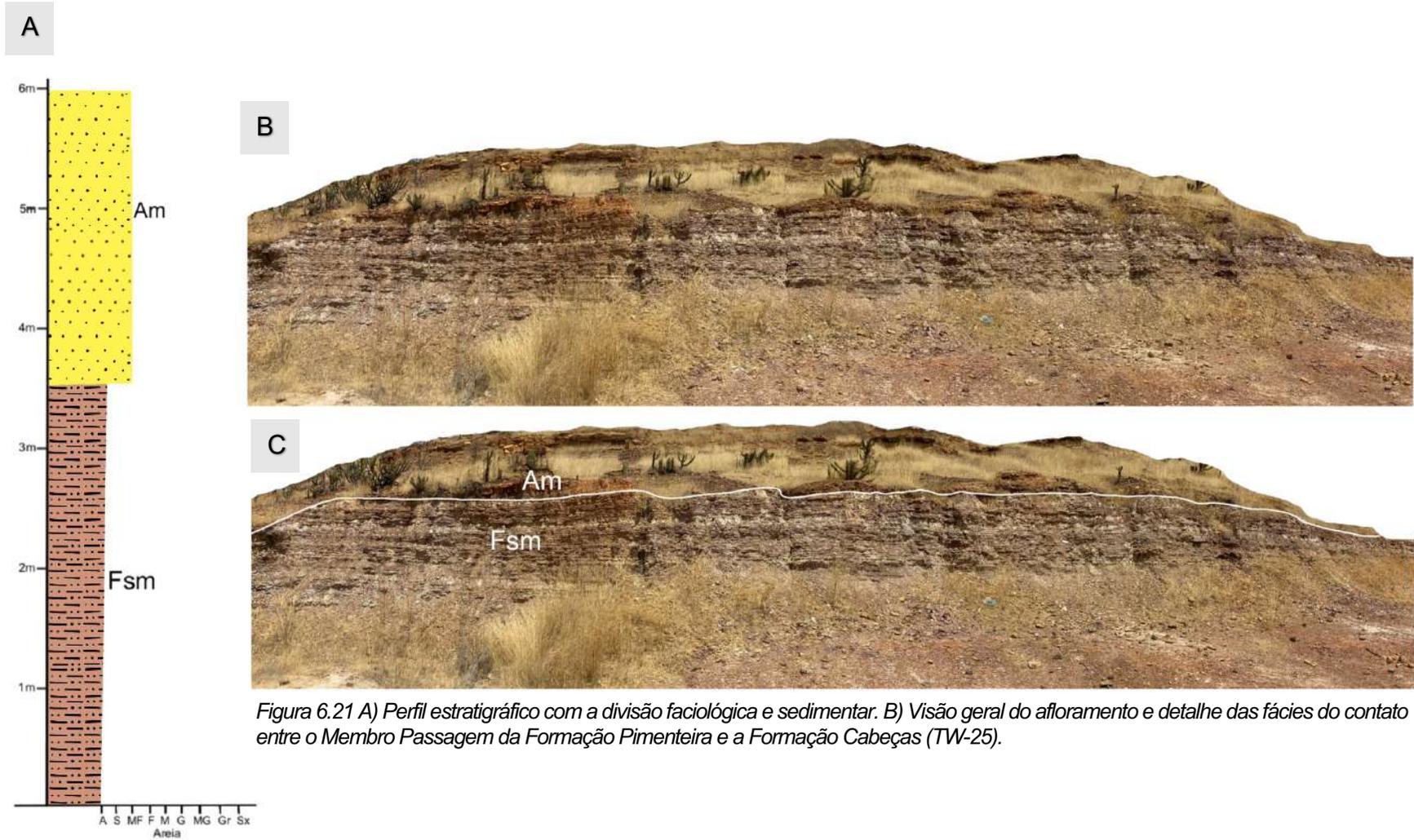


Figura 6.20 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar. B) Visão geral do afloramento e detalhe das fácies do contato entre o Membro Passagem da Formação Pimenteiras e a Formação Cabeças (TW-23).

O afloramento TW-23, está localizado no município de Sussuapara/PI, a cerca de 400 metros da PI-470, e representa o limite superior da Formação Pimenteira (Figura 6.20).

A litologia é composta essencialmente por arenito muito fino maciço ( fácies Am), no topo, e siltitos laminados de coloração creme avermelhado ( fácies Fsm), representando um ambiente de planície de inundação sob condições de baixa energia. A fácies Am, identificada anteriormente (Figura 6.14), aqui apresenta uma areia com granulometria muito fina de coloração amarelo avermelhada, com grãos e moderadamente selecionados e subangulosos de composição quartzosa, emersos em uma matriz siltica-argilosa.



O afloramento TW-25, está localizado no município de Sussuapara/PI, a cerca de 1,5 Km do centro da cidade, nas margens da PI-470, e representa a continuidade do limite superior da Formação Pimenteira (Figura 6.21).

A litologia é composta essencialmente por arenito muito fino maciço ( fácies Am), no topo, siltitos laminados de coloração creme avermelhado ( fácies Fsm), seguindo a mesma sequência do afloramento anterior (Figura 6.20), e folhelhos laminados de coloração cinza claro avermelhado com lentes de arenito muito fino da fácies FI, identificada anteriormente na Fm. Pimenteira (Figura 6.8), porém sem estruturas de bioturbação. A fácies Am, identificada anteriormente (Figura 6.14), aqui apresenta uma areia com granulometria muito fina de coloração amarelo avermelhada, com grãos e moderadamente selecionados e subangulosos de composição quartzosa, emersos em uma matriz síltica-argilosa.

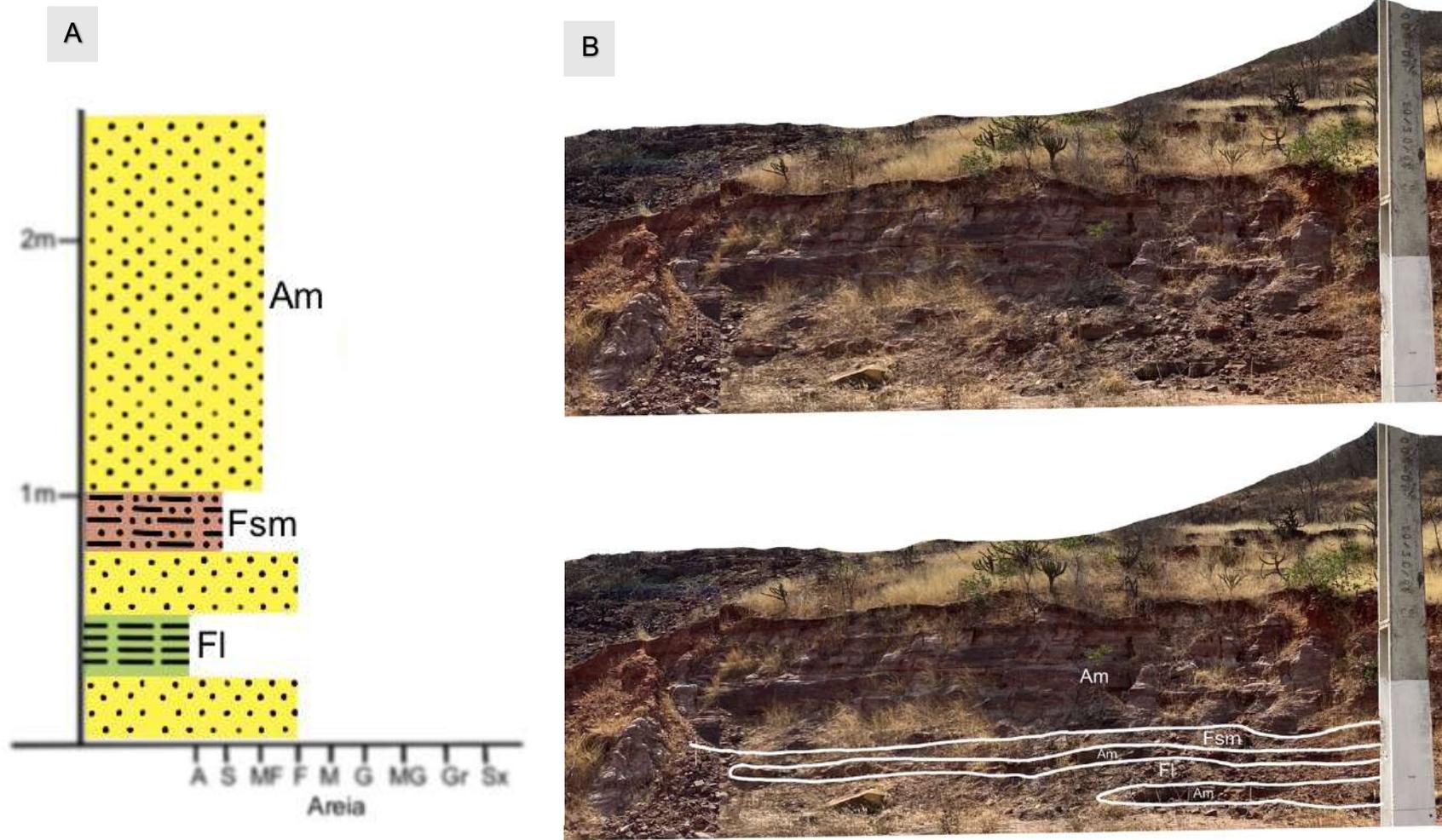


Figura 6.22 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-26. B) Visão geral do afloramento, formado pela intercalação de siltitos amarelos e folhelhos laminados roxo avermelhados, e camadas de arenitos finos a médios maciços da Formação Pimenteiras.

O afloramento TW-26, está localizado no município de Picos/PI, a cerca de 4 Km do centro da cidade, nas margens da PI-470. Apresenta uma sucessão litológica de siltitos de cor creme, folhelhos laminados de cor roxa, e arenitos grosso maciço, no topo (Figura 6.22).

Devido a proximidade com o afloramento anterior (Figura 6.21), as fácies identificadas foram as mesmas. Todavia, a litologia é composta essencialmente por arenito muito fino maciço (fácies Am), no topo, siltitos laminados de coloração creme avermelhado (fácies Fsm), seguindo a mesma sequência do afloramento anterior (Figura 6.21), e folhelhos laminados de coloração cinza claro avermelhado com lentes de arenito muito fino da fácies Fl, identificada anteriormente na Fm. Pimenteira (Figura 6.8), porém sem estruturas de bioturbação. A fácies Am, aqui apresenta uma areia com granulometria muito fina de coloração amarelo avermelhada, com grãos e moderadamente selecionados e subangulosos de composição quartzosa, emersos em uma matriz siltica-argilosa.

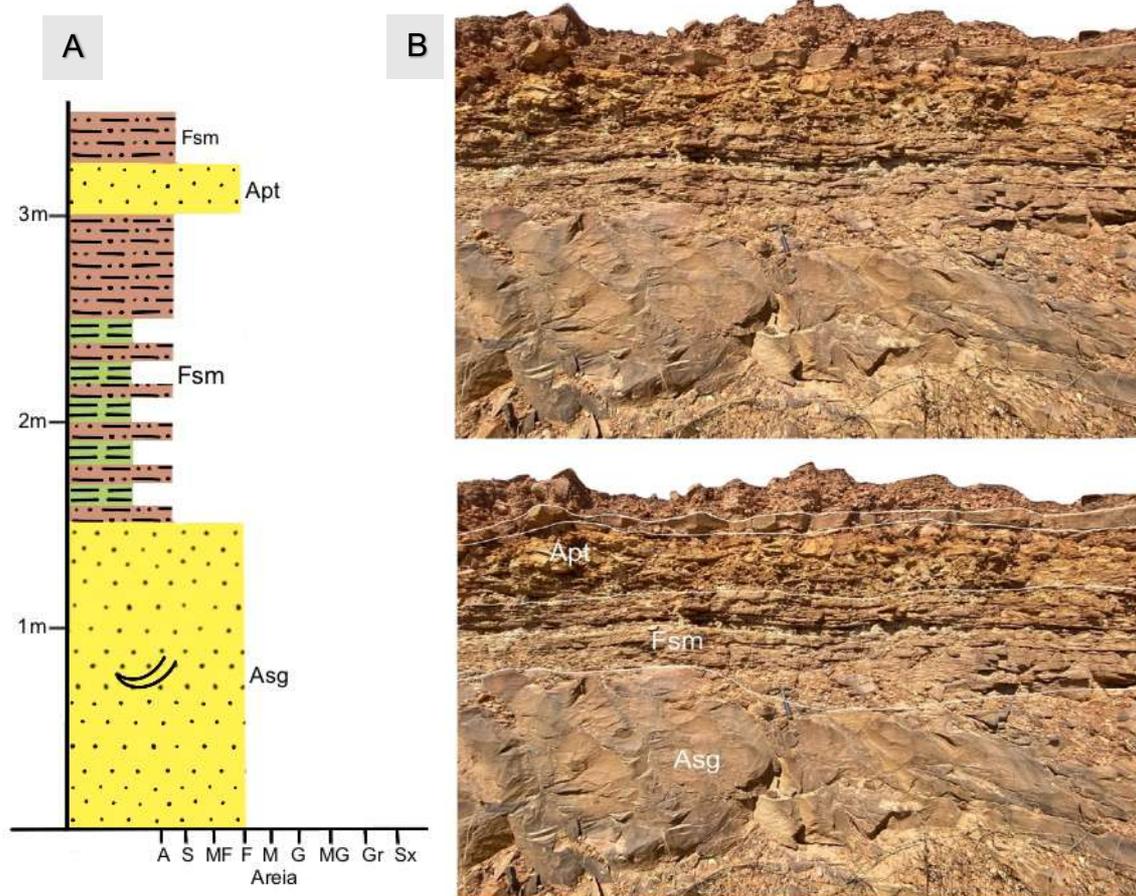


Figura 6.23 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-45. B) Visão geral do afloramento, formado pelo contato entre as Formações Itaim e Pimenteira, detalhe para a litologia composta por arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal na base (fácies Asg), siltitos amarelos laminados (fácies Fsm) e arenito fino com estratificação plano paralela no topo (fácies Apt).

O afloramento TW-45, localiza-se nas margens da rodovia Presidente Juscelino Kubitschek, BR-020, a cerca de 24Km do centro do município de Picos/PI, e representa o contato entre a Formação Itaim (sotoposta) e a Formação Pimenteira (Figura 6.23). A litologia consiste em camadas homogêneas de arenito fino com estratificação sigmoidal, na base, uma sequência heterolítica, seguida por uma camada de arenito fino com estratificação plano paralela e cruzada tabular.

Das três fácies reconhecidas (Fácies Asg, Fsm e Apt) neste afloramento, as fácies Asg e Fsm foram identificadas anteriormente na Fm, Pimenteira (Figura 6.10 e Figura 6.14, respectivamente), e seguem a mesma interpretação.

#### *Fácies Apt - Arenito com Estratificação Plano Paralela e Cruzada Tabular*

Esta fácies mostra arenitos argilosos, médios de cor creme amarelada, seleção moderada e grãos subarredondados. Os arenitos ocorrem na forma de camadas de 20 e até 60 cm de espessura, exibindo estratificação plano paralela e cruzada tabular.

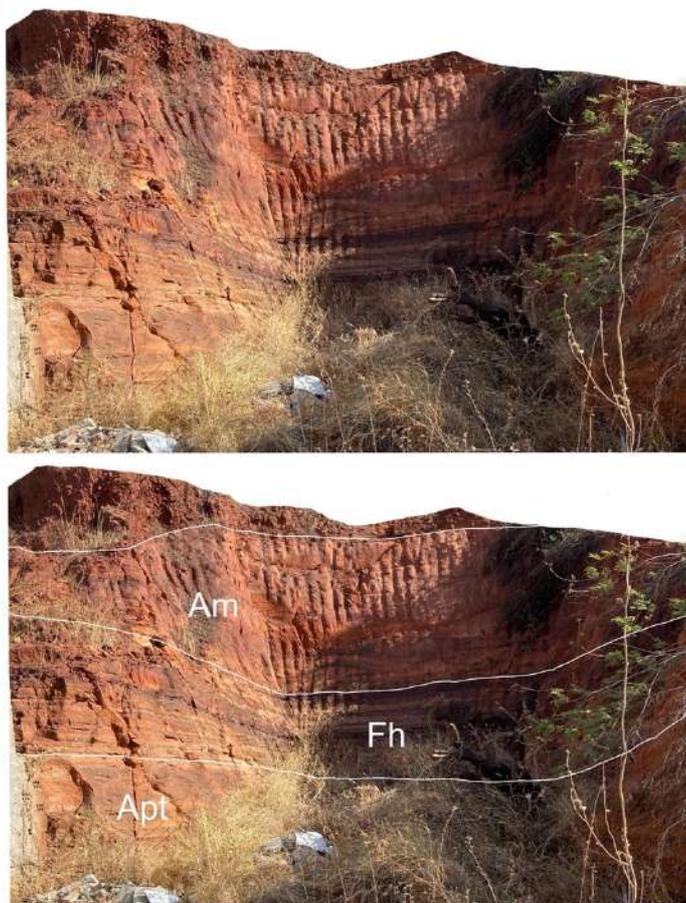


Figura 6.24 Visão geral do afloramento TW-53, formado pelo Membro Passagem, detalhe para a litologia composta por arenito fino com estratificação plano paralela e cruzada tabular na base ( fácies Apt), folhelhos heterolíticos laminados ( fácies Fh) e arenito fino maciço no topo ( fácies Am).

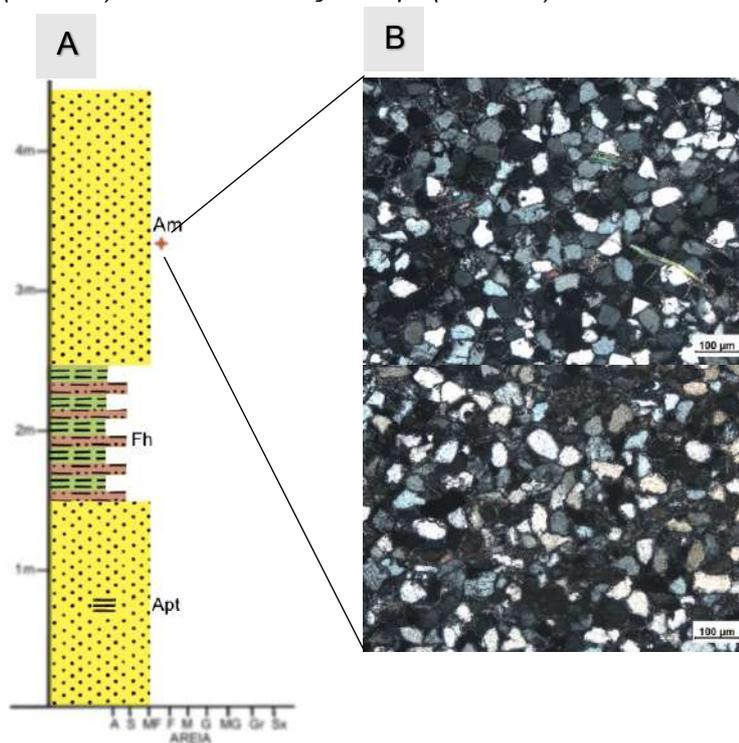


Figura 6.25 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica, sedimentar e petrográfica do afloramento TW-53.

O afloramento TW-53, localiza-se a cerca de 1 Km da Rodovia Transamazônica BR-230, e representa o Membro Passagem (Figura 6.24).

A litologia consiste em camadas homogêneas de arenito fino com estratificação tabular, na base, uma sequência heterolítica, seguida por uma camada de arenito fino a médio com estratificação plano paralela e cruzada tabular. Das três fácies reconhecidas neste afloramento, as fácies Am, Fh e Apt, foram identificadas anteriormente na Fm, Pimenteira (Figura 6.14, Figura 6.14 e Figura 6.23, respectivamente), e seguem a mesma interpretação. Com exceção da fácies Am, na qual foi interpretada petrograficamente.

#### *Fácies Am – Arenito Maciço*

Essa fácies ocorre na forma de lentes irregulares associados as fácies FI. Seus contatos inferiores e superiores são retilíneos e ondulados, respectivamente. É composta por arenitos médios a grossos de cor amarelo avermelhada, com grãos e grânulos pobremente selecionados e angulosos de composição quartzosa, emersos em uma matriz síltica-argilosa. Os grânulos estão geralmente dispersos aleatoriamente, entretanto, pode-se observar também, lentes centimétricas formando pequenos níveis dentro do arenito. Em lâmina, a rocha consiste em grãos bem selecionados, angulares a sub arredondados, com esfericidade moderada e os contatos no arcabouço são do tipo suturado e côncavo-convexo. O arcabouço é composto por quartzo monocristalino (70%), muscovita (5%), plagioclásio (7%), ortoclásio (5%), microclínio (4%), fragmentos líticos (5%) e matéria orgânica (4%). O cimento é do tipo silicoso, e a matriz é composta por quartzo. As características mais relevantes deste arenito são a presença de alguns grãos de quartzo microfraturados, algumas muscovitas por estarem entre grãos de quartzo, estão levemente dobradas, indicando uma deposição pós matriz, caracterizada como um arenito subarcosiano.

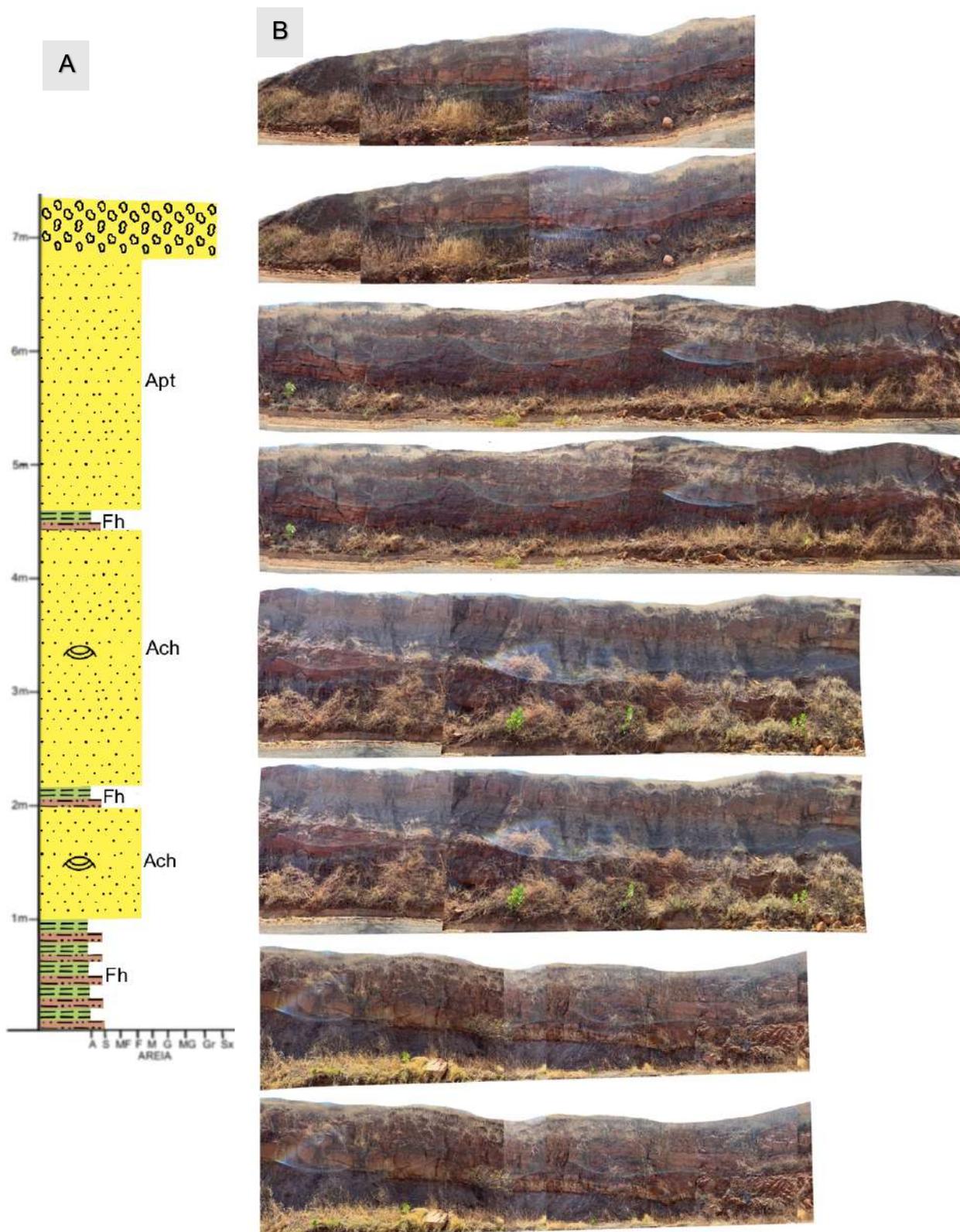


Figura 6.26 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar. B) Visão geral do afloramento interpretação das fácies, TW-34.

O afloramento TW-34, localiza-se as margens da PI-379, cerca de 1,7 km do município de Aroeiras do Itaim/PI, e representa o Membro Passagem da Formação Pimenteira (Figura 6.26).

A litologia consiste em uma sequência heterolítica, na base, seguida por uma camada de arenito fino com hummocky, intercalado com lentes heterolíticas, e arenito tabular com marcas de onda. Das três fácies reconhecidas neste afloramento, as fácies Fh e Apt, foram identificadas anteriormente na Fm, Pimenteira (Figura 6.14 e Figura 6.23, respectivamente), e seguem a mesma interpretação. Enquanto que a fácies Ach, identificada anteriormente na Fm. Itaim (Figura 6.3) e na Fm. Pimenteira (Figura 6.19), aqui esta fácies foi caracterizada por arenitos finos sílticos-argilosos, de coloração creme amarelado, boa seleção e grãos subangulosos a subarredondados, com estratificação cruzada hummocky de médio porte, quando comparada com a fácies Ach identificada na Fm. Itaim (Figura 6.3 e Figura 6.6).



Figura 6.27 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar do afloramento TW-50. B) Visão geral do afloramento, formado pelo Membro Passagem, detalhe para a litologia composta por folhelhos heterolíticos laminados ( fácies Fh), lente centimétrica de arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal de pequeno porte ( fácies Asg) e arenito fino arenito fino com estratificação plano paralela e cruzada tabular no topo ( fácies Apt).

O afloramento TW-50, localiza-se a 1,5 km da Rodovia Transamazônica BR-230, e representa o Membro Passagem, da Formação Pimenteira (Figura 6.27). A litologia consiste em uma sequência heterolítica, seguida por uma lentes de arenito fino a médio com estratificação plano paralela e sigmoidal, e no topo uma camada homogênea de arenito fino tabular.

Das três fácies reconhecidas (Fácies Asg, Fh e Apt) neste afloramento, as fácies Asg, Fh e Apt, foram identificadas anteriormente na Fm, Pimenteira (Figura 6.10, Figura 6.13 e Figura 6.23, respectivamente), e seguem a mesma interpretação.

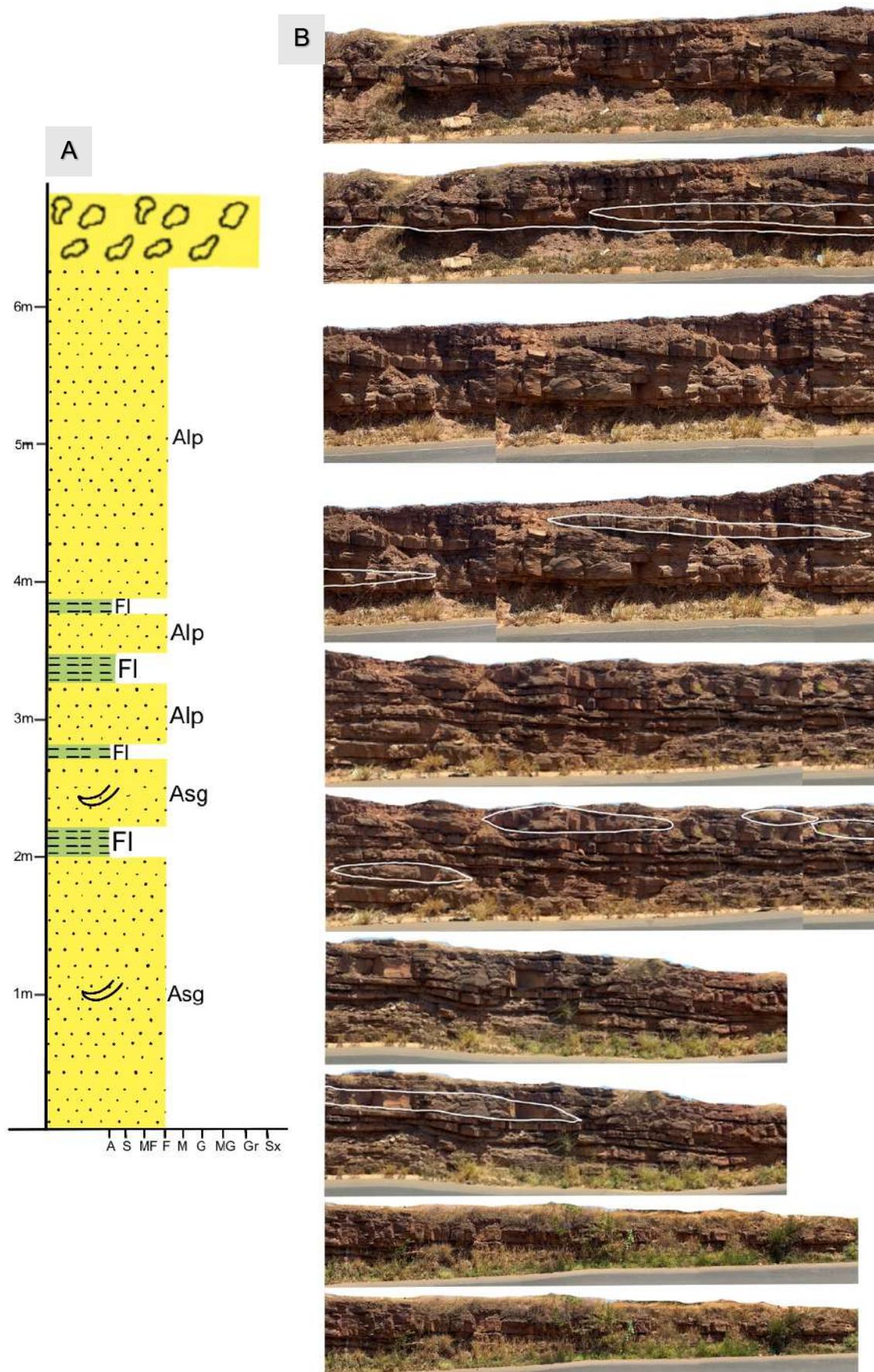


Figura 6.28 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar. B) Visão geral do afloramento e detalhe das fácies da Formação Pimenteira (TW-05).

O afloramento TW-05, localiza-se nas margens da BR-316, na saída de Picos em direção a Recife, cerca de 5km do município de Picos/PI (Figura 6.28). A litologia consiste em uma sequência de intercalação de folhelhos cinza escuros, variando em tons de roxo avermelhado, com siltitos de coloração creme, e camadas homogêneas de arenito fino a médio com estratificação plano paralela e sigmoidal, e no topo concreções ferruginosas.

As três fácies reconhecidas (Fácies Asg, Fl e Alp) neste afloramento foram identificadas anteriormente, tanto na Fm. Itaim (Figura 6.3) quanto na Fm, Pimenteira (Figura 6.10 e Figura 6.11), e segue a mesma descrição. A fácies Alp, identificada também na Fm. Itaim (Figura 6.2), aqui é caracterizada pela ocorrência de arenito fino de cor creme amarelado e laminados, os grãos são subarredondados e unidos por uma matriz argilosa, com espessura não ultrapassando mais que 60cm. Nessa fácies também ocorre lentes de cor amarela, com aproximadamente 1 a 5 cm de espessura, em vários níveis, contendo nódulos e concreções de óxido de ferro, no topo.

### **6.1.3.2 Conteúdo Fossilífero**

Diferentemente das formações supracitadas, a formação Pimenteira é bastante estudada isoladamente devido ao seu potencial petrolífero, o que acarretou um maior conhecimento do conteúdo icnofossilífero. Sendo assim, a maioria dos fósseis encontrados na bacia do Parnaíba, são provenientes da Formação Pimenteira, identificados por diversos autores como, Kegel (1953), Silva (2005), Gracioso (2011).

Santos & Carvalho (2004) descreveu assembleias fossilíferas na borda lesta da Formação Pimentearas, sendo compostas por trilobitas, ostracodes, braquiópodes, bivalvíos, gastrópodes, conulariídeos, tentaculídeos, hiolitídeos, escolecodontes, peixes e restos vegetais. Ainda em seu trabalho, Santos & Carvalho (2004) argumentaram que essas assembleias podem ser tafonomicamente caracterizadas como conjuntos de elementos misturados e desarticulados, porém ornamentados, demonstrando uma acumulação após transporte e um rápido soterramento, no qual o principal agente de transporte são os fluxos de correntes de tempestades.

Dessa forma, o conteúdo faunístico presente na Formação Pimenteira é composto por assembléias de invertebrados e raros vertebrados que habitavam uma plataforma marinha rasa submetida as tempestades do Neoeifeliano-Eogivetiano.

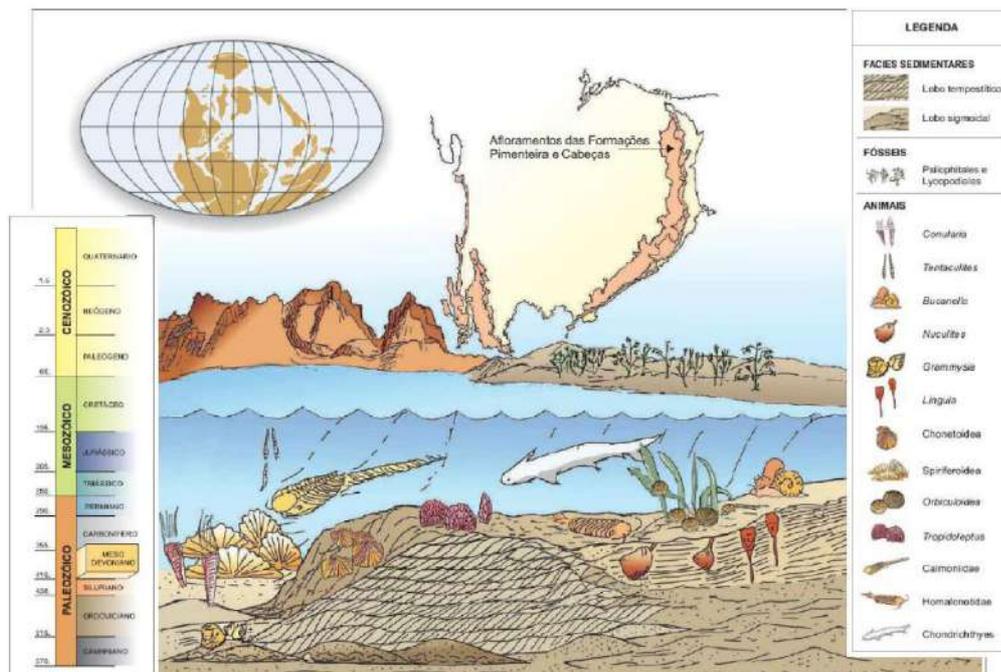


Figura 6.29 Reconstituição paleobiológica do Mesodevoniano da Bacia do Paraíba (Santos & Carvalho, 2004).

Foram identificados quatro icnotáxons no afloramento do Membro Passagem (TW-13): *Cruziana* isp., *Planolites* isp., *Rusophycus* isp., *Skolithos* isp.

Esses icnotáxons corroboraram com a definição da icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*, marcando uma transição entre o ambiente marinho raso e infralitorâneo, de energia baixa a moderada, com depósitos de sedimentos argilosos, siltosos e arenosos, bem selecionados, por vezes intercalados por argilitos e arenitos finos (Vossler & Pemberton, 1988; Pemberton, 2001; Buatois & Mángano, 2011; Sedorko & Francischini, 2021).

Tabela 3 Informações sobre os icnotáxons encontrados no afloramento do Membro Passagem da Formação Pimenteira.

<i>Cruziana</i> isp.	<p>Ícnito de locomoção, geralmente atribuídos a trilobitas. Traços retos a levemente sinuoso e horizontal, representando sulcos ou escavações bilobadas semelhante à espinhas de peixe, com o preenchimento do traço sendo semelhante ao da matriz, caracterizando um ambiente de águas marinhas rasas mais profundo que a icnofácies Skolithos. Os sedimentos caracterizam-se por siltitos e arenitos, por vezes intercalados por argilitos e arenitos finos.</p>
<i>Planolites</i> isp.	<p>Ícnito de alimentação, gerados por animais vermiformes sedimentívoros. Marcado por escavações curvas a retas, paralelas em relação à estratificação, podendo entrecruzar-se, com o preenchimento diferente da matriz, também típica de ambiente marinho.</p>
<i>Rusophycus</i> isp.	<p>Ícnito de repouso, gerado por trilobitas ou outros artrópodes semelhantes. Traços bilobados, alongados, cujos lobos apresentam um contorno oval, lisos ou com ranhuras oblíquas, sendo também um icnofóssil típico de ambiente marinho.</p>
<i>Skolithos</i> isp.	<p>Ícnito de habitação ou de alimentação, gerado por anelídeos poliquetas ou foronídeos (no ambiente marinho). Tocas simples ou em forma de "U", cilíndricas, orientadas verticalmente em relação à estratificação. Icnofóssil típico de ambiente litorâneo a infralitorâneo (águas bem rasas de moderada a alta energia), com deposição de sedimentos argilosos a arenosos.</p>

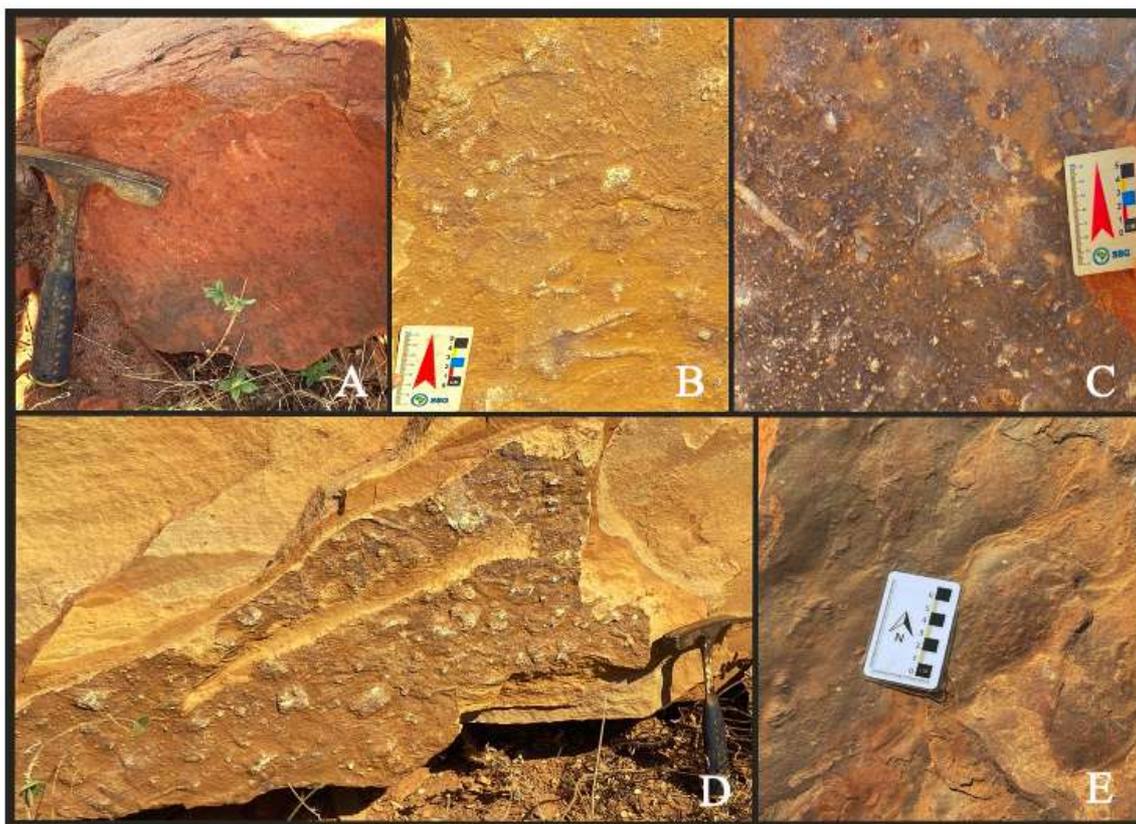


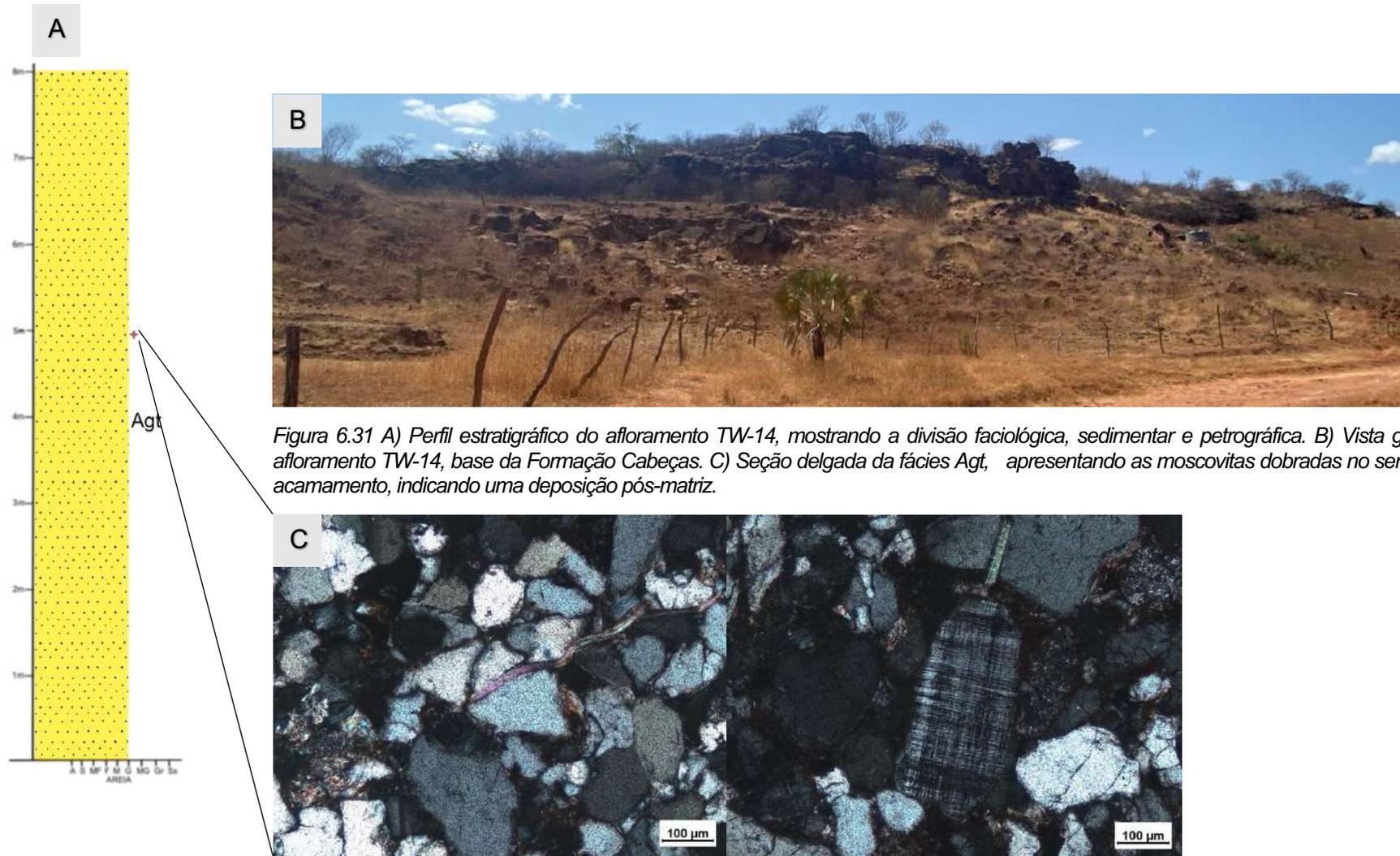
Figura 6.30 Icnotáxons descritos no afloramento do Membro Passagem. A. *Skolithos* isp., B. *Planolites* isp., C. e D. *Rusophycus* isp., E. *Cruziana* isp. Fonte: Van (2022).

#### **6.1.4 Formação Cabeças**

Trata-se de um pacote sedimentar predominantemente arenítico, depositado concomitantemente à formação Pimenteiras, com a qual apresenta contato com transição tipicamente gradacional, onde observa-se estratificação cruzada tabular ou sigmoidal e ocorrência de tempestitos (Della Favera, 1990).

A área de pesquisa compreende a base da unidade, apresentando camadas de arenitos com traços fósseis (skolithos), característicos de ambiente marinho muito raso sob a ação predominante de marés (Buatois & Mángano, 2011; Sedorko & Francischini, 2021).

De acordo com o mapeamento geológico realizado na área foi observado que o contato com a Formação Pimenteira se dá gradativamente, no qual a Fm. Pimenteira seria a região de prodelta, enquanto que a Formação Cabeças representaria uma área de frente deltaica de um sistema flúvio-deltaico dominado por inundações catastróficas, assim como Della Fávera (2001) inferiu.



O afloramento TW-14, localiza-se nas margens da PI-245, aproximadamente 2 km do município de Sussuapara (sentido Sussuapara-Abóboras). É composto por uma camada homogênea de arenito grosso, de coloração avermelhada, com estratificação cruzada tabular (Figura 6.31).

#### Fácies Agt – Arenito Grosso com estratificação cruzada tabular

Essa fácies ocorre na forma de blocos de arenito grosso, apresentando estratificação do tipo tabular, atingindo até 2 metros de espessura. Seus contatos inferiores e superiores são retilíneos e ondulados, respectivamente. É composta por arenitos grossos de cor avermelhada, com grãos e grânulos pobremente selecionados e angulosos de composição quartzosa, emersos em uma matriz síltica-argilosa.

A análise petrográfica permitiu a identificação das texturas, que consiste em grãos moderadamente selecionados, angulares a sub arredondados, com esfericidade moderada e as relações intergranulares no arcabouço são do tipo suturado, pontual e côncavo-convexo. O arcabouço é composto por quartzo monocristalino (65%), muscovita (5%), ortoclásio (12%), anortoclásio (8%), microclínio (3%), fragmentos líticos (5%) e matéria orgânica (2%). O cimento é do tipo silicoso, e a matriz é detrítica. A característica mais relevante deste arenito é a presença de algumas muscovitas entre grãos de quartzo, completamente deformadas, indicando que esses grãos de muscovita foram depositados pós matriz. De acordo com a classificação de Petijonh et al. (1972), a amostra é caracterizada como um arenito arcossiano.

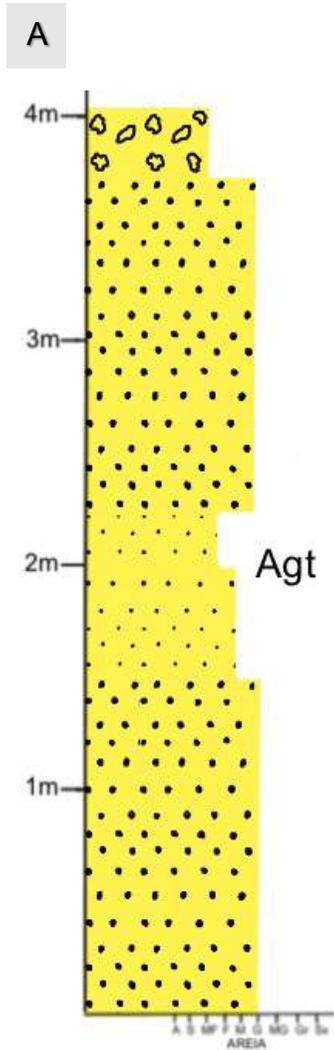


Figura 6.32 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-22, mostrando a divisão faciológica e sedimentar. B) Vista geral do afloramento TW-22, Formação Cabeças, um pouco mais a diante, pode-se visualizar o Membro Passagem com níveis de ferro.



Figura 6.32 A e B) Detalhe para a fácies Agt, composta por camadas tabulares espessas de arenito grosso e lentes centimétricas de arenito fino.

O afloramento TW-22, abrange uma área com cerca de 2 metros de altura, compreendendo um corte de estrada à 600m da PI-379, no município de Picos (Figura 6.32). Neste afloramento, foi possível identificar apenas uma fácies, denominada fácies Agt, que se manifesta como uma camada de arenito grosso, exibindo estratificação cruzada tabular e já foi descrita em detalhes no afloramento anterior (Figura 6.31). A fácies Agt é predominantemente composta por arenitos grossos de tonalidade avermelhada, apresentando grãos e grânulos pouco selecionados e angulosos, com composição quartzosa, imersos em uma matriz síltica-argilosa. A distribuição dos grânulos é, em sua maioria, aleatória, mas também é possível observar a formação de pequenas lentes centimétricas dentro do arenito.

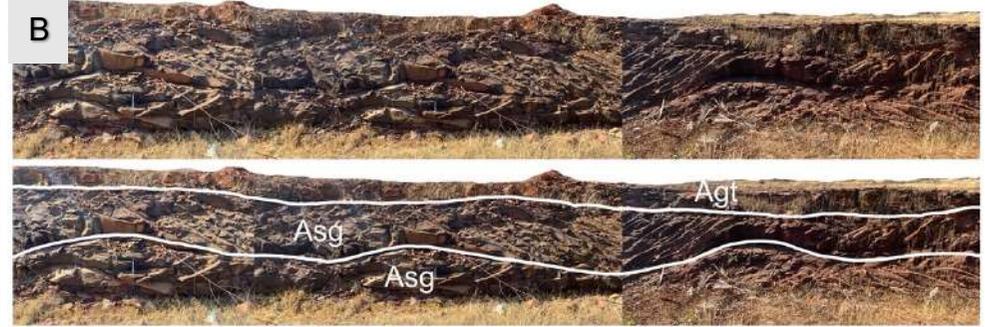
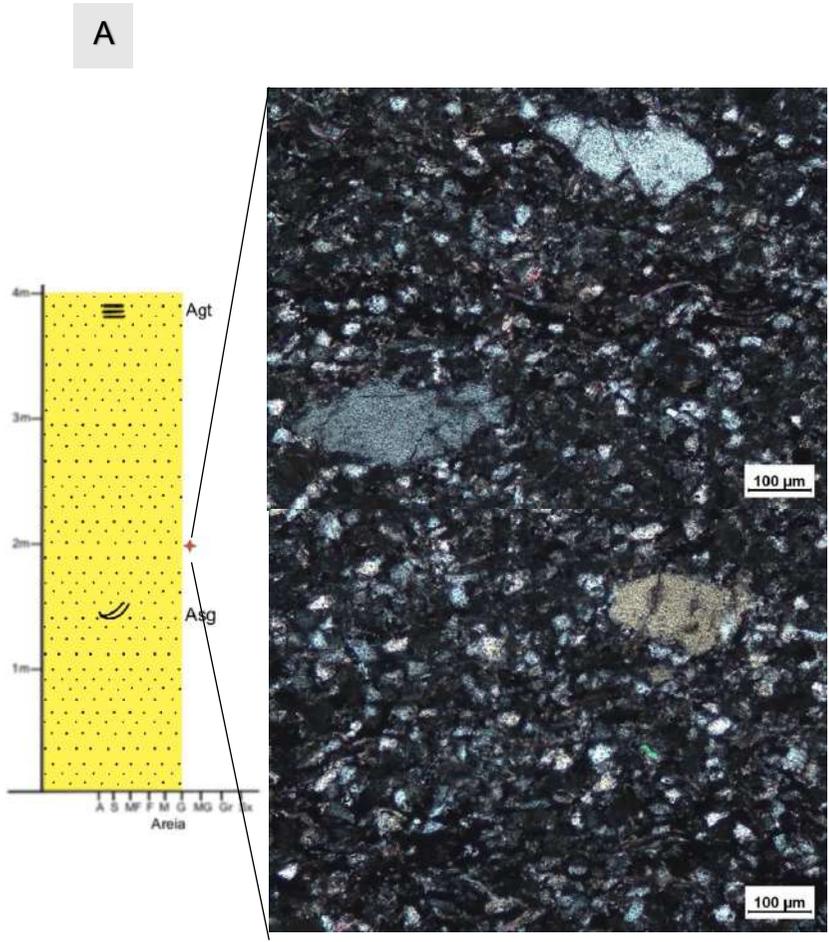


Figura 6.33 A) Perfil estratigráfico do afloramento TW-32, mostrando a divisão faciológica, sedimentar e petrográfica. B) Vista geral do afloramento TW-32, da Formação Cabeças e divisão faciológica, arenito médio com estratificação cruzada sigmoidal ( fácies Asg) e arenitos grossos tabulares ( fácies Agt) no topo.



Figura 6.34 A e B) Detalhe da fácies Asg.

O afloramento TW-32, abrange uma área com cerca de 4 metros de altura, compreendendo um corte de estrada à 1,5Km da PI-379, no município de Picos. Essencialmente, é composto por uma camada homogênea de arenito grosso maciço, da Formação Cabeças, com estratificação cruzada sigmoidal em sua base e estratificação cruzada no topo.

Neste afloramento, foi possível identificar duas fácies, denominada fácies Asg e Agt, ambas descritas anteriormente, a primeira podendo ser caracterizada nas formações Itaim (Figura 6.3) e Fm. Pimenteira (Figura 6.10), enquanto que a fácies Agt descrita nos afloramentos anteriores, Fm. Cabeças, aqui ela se manifesta de mesma maneira (Figura 6.32), porém apenas com uma camada centimétrica de arenito grosso com estratificação cruzada tabular e tonalidade avermelhada, apresentando grãos e grânulos pouco selecionados e angulosos, com composição quartzosa, imersos em uma matriz síltica-argilosa.

#### *Fácies Asg – Arenito com Estratificação Cruzada Sigmoidal*

Em seção delgada a rocha apresenta grãos moderadamente selecionados, angulares a sub arredondados, com baixa esfericidade baixa a moderada e as relações de contato entre os grãos do arcabouço são do tipo pontual e do tipo côncavo-convexo. A mineralogia consiste em grãos de quartzo monocristalino (75%), muscovita (10%), fedspatos (3%), fragmentos líticos (5%) e matéria orgânica (7%). O cimento é do tipo silicoso, e a matriz é composta inteiramente por quartzo. A amostra é essencialmente quartzosa, caracterizada como um quartzo-arenito, segundo a classificação de Petijonh et al. (1972). Alguns outros minerais acessórios podem ser encontrados, como grãos de zircão e titanita. A característica mais relevante deste arenito é a deformação dos grãos de muscovita no sentido de acamamento e a presença de fenocristais de quartzo, que podem indicar uma origem vulcanogênica, exibindo formas sub-arredondadas, maiores, com dimensões de até 1.02mm, pouco fraturados, apresentando extinção ondulante e alguns grãos de quartzo apresentam bordas ou golfos de corrosão. De acordo com a classificação de Petijonh et al. (1972), a amostra é caracterizada como um quartzo-arenito.

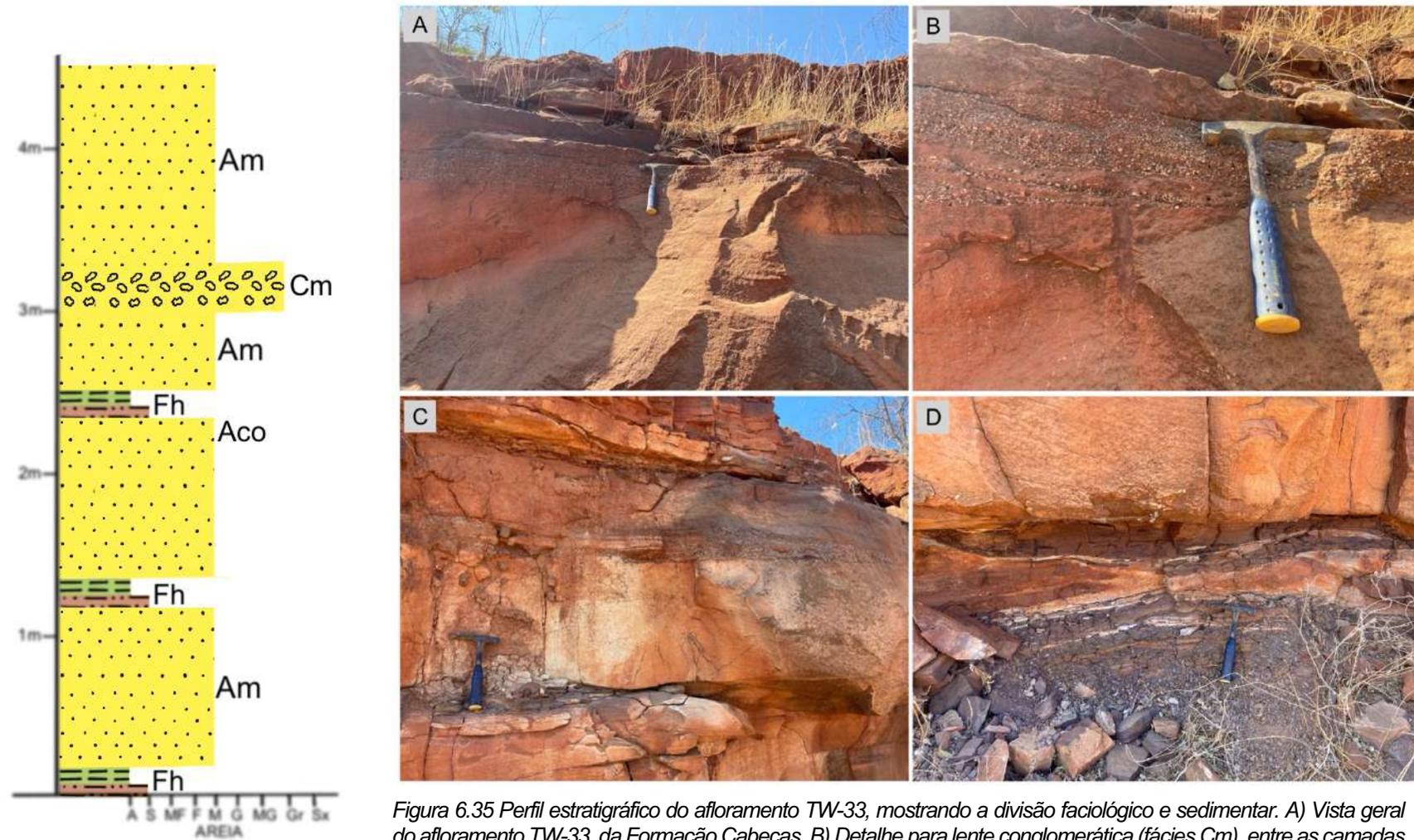


Figura 6.35 Perfil estratigráfico do afloramento TW-33, mostrando a divisão faciológica e sedimentar. A) Vista geral do afloramento TW-33, da Formação Cabeças. B) Detalhe para lente conglomerática ( fácies Cm), entre as camadas de arenito maciço da fácies Am. C) Detalhe para lentes de folhelhos heterolíticos de colocação vermelha entre as camadas de arenito médio. D) Detalhe para lente de folhelho heterolítico, marcando um aporte de água na camada de arenito; e marcas de onda.

O afloramento TW-33, abrange uma área com cerca de 4,5 metros de altura, no município de Picos (Figura 6.35). É composto por uma camada homogênea de arenito grosso, maciço, com estratificação cruzada tabular, intercalado por folhelho heterolíticos, arenitos com estratificação cruzada truncada por onda e lentes conglomeráticas.

A fácies Fh, identificada anteriormente na Fm. Pimenteira (Figura 6.14), aqui ela é constituída por siltitos argilosos (cinza escuro) e arenitos muito finos (cinza claro amarelado) intercalados por folhelhos argilosos (cinza-avermelhado), tendo como estrutura principal o acamamento do tipo *linsen* ou acamamento lenticular, ondulações ou lentes descontínuas, preservadas como um resultado da deposição da camada de lama que será depositada em cima. Diferentemente da Fácies Am identificada na Fm. Pimenteira (Figura 6.14), aqui está fácies é composta por arenitos grossos de cor amarelo avermelhada, com grãos e grânulos pobremente selecionados e angulosos de composição quartzosa, com contatos retilíneos.

#### *Fácies Aco – Arenito com Estratificação Cruzada Truncada por Onda*

É composta por arenitos sílticos-argilosos, amarelados de granulação média, com grãos bem selecionados e bem arredondados, onde a principal estrutura sedimentar é a estratificação e/ou laminação cruzada ondulada com microhummocky. Geralmente ocorre na forma de lentes de 4 a 6 cm de espessura.

#### *Fácies Cm – Conglomerados Maciços*

Corresponde a lentes de conglomerados maciços, suportados pelos clastos com o arcabouço formado por grânulos, constituídos predominantemente por quartzo e alguns fragmentos de rochas; a matriz é composta por areia muito grossa, mostrando feições de erosão, com uma base marcada por concentração de seixos quartzosos moderadamente selecionados, com grãos subangulosos a subarredondados (Figura 6.35 b).

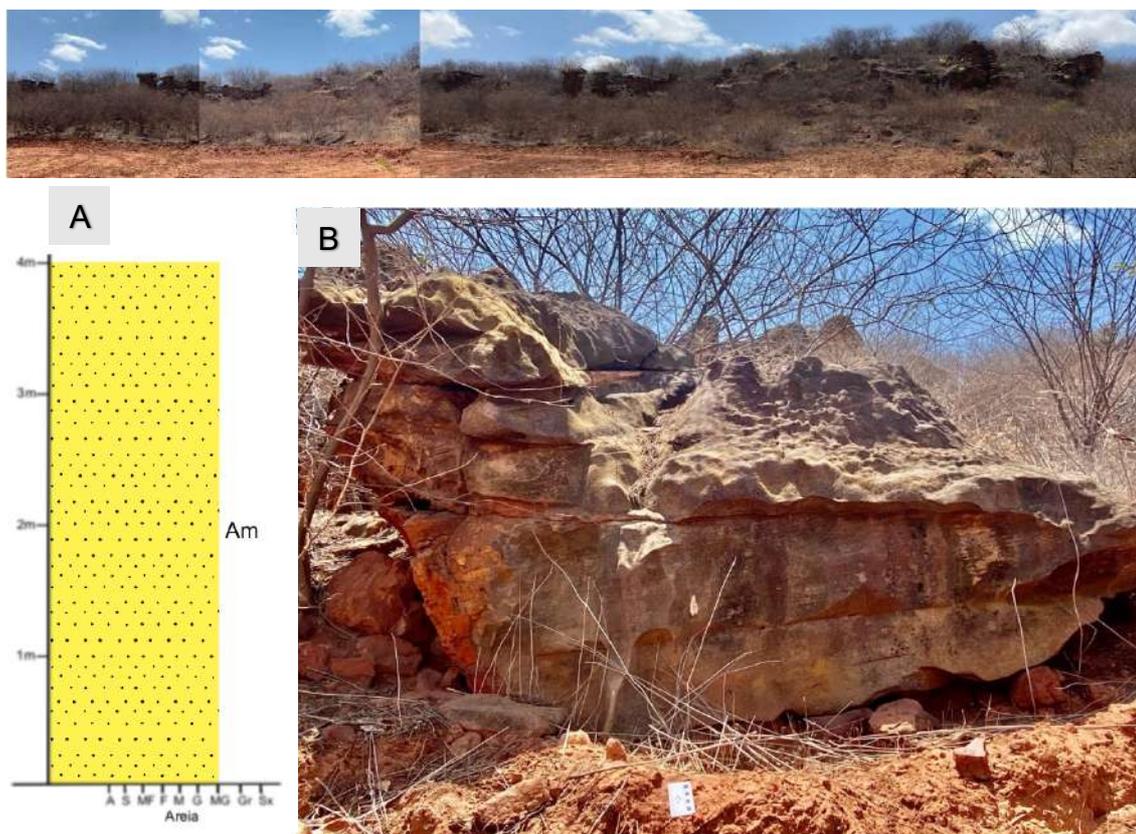


Figura 6.36 A) Perfil estratigráfico com a divisão faciológica e sedimentar. B) Visão geral do afloramento da Formação Cabeças (TW-51).

O afloramento TW-51 está localizado a cerca de localiza-se a cerca de 1 Km da Rodovia Transamazônica BR-230, e representa as areias espessas da Formação Cabeças (Figura 6.36).

Diferentemente da Fácies Am identificada na Fm. Pimenteira (Figura 6.14), aqui está fácies segue as mesmas características do afloramento anterior (Figura 6.35), sendo composta por arenitos grossos de cor amarelo avermelhada, com grãos e grânulos pobremente selecionados e angulosos de composição quartzosa, não sendo possível observar os contatos inferiores e superiores.

## 6.2 Associação de Fácies e Modelo Depositional

A sucessão sedimentar das formações Jaicós, Itaim, Pimenteira e Cabeças ocorre na região de Picos (PI) em afloramentos lateralmente contínuos em cortes de estrada, localizado as margens da rodovia federal BR-230 e BR-316. Os perfis confeccionados e estudados possuem o total de 66 metros de espessura (Figura 6.37).

A Formação Itaim é constituída predominantemente de arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada *hummocky* e tabular, folhelhos e siltitos. A coloração dos litotipos variam entre creme, amarelada, avermelhada, roxo e cinza.

A Formação Pimenteira consiste em arenitos finos com estratificação cruzada sigmoidal e tabular, além de folhelhos heterolíticos, siltitos e lentes ferruginosas. O contato com a Formação Itaim é feito a partir de uma superfície de inundação máxima, representada pela passagem do arenito fino com hummockys de grande porte para os siltitos amarelados da Formação Pimenteira. Referenciar.

O contato com a Formação Cabeças, sobrejacente, ocorre a partir da interdigitação dos arenitos tabulares de granulação média, da Formação Cabeças, com os folhelhos heterolíticos laminados que ocorrem no topo do Membro Passagem.

A Formação Cabeças é constituída por pacotes de arenito grosso com estratificação cruzada acanalada, por vezes maciço, com poucas marcas de onda.

Para a sucessão do Devoniano Inferior ao Médio da Bacia do Parnaíba, a análise estratigráfica levou ao reconhecimento de dezesseis fácies sedimentares (Tabela 2), individualizadas em seis sequências deposicionais (A à F).

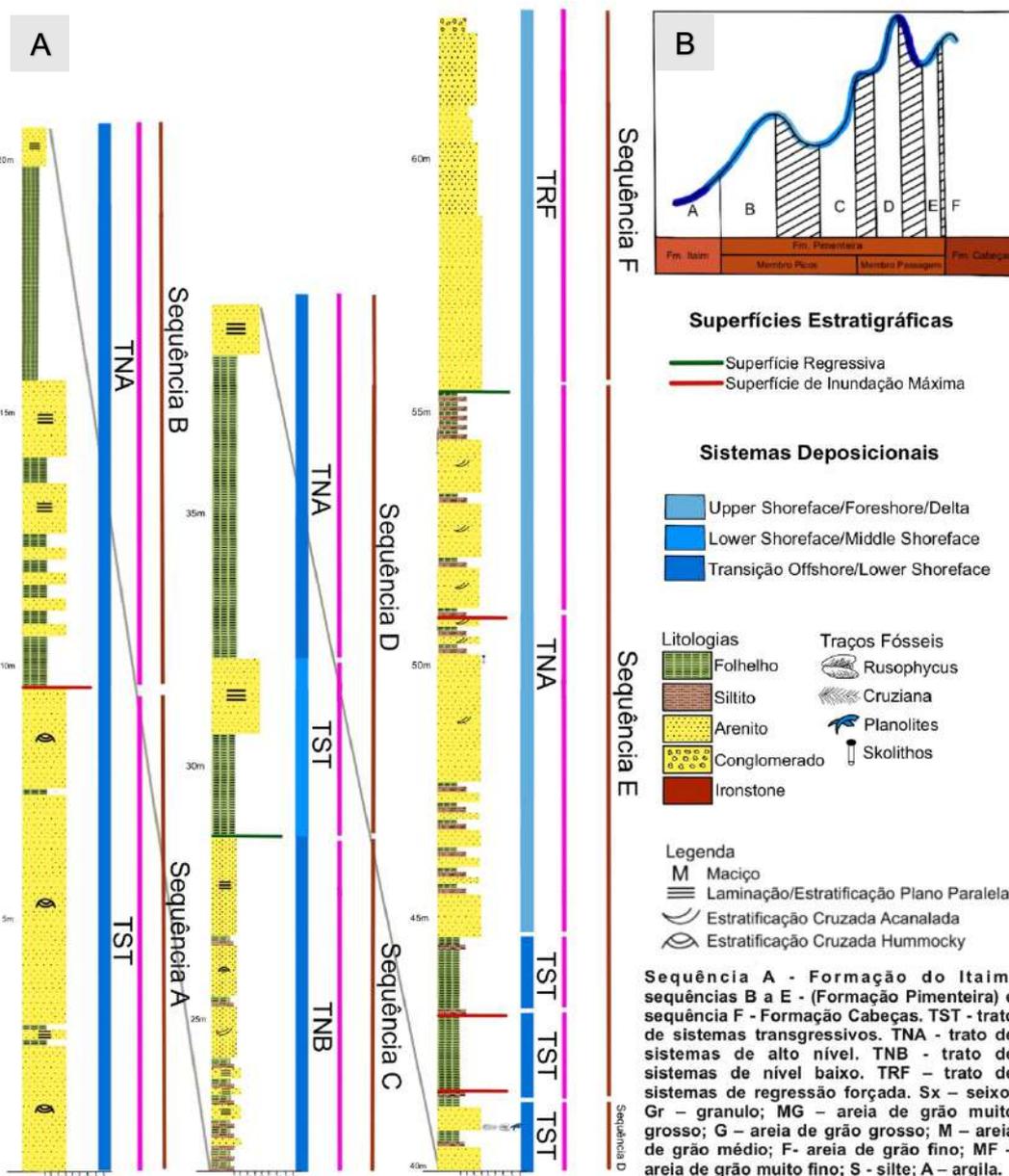


Figura 6.37 A) Perfil estratigráfico composto do intervalo estudado (formações Itaim, Pimenteira e Cabeças). Sequência A - Formação do Itaim, sequências B a E - (Formação Pimenteira) e sequência F - Formação Cabeças. TST - trato de sistemas transgressivos. TNA - trato de sistemas de alto nível. TNB - trato de sistemas de nível baixo. TRF - trato de sistemas de regressão forçada. Sx - seixo; Gr - granulo; MG - areia de grão muito grosso; G - areia de grão grosso; M - areia de grão médio; F- areia de grão fino; MF - areia de grão muito fino; S - silte; A - argila. B) Curva de nível de base.

Tabela 4 Sucessão de fácies e interpretação do sistema deposicional.

Sistema	Subsistema	Descrição	Interpretação
Marinho raso	Offshore	Fácies Aswl, Alp, Fs. Observada na sequência B e D, em um trato de sistemas de nível alto.	Sedimentos de plataforma externa onde camadas são depositadas a partir de fluxos gerados por tempestades. A variação de cor dos folhelhos é interpretada como representando o limite óxico-

		subóxico ao longo da plataforma.
Zona de transição entre o offshore e lower shoreface	Compreende as fácies Ach e Fs, do trato transgressivo da sequência A, as fácies Fs e Alp do trato de nível alto da sequência B, as fácies Fh, Asg, Ach e Alp do trato de nível baixo da sequência C, as fácies Fs e Alp do trato de nível alto da sequência D e as fácies Fh, Apmo, Asg e Fr do trato transgressivo da sequência E.	Sedimentação próxima ou abaixo da base das ondas de tempestade, associada a tempestades distais relacionadas com a porção lamosa offshore. Camadas de arenito com estratificação hummocky ou sigmoidal são classificadas em ambientes de tempestades, enquanto a porção lamosa uma deposição pelágica entre tempestades. As camadas heterolíticas e os folhelhos e siltitos bioturbados representam deposição de taxa lenta em ambientes offshore raramente alcançados por correntes induzidas por tempestades.
Zona de transição entre a Lower shoreface e a Middle shoreface	Compreende as fácies Fs e Alp do trato transgressivo da sequência D e as fácies Apmo, Fr, Fsm e Fh do trato de nível baixo da sequência E.	É interpretada como o registro da deposição de areia pela tempestade juntamente com a porção lamosa depositada durante uma fase mais proximal da tempestade.
Zona de transição entre a Middle shoreface e a Upper shoreface /foreshore/fr ente deltaica	Compreende as fácies Asg e Fh do topo da sequência E	Sedimentação influenciada pela região shoreface, na qual os processos de tempestade sobrepõem a maioria dos registros de sedimentação. Presente na sequência E, a associação de clinofórmias sigmoidais exibem leitões amalgamados característicos de quedas no nível do mar. internas de queda podem estar presentes.
Fluvial-deltaico	Barra de desembocadura e prodelta	Compreende as fácies Am e Agt da sequência F.
		Representa uma desaceleração das correntes menos densas e mais distais, com deposição de lentes de silte e areia grossa em áreas mais distais e marginais do fluxo.

## 6.2.1 Formação Itaim

### 6.2.1.1 Sequência A

O limite inferior da sequência é representado por uma discordância regional o contato entre a Formação Jaicós, de idade Pragiana e a Formação Itaim sobrejacente. Na porção leste da bacia, ele é marcado por sucessivos arenitos de granulação média, afinando-se ascendentemente até folhelhos vermelhos, siltitos esbranquiçados e camadas de arenito fino, além de sedimentos ricos em ferro que são marcados por camadas heterolíticas, típicas de ambiente marinho, da zona de transição *lower shoreface/offshore*.

A sequência começa com o padrão retrogradacional típico do trato de sistemas transgressivo, caracterizado por aumento progressivo da profundidade, marcado por camadas heterolíticas bioturbadas, siltitos esbranquiçados e camadas de arenito fino bioturbado (icnofácies *Cruziana*) presentes na zona de transição offshore/shoreface que por sua vez são progressivamente sobrepostos por folhelhos offshore, sob ação de ondas de tempestade. Onde os fluxos turbidíticos transportam e depositam os sedimentos de forma brusca e instantânea, no qual são reelaborados por uma associação de ondas de tempestade e correntes de fundo (fácies Ach, Alp e Aswl). Em períodos de tempo bom, os organismos marinhos se aproveitam dos sedimentos distais mais recentes, depositados em ambiente de menor energia, para se alimentar, fazer moradia, etc (fácies Ic e Sk). A fácies Sk, denota a ação de organismos em ambiente de plataforma marinha próxima do nível de base de ação das ondas de tempo bom, colaborando com a interpretação de que essa sequência teria sido depositada em uma plataforma relativamente rasa. Referenciar

Esta retrogradação sucessiva é representada por flutuações de lama para arenitos finos com estratificação cruzada hummocky de grande porte, folhelhos e siltitos intercalados com lentes de arenito muito fino e marcas de onda, e camadas heterolíticas com acamamento *linsen*.

A superfície de inundação máxima da sequência, marca a mudança para uma sucessão progradacional, da Formação Pimenteira. Caracterizada por

sedimentos da zona de transição offshore/lower shoreface, marcados por pequenas flutuações de folhelhos, heterólitos e arenitos finos bioturbados.

## **6.2.2 Formação Pimenteira**

### **6.2.2.1 Sequência B**

A sequência B é marcada por duas parasequências, uma em zona *offshore* e a segunda em um ambiente transicional entre o offshore e a lower shoreface. A primeira parasequência é representada pela intercalação de camadas de arenito fino e siltitos argilosos (Aswl), arenito fino com estratificação plano paralela (Alp) e siltitos (fácies Fs). As fácies desta associação caracterizam uma deposição em um ambiente mais distal de um tempestito, sob pouca (fácies Alp) ou quase nenhuma (fácies Fs) ação de onda ou corrente. Embora a fração siltico-arenosa desta parasequência represente a deposição de sedimentos em suspensão pelas ondas de tempestade.

A segunda parasequência, face *lower shoreface/middle shoreface* é marcada por camadas espessas de folhelhos e siltitos, então coberta pelos heterólitos da próxima sequência descrita C. Indicam a deposição em um ambiente tranquilo, sob quase nenhuma influência da ação de ondas ou de corrente, ou seja, sedimentada em uma porção de menor energia das ondas de tempestade.

### **6.2.2.2 Sequência C**

A Sequência C é interpretada como um trato de sistemas de mar baixo afogado pela inundação de um trato de sistema transgressivo (sequência D).

A sequência possui cerca de 3 m, composta por arenitos de granulação fina e estratificação cruzada sigmoidal (fácies Asg), arenitos finos com estratificação cruzada hummocky de médio porte (Ach), arenito fino com estratificação plano paralela (Alp), intercalados com folhelhos heterolíticos avermelhados e siltitos (fácies Fh) da zona *shoreface* e da zona de transição *offshore*. Indicando uma deposição em um ambiente de maior energia, no qual os fluxos turbidíticos

transportam e depositam sedimentos instantaneamente, e os sedimentos são retrabalhados por uma combinação de ondas de tempestade ( fácies Fh).

### 6.2.2.3 Sequência D

A Sequência D marca uma mudança da tendência agradacional (sequência C) para uma tendência mais retrogradacional, caracterizando a superfície regressiva máxima. É composta por uma sucessão ascendente, marcada pela dominância de folhelhos heterólitos e argilitos laminados, sugerindo pequenas flutuações no nível do mar, que por sua vez refletem a alternância de condições de plataforma mais óxicas e anóxicas.

A parasequência inferior é interpretada como um trato de sistemas transgressivo (TST), caracterizado por aumento progressivo da profundidade, marcado por folhelhos ( fácies Fs) e camadas de arenito fino bioturbado ( fácies Alp) presentes na zona *lower shoreface* que por sua vez são progressivamente sobrepostos pela segunda parasequência, composta por folhelhos distais ( fácies Fs) e arenitos finos ( fácies Alp) em menor porcentagem.

A última parasequência é marcada pela ocorrência de arenitos finos com estratificação plano paralela e marcas de onda ( fácies Apmo) em maior porcentagem, siltitos laminados ( fácies Fsm) e folhelhos heterolíticos avermelhados ( fácies Fh), característicos de um ambiente de zona *lower shoreface*, em um trato de sistemas de nível alto. O limite superior desta parasequência, é marcado por uma superfície erosiva seguida por uma sucessão progradacional.

### 6.2.2.4 Sequência E

O limite inferior da sequência E, é marcado por uma sucessão progradante para agregacional. A base da parasequência é composta por espessas camadas de folhelho amarelo ( fácies Fs), lentes de silte branco ( fácies Fsm) e ironstones ( fácies Fr), enquanto que no topo há a predominância de areia, representada pelas fácies Apmo e Asg, interpretados como um trato de sistemas transgressivo, relacionados a plataforma interna próxima à base das onda de bom tempo.. Os

níveis ferruginosos ( fácies Fr), representados por lentes centimétricas de ferricrete, são interpretados aqui como uma superfície de inundação máxima. A sucessão transgressiva é limitada por uma superfície de inundação máxima, que representa o limite superior da sequência E.

A parasequência superior é composta por um trato de nível alto representada por arenitos finos ( fácies Asg) e heterólitos ( fácies Fh), uma associação *upper shoreface/foreshore*, que terminam na superfície regressiva, separando os sedimentos deltaicos da barra de desembocadura da porção mais proximal.

### **6.2.3 Formação Cabeças**

#### **6.2.3.1 Sequência F**

O limite inferior da sequência F é caracterizado por uma parasequência formada por camadas espessas de arenito maciço de granulação fina ( fácies Am), marcada por uma superfície de regressão máxima.

A parasequência subsequente registra uma associação foreshore limitada pela superfície regressiva máxima, composta por arenitos grossos ( fácies Am), e arenitos de granulometria grossa com estratificação cruzada tabular ( fácies Agt), típicos de ambiente deltaico proximal, o que sugere uma queda do nível relativo do mar.

Essas duas parasequências formam o trato de sistemas de Regressão Forçada da Formação Cabeças.

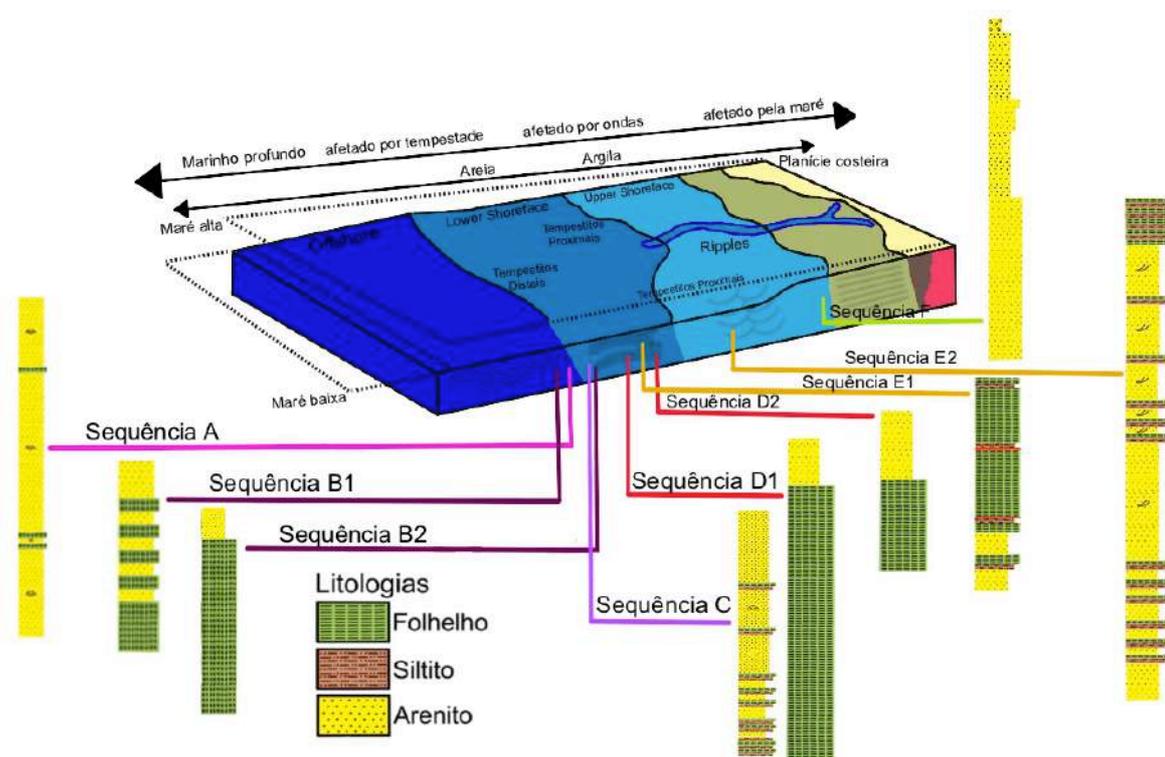


Figura 6.38 Posição das seqüências estudadas do Grupo Canindé. Seqüência A - Formação do Itaim, seqüências B a E - (Formação Pimenteira) e seqüência F - Formação Cabeças.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise de fácies e associação de fácies das formações Jaicós, Itaim, Pimenteira e Cabeças indicam que os sedimentos foram depositados desde um ambiente transicional a partir de canais fluviais de alta energia, com contribuição deltaica, até a plataforma rasa dominada por ondas de tempestades sob variações climáticas que mudavam constantemente a linha de base de ação das ondas.

As associações diferem na litologia, granulometria, sistema deposicional e intensidade dos eventos. Foram identificadas 16 fácies e 2 icnofácies que foram agrupadas em seis sequências.

O padrão de empilhamento do Grupo Canindé indica que a deposição ocorreu durante eventos transgressivos e regressivos, a partir de flutuações de pequena escala no nível do mar com discordâncias regionais e locais.

Na região de Picos/PI, o grupo Canindé foi dividido em seis sequências de terceira ordem (A, B, C, D, E e F) controladas principalmente por transgressões e regressões normais. As litofácies e icnofácies representam a sucessão hidrodinâmica de plataformas marinhas rasas influenciadas por tempestades até plataformas dominadas por tempestades e ambientes fluvial-deltaico com tendências progradacionais globais.

As parasequências ricas em *ironstone* são depositadas na plataforma perto da base da onda de tempestade e em zonas de trato transgressivo, trato de mar alto e trato de mar baixo, ou seja, em ambientes mais proximais, refletindo um ligeiro aumento na influência de sedimentos terrígenos.

Este trabalho sugere que os eventos do Membro Passagem, sequência E, podem se interpretados como topo da Formação Pimenteiras. Representada por arenitos intercalados com heterólitos, interpretados como um trato de sistemas de mar baixo, com níveis ferruginosos (fácies Fr) estão relacionados à plataforma interna próxima à base das onda de bom tempo. Sendo sobreposta por uma sucessão transgressiva de argilitos e heterólitos, que termina na superfície de inundação máxima representada por concreções ferruginosas, separando dos os depósitos de barra distal e lobos areníticos de frente deltaicas de um sistema fluvio-deltaico dominado por inundação, sugerindo uma queda do nível do mar.

O modelo de regressão forçada, no qual as rochas reservatórios estão em contato direto com as rochas geradoras, identificado neste trabalho a partir da caracterização faciológica de afloramento, nas proximidades do município de Picos/PI, mostra-se compatível ao modelo de sistema petrolífero na Bacia do Parnaíba, no qual as camadas reservatório em meio as rochas geradoras facilitariam a migração e acumulação de hidrocarbonetos, sugerindo que dependendo da posição, a Formação Pimenteira pode ser classificada como reservatório e/ou geradora.

Na área de pesquisa o contato com as intrusões de diabásio pertencentes à formação Sardinha, não foram encontrados, Mature (2022) identificou diversos corpos ígneos nas proximidades do município de Picos/PI. Entretanto a maturidade desencadeada a partir de uma intrusão em um sistema petrolífero atípico é definida através da distância entre a intrusão e a rocha geradora, além da espessura das intrusões, controlando assim as janelas de geração de petróleo e gás.

Além do efeito térmico, causando a maturação, os diabásios também controlam as rotas de migração de hidrocarbonetos, a compartimentação dos reservatórios, a formação de armadilhas e a também atuam como selos das acumulações. Dessa forma, para trabalhos futuros é necessário buscar a interação das rochas ígneas, pertencentes a Formação Sardinha em contato com a Formação Pimenteira e avaliar o efeito térmico diretamente associado ao sistema petrolífero Pimenteira-Pimenteira.

## 8 REFERÊNCIAS

Aguiar, G. 1971. *Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo. *Anais*. v. 3, p. 113-122.

Aguiar, G. A. 1969. *Bacia do Maranhão: Geologia e possibilidades de petróleo*. Belém, Petrobrás. Rel. interno. In: Góes, A. M. O.; Feijó, F. J.. *Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994.

Albuquerque, H. J. T. R., Coelho, J. M., Farias, C. E. G., 1972. *Projeto São Miguel do Tapuio*. CNEN-CPRM, Recife. 2v.

Albuquerque, O. R. & Dequech, V . 1946. *Contribuição para a geologia do Meio-Norte, especialmente Piauí e Maranhão, Brasil*. In: Góes, A. M. O.; Feijó, F. J.. *Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994.

Allen, J.R.L 1965. *The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales*. Proceedings of Yorkshire Geological Society, Yorkshire, 35: 139- 185.

Almeida, F. F. M. *Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1969. p. 29-46.

Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. *The origin and evolution of the South American Platform*. Earth-Sci. Rev. 50, 77–111.

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-Negves, B. B. (Org). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 43-58.

Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., 2000. *Paraguay and Araguaia Belts*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. 31st International Geological Congress, pp. 183–193.

ANP, B. D. P. 2017. *Sumário Geológico e Setores em Oferta*. 15ª Rodada de Licitação de Petróleo e Gás, Superintendência de Definição de Blocos, Brasil.

Araújo, D. B., Ferreira, A. L. 2017. *Bacia do Parnaíba – Sumário Geológico e Setores em Oferta*. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Rio de Janeiro.

Asmus, H. E. & Porto, R. 1972. *Classificação das Bacias Brasileiras Segundo a Tectônica de Placas*. In: Gabaglia, G. P. R. & Figueiredo, A. M. F., 1986. *Evolução dos Conceitos Acerca das Classificações de Bacias Sedimentares*.

Bacoccoli, G. *Bacia do Parnaíba – Uma Revisão das Atuais Perspectivas Exploratórias*. Bacoccoli Consultores Associados, Rio de Janeiro, 2001.

Barbosa, R. C. M., Nogueira, A. C. R., Domingos, F. H. G. 2015. Famennian Glaciation in the Eastern Side of Parnaíba Basin, Brazil: Evidence of Advance and Retreat of Glacier In Cabeças Formation. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45, n. 1, p. 13-27.

BDEP, 2002. Banco de Dados de Exploração e Produção. Disponível em <<http://www.bdep.gov.br/cgi-bin/bacias/acervo?name=parnaiba&>> Acessado em 22 de agosto de 2002. In: Young, K. G. C. *Contribuição à Análise Estratigráfica da Formação Pimenteiras (Devoniano, Bacia do Parnaíba): Caracterização de um Potencial Intervalo de Rochas-Reservatório*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 84 p, 2003.

Bezerra da Cunha, F. M. 1986. *Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e Seu Arcabouço Tectônico. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.* In: Bacoccoli, G. *Bacia do Parnaíba – Uma Revisão das Atuais Perspectivas Exploratórias.* Bacoccoli Consultores Associados, Rio de Janeiro, 2001.

Bizzi, L.; Vidotti, R.; Schobbenhaus, Carlos. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.* CPRM, Brasília, 2003.

Blakey, R.C. & Gubitosa, R. 1984. *Controls Of Sandstone Body Geometry And Architecture In The Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau.* *Sedimentary Geology*, 38: 51-86.

Blankennagel, R. K. and Kremer, G. A., 1954. *Geological report on the southeastern margin of the Maranhão Basin. Belém, Brasil.* Petrobrás. Rel. Interno. no 44. In: Caputo, M. V . *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil.* n. February, 1984.

Borghi, L., 2000. *Visão Geral da Análise de Fácies Sedimentares do Ponto de Vista da Arquitetura Deposicional.* Rio de Janeiro, Museu Nacional, 26p. (Boletim, Nova Série, Geologia, 53.)

Buatois, L. A; Mángano, M. G. 2011. *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time.* Cambridge University Press.

Campanha, V.A. & Mabesoone, J.M. 1974. *Paleoambiente e Paleoecologia do Membro Picos, Formação Pimenteiras (Devoniano do Piauí).* In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, v. 2, SBG, p. 220-235.

Campbell, D. F., Almeida, L. A. de, Silva, S. O., 1949. *Relatório Preliminar Sobre a Geologia da Bacia do Maranhão.* Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro. 160p. (Boletim, 1).

Campelo, M. C. S. 2021. *Iconofósseis Siluro-Devoniano do Cânion do Rio Poti, Bacia do Parnaíba, Estado do Piauí, NE do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. Fevereiro, 141p.

Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy , Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. Tese de Doutorado, University of California, California. February. 583p.

Carozzi, V. C., Falkenhein, F. U. H., Carneiro, R. G., Esteves, F. R., Contreiras, C. J. A., 1975. *Análise Ambiental e Evolução Tectônica Sinsedimentar da Seção Siluro-Eocarbonífera da Bacia do Maranhão*. Petrobrás, Rio de Janeiro. 2v. (Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, 7).

De Castro David L. et al. *Crustal Structure Beneath the Paleozoic Parnaíba Basin Revealed by Airborne Gravity and Magnetic Data, Brazil*. Tectonophysics, v. 614, p. 128-145, 2014.

Cioccari, M. G.; Mizusaki, P. M. A. *Sistemas Petrolíferos Atípicos nas Bacias Paleozoicas Brasileiras – Uma Revisão*. São Paulo, UNESPE, Geociências, v.38, n. 2, p. 367-390, 2019.

Cordani U. G., Brito-Neves B. B., Fuck R. A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F. M. B. *Estudo Preliminar De Integração Do Pré-Cambriano Com Os Eventos Tectônicos Das Bacias Sedimentares Brasileiras*. Série Ciência-Técnica-Petróleo, Rio de Janeiro, PETROBRAS/ CENPES/ SINTEP, n. 15, p. 70, 1984.

Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella, M.S., Trindade, R.I., 2009. *The Position of the Amazonian Craton in Supercontinents*. Gondwana Res. 15 (3–4), 396–407.

Dardenne, M.A., 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 231–263.

D'el-Rey Silva, L.J.H., Oliveira, I.L., Pohren, C.B., Tanizaki, M.L.N., Carneiro, R.C., Fernandes, G.L.F., Aragão, P.E., 2011. *Coeval Perpendicular Shortenings in the Brasília Belt: Collision of Irregular Plate Margins Leading To Oroclinal Bending In The Neoproterozoic Of Central Brazil*. J. S. Am. Earth Sci. 32 (1), 1–13.

Della Fávera, J.C. 1984. *Eventos de Sedimentação Episódica nas Bacias Brasileiras. Uma Contribuição para Atestar o Caráter Pontuado do Registro Sedimentar*. Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro. 1: 489-501.

Della Fávera, J. C., 1990. *Tempestitos da Bacia do Parnaíba: Um Ensaio Holístico*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, Porto Alegre. 243p.

Fernandes, R. F., 2011. *Estudo da Evolução Termomecânica da Bacia do Parnaíba*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 102p.

Fisk, H.N. 1954. *Sedimentary Framework Of The Modern Mississippi Delta*. Journal of Sedimentary Petrology, Tulsa, 24(2): 76-99.

Fortes, F. P. 1990. *Ambiente Antigo de Sedimentação dos Arenitos do Parque Nacional de Sete Cidades, Piripiri – Piauí*. Congresso de Geologia, 36. Natal. SBG. Anais, v.1, p. 136-149. In: Góes, A. M. O.; Feijó, F. J.. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994.

Franco Neto, E. 2022. *Análise Icnotaxonômica e Paleoambiental de uma Seção da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. Setembro, 69p

Freitas, E. L. 1990. *Análise Estratigráfica da Sequência Devoniana Aflorante na Bacia do Parnaíba Entre as Cidades de Picos e Oeiras – Piauí*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto. Minas Gerais. In: Góes, A. M. O.; Feijó, F. J.. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994.

Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., 2008. *Rodinia descendants in South America*. Precambrian Res. 160, 108–126.

Fuzikawa, K., 1968. *Trabalhos de Prospecção de U na Bacia do Piauí-Maranhão*. XXII Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, MG. Anais do XXII Congresso Brasileiro de Geologia. V. Único. p. 89-92. In: Oliveira, J. C. de & Barros, F. L., 1976. *Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio*. DNPM-CPRM, Recife. 4v.

Gabaglia, G. P. R. & Figueiredo, A. M. F., 1986. *Evolução dos Conceitos Acerca das Classificações de Bacias Sedimentares*.

Given, M.M. 1977. *Mesozoic and Early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia*. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Ottawa, 25: 63-91.

Gracioso, E. D., 2011. *Iconofósseis de invertebrados da formação Pimenteiras (Devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 62p.

Grahn, Y.; Caputo. M. V. 1992. *Early Silurian Glaciations in Brazil*. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam. 7p.

Góes, A.M.O., Souza, J.M.P., Teixeira, L.B., 1990. *Estágio exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba*. Bol. Geociênc. Petrobras 4 (1), 55–64.

Góes, A. M. O.; Travassos, W. A. & Nunes, K. C. 1992. *Projeto Parnaíba – Reavaliação da Bacia e Perspectivas Exploratórias*. Belém, Petrobras. Rel. Interno.

106p. In: Góes, A. M. O.; Feijó, F. J.. *Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994.

Góes, A. M. O.; Feijó, F. J.. *Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994.

Haszeldine, R.S. 1983. *Descending Tabular Cross-Bed Sets And Bounding Surfaces From A Fluvial Channel In The Upper Carboniferous Coal Field Of Northeast England*. International Association of Sedimentology Special Publication, Lawrence, 6: 449-456.

Jansa, L.F. & Weidmann, J. 1982. *Mesozoic-Cenozoic development of the Eastern North American and Northwest African continental margins: A comparison*. In: V. Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold (eds), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer, Berlin: 215-269.

Jo, H.R. 2003. *Depositional Environments, Architecture, And Controls Of Early Cretaceous Non-Marine Successions In The Northwestern Part Of Kyongsang Basin, Korea*. *Sedimentary Geology*, 161: 269-294.

Jopling, A.V. 1965. *Laboratory Study Of The Distribution Of Grain Sizes In The Cross-Bedded Deposits*. Tulsa, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: 65p.

Kegel, W. *Contribuição para o Estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba*. Rio de Janeiro, Bol. Div. Geol. Min. DNPM, no 141, 48p, 1953.

Kegel, W. 1956. *As Inconformidades da Bacia do Parnaíba e Zonas Adjacentes*. Rio de Janeiro. DNPM. Bol. no 160.

Kingston, D.R.; Dishroon, C.P. & Williams, P.A. 1983. *Global Basin Classification System*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67(12): 2194- 2198.

Klemme, H. D. 1980. *Petroleum Basins – Classification and Characteristics*. J. Petr. Geol., 3(2):187-207. In: Gabaglia, G. P. R. & Figueiredo, A. M. F., 1986. *Evolução dos Conceitos Acerca das Classificações de Bacias Sedimentares*.

Lima, R. F. F. 1967. *Aspectos Geológicos da Região Sul de Pimenteiras e Oitis – Município de Pimenteiras – PI*. Relatório de Graduação em Geologia, Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. 87p. In: Oliveira, J. C. de & Barros, F. L., 1976. *Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio*. DNPM-CPRM, Recife. 4v.

Lima, F. F. P. 1991. *Fácies e Ambientes Depositionais da Formação Piauí (Pensilvaniano), Bacia do Parnaíba*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. São Paulo. In: Góes, A. M. O.; Feijó, F. J.. *Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994.

Mabesoone, J.M., 1965. *Origem das Concreções Ferruginosas do Membro Picos (Formação Pimenteira, Piauí)*. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 14: 61-9.

Mabesoone, J. M., 1975, *Desenvolvimento Paleoclimático Do Nordeste Brasileiro*. Bol. Núcleo Nordeste Soc. Brasil, Geol., v. 5, p. 75-93.

Magoon, L. B.; Dow, W. G. 1994. *The petroleum system from source-to-trap*. American Association of Petroleum Geologists and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. V. 4. P. 110.

Martinsen, O.J. 1990. *Fluvial, Inertia-Dominated Deltaic Deposition In The Namurian (Carboniferous) Of Northern England*. Sedimentology, Oxford, 37: 1099-1114.

Mature, F.; Barreto, C. J.S. 2022. *Estratigrafia e Análise Textural de Rochas Subvulcânicas da Formação Sardinha, Região de Picos (PI)*. Anais VIII Symposium

on Vulcanism and Related Settings. Sociedade Brasileira de Geologia. 1. ed., p. 22. São Paulo.

McLeod, P., Carey, S. & Sparks, S.J. 1999. *Behaviour Of Particle-Laden Flows Into The Ocean: Experimental Simulation And Geological Implications*. Sedimentology, Oxford, 46: 523-536.

Melo, H. C., 1971. *Geologia e geofísica de São Miguel do Tapuio – Piauí. Resumo Geral*. Relatório de Graduação em Geologia, Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. 58p. In: Oliveira, J. C. de & Barros, F. L., 1976. *Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio*. DNPM-CPRM, Recife. 4v.

Melo Junior, A. H. 1967. *Estratigrafia da Região Sul do Município de São Miguel do Tapuio – Piauí*. Relatório de Graduação em Geologia, Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. 58p. In: Oliveira, J. C. de & Barros, F. L., 1976. *Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio*. DNPM-CPRM, Recife. 4v.

Mesner, J. C., Wooldridge, C. P., 1964. *Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, North Brazil*. AAPG Bulletin, 48:1475-1512.

Miall, A.D. 1996. *The Geology Of Fluvial Deposits*. New York, Springer, 582p.

Milani, E. J. & Zalán, P. V. *Brazilian Geology Part 1: the Geology of Paleozoic Craton Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil*. AAPG International Conference and Exhibition, American Association of Petroleum Geologists/Associação Brasileira de Geólogos de Petróleo, Rio 98, Short Course Notes, Rio de Janeiro, Brasil, 1998. In: Cioccarri, M. G.; Mizusaki, P. M. A. *Sistemas Petrolíferos Atípicos nas Bacias Paleozoicas Brasileiras – Uma Revisão*. São Paulo, UNESPE, Geociências, v.38, n. 2, p. 367-390, 2019.

Milani, E. J.; Zalán, P. V. *An outline of the Geology and Petroleum Systems of the Paleozoic Interior Basins of South America*. Episodes, v. 22, n. 3, p. 199-205, set. 1999.

Milani, E. J. e Thomaz Filho, A., 2000. *Sedimentary Basins of South America*. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., and Campos, D. de A. ed., *Tectonic Evolution of South America*, p. 389-449.

Miranda, F. S. 2014. *Pimenteiras Shale: Characterization of an Atypical Unconventional Petroleum Shale, Parnaíba Basin, Brazil*. In: AAPG International Conference & Exhibition, 2014, Istanbul, Turkey, 2014.

Miranda, F. S.; Vettorazzi, A. L.; Cunha, P. R. C.; Aragão, F. B.; Michelon, D.; Caldeira, J. L.; Porsche, E.; Martins, C.; Ribeiro, R. B.; Vilela, A. F. *Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores*. In: Daly, M.C.; Fuck, R. A.; Julià, J.; Macdonald, D. I. M.; Watts, A. B. (eds.). *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. London: Geological Society, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 341-360, 2018.

Mohammed, N. & El Hassan, C. 2002. *Facies And Sequence Stratigraphy Of A Late Barremian Wave Dominated Deltaic Deposit, Agadir Basin, Morocco*. Sedimentary Geology. 150, 375-384.

Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. & Zavala, C. 1996. *The Importance Of Fluvio-Deltaic Systems Dominated By Catastrophic Flooding In Tectonically Active Basin*. Memoires of Sciences Geologics, 48: 233-291.

Mutti, E., Tinterri, R., Di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S. & Calabrese, L. 2000. *Delta-Front Facies Associations Of Ancient Flood-Dominated Fluvio-Deltaic Systems*. Revista de la Sociedad de Geología de España, Madrid, 13(2): 165-190.

Nemec, W. 1995. *The Dynamics Of Deltaic Suspension Plumes*. In: M.N. Oti & G. Postuma (eds), *Geology of deltas*. Rotterdam, A.A. Balkema: 31-93.

Nunes, K.C., 1993. *Interpretação Integrada da Bacia do Parnaíba com Ênfase nos Dados Aeromagnéticos*. 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Ex- panded Abstracts, pp. 152–157.

Olivera, A. L., Pimentel, M. M., Fuck, R. A., e Oliveira, D. C., 2018. *Petrology of Jurassic and Cretaceous Basaltic Formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: Correlations and Associations with Large Igneous Provinces*. Geological Society Special Publication, v. 472, p. 279-308.

Oliveira, J. C. de & Barros, F. L., 1976. *Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio*. DNPM-CPRM, Recife. 4v.

Olsen, T. 1993. *Large fluvial systems: The Atane Formation, a fluvio-deltaic example from the Upper Cretaceous of Central West Greenland*. *Sedimentary Geology*, ....., 85: 457-473.

Omran, E.F. & Ibrahim H.G. 1991. *Facies Analysis Of Nile Delta Continental Shelf Sediments Of Egypt*. *Netherlands Journal of Sea Research*, Amsterdam, 27(2): 165-171.

Paiva, G. 1937. *Estratigrafia da Sondagem no 125. Rio de Janeiro*. Bol.Serv.Fom.Prod.Min. DNPM, no18, p. 107. In: Góes, A. M. O.; Feijó, F. J.. *Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994.

Pemberton, S. G. 2001. *Ichnology & Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems: Ben Nevis & Avalon Reservoirs, Jeane d'Arc Basin*. St. John's: Geological Association of Canada, v.15.

Pereira, E.; Carneiro, C. D. R.; Bergamaschi, S.; Almeida, F. F. M.. *Evolução das Sinéclises Paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná*.

In: Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, Andrea. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012. p. 374-394.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. *Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil*. *Geology* 20, 375–379.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000. *The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151–182.

Plummer, F.B., Price, L.I., Gomes, F.A. 1948. *Estados do Maranhão e Piauí*. In: Góes, A. M. O.; Feijó, F. J.. *Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 1994.

Ponciano, L.C.M.O.; Della Fávera, J.C. 2008. *Sistemas Flúvio-Deltaicos Dominados por Inundações Catastróficas: Adição de Fácies de Barra de Embocadura ao Modelo Depositional do Membro Passagem, Formação Cabeças*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais, p. 955.

Ponciano, L. C. M., & Della Fávera, J. C. 2009. *Flood-Dominated Fluvio-Deltaic System: A New Depositional Model for the Devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81, 769-780.

Poppe, L.J. & Poag, C.W. 1993. *Mesozoic Stratigraphy And Paleoenvironments Of The Georges Bank Basin: A Correlation Of Exploratory And Cost Wells*. *Marine Geology*, ..... 113: 147-162.

Prior, D.B., Yang, Z.S., Bornhold, B.D., Keller, G.H., Lin, G.H., Wisman Jr, W.J., Wright L.D. & Lin, T.C. 1986. *The Subaqueous Delta Of The Modern Huanghe (Yellow River)*. *Geologic Marine Letter*, 6: 67-75.

Posamentier, H. W., Allen, G. P., James, D. P., Tesson, M., 1992. *Forced Regressions In A Sequence Stratigraphic Framework: Concepts, Examples, And Exploration Significance*. AAPG Bulletin, 76:1687-1709.

Postma, G. 1990. *Depositional Architecture and Facies of River and Fan Deltas: A Synthesis*. In: Colella, A & Prior, D. B. (eds.). Coarser-grained deltas. Special Publication n° 10 of International Association of Sedimentologists. Oxford, Blackwell Scientific Publication. p. 29-74.

Ribeiro, C. C. & Dardenne, M. A., 1978. *O Minério de Ferro da Formação Pimenteiras na Borda SW da Bacia do Maranhão (Goiás)*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 4: 1583-1595.

Ribeiro, S. P. J. H., 2001. *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações*. Capítulo 2. Unisinos. São Leopoldo, Rio Grande do Sul.

Roberts, H.H & Coleman, J.M., 1996. *Holocene Evolution Of The Deltaic Plain: A Perspective From Past To Present*. Engineering Geology, , 45: 113-138.

Rodrigues, R., 1967. *Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Depósitos Silurianos e Devonianos da Bacia do Parnaíba*. Belém, Brasil. Petrobrás.Rel. Interno. no 273, 63p. In: Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy , Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. Tese de Doutorado, University of California, California. February. 583p.

Rodrigues, R., 1995. *A Geoquímica Orgânica na Bacia do Parnaíba*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, Porto Alegre. 225p.

Rosseti, D.F., Goés, A.M. & Truckenbrodt, W. 2001. *O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Emílio Goeldi, 246p.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. *A New Understanding of the Provinces of the Amazon*

*Craton Based on Integration of Field Mapping and U–Pb and Sm–Nd Geochronology. Gondwana Res. 3 (4), 453–488.*

Santos, M.E. C.M. & Carvalho, M.S. S. 2004. *Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luis: Reconstituições Paleobiológicas*. Rio de Janeiro, CPRM, 211p.

Santos, V.H., Lima Filho, M. F., Neumann, V.H. 2007. “*Quais as Possibilidades de um Sistema Petrolífero na Bacia do Parnaíba?*” 4º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. Campinas. São Paulo. Brasil. 1-10.

Scruton, P.C. 1960. *Delta Building And The Deltaic Sequence*. Abstracts from the Symposium on Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico, Tulsa: 164.

Sedorco, D. Francischini, H. 2021. *Iconologia: Interações Entre Organismos e Substratos*. Editora CRV.

Silva, A.J.P.; Lopes, R.C.; Vasconcelos, A.M. & Bahia, R.B.C. 2003. *Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores*. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C; Vidotti, R. M.; & Gonçalves, J.H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, p. 55-85.

Silva, S. 2005. *Iconofósseis Da Formação Pimenteiras Devoniano Da Bacia Do Parnaíba*. v. 1, p. 283 – 291.

Small, H. L. *Geologia e Suprimento d'água subterrânea no Piauí e Parte do Ceará, Brasil*. Instituto e Obras Contra Secas, Série I.D., Publicação No. 32, Rio de Janeiro, 146 p, 1914. In: CAPUTO, M. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. n. February, 1984.

Soares Júnior, A. V.; Costa, J. B. S.; Hasui, Y. *Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Três Fases Distensivas*. *Geociências*, v. 27, n. 4, p. 427-437, 2008.

Somoza, L., Barnola, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J.G. & Hernandez-Molina, F.J. 1998. *Architectural Stacking Patterns Of The Ebro Delta Controlled By Holocene High-Frequency Eustatic Fluctuation Delta-Lobe Switching And Subsidence Processes*. *Sedimentary Geology*, , 117, 11-32.

Szatmari, P. & Porto, R. 1982. *Classificação Tectônica das Bacias Sedimentares Terrestres do Brasil*. Rio de Janeiro. Petrobrás/Cenpes (Rel. Int. 673-2703). In: Gabaglia, G. P. R. & Figueiredo, A. M. F., 1986. *Evolução dos Conceitos Acerca das Classificações de Bacias Sedimentares*.

Tassinari, C. G. C.; Macambira, M. J. B. *Geochronological provinces of the Amazonian Craton*. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

Vaz, P. T. et al. *Bacia do Parnaíba*. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 253–263, 2007.

Vasquez, M.L., Macambira, M.J.B., Armstrong, R., 2008. *Zircon Geochronology of Granitoids from Western Bacajá Domain, Southeastern Amazonia Craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian Evolution*. *Precambrian Res.* 161, 297–302.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. *U/Pb And Sm/Nd Geochronologic Studies of Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: Initial Conclusions*. *J. S. Am. Earth Sci.* 8, 267–288.

Vieira, M. A. M. 1971. *Geologia e Sedimentologia da Região de São Miguel do Tapuio – PI – Área 6*. Relatório de Graduação em Geologia, Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. 38p. In: Oliveira, J. C. de & Barros, F. L., 1976. *Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio*. DNPM-CPRM, Recife. 4v.

Vossler, S. M.; Pemberton, S. G. 1988. *Skolithos in the Upper Cretaceous Cardium Formation: An Ichnofossil Exemple of Opportunistic Ecology*. *Lethaia*, v. 21, n. 4, p. 351-362.

Wright, L.D. 1977. *Sediment Transport And Deposition At River Mouths: A Synthesis*. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 857-868.

Wright, L.D., Yang, Z.S., Bornhold, B.D., Keller, G.H., Prior, D.B. & Wieseman Jr. W.J. 1986. *Hiperpycnal Plumes And Plumes Fronts Over The Huanghe (Yellow River) Delta Front*. *Geological Marine Letters*, 6: 97-105.

Young C.G.K., Borgui, L. 2003. *Pimenteira Formation (Devonian, Parnaíba Basin): a New Prospect for Hydrocarbon Reservoirs*. 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. Campinas. São Paulo. Brasil. 1-6.

Young, K. G. C. 2003. *Contribuição à Análise Estratigráfica da Formação Pimenteiras (Devoniano, Bacia do Parnaíba): Caracterização de um Potencial Intervalo de Rochas-Reservatório*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 84 p.

Young, C. G. K., 2006, *Estratigrafia de Alta-Resolução da Formação Pimenteiras (Devoniano, Bacia do Parnaíba)*. Dissertação de M.Sc., IGEO/UFRJ. Rio de Janeiro. RJ.

ZÁLAN, P. *Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras*. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B., *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Capítulo 33, São Paulo, 2004.

## ANEXO 1 - LISTA DE AFLORAMENTOS ESTUDADOS.

Ponto	Coordenadas		Amostra	Lâmina
	X	Y	x-sim	x-sim
TW1	240967	9214698	x	
TW4	234356	9194369	x	x
TW5	237958	9215049		
TW6	235031	9215835		
TW7	233647	9216307		
TW8	229178	9216528	x	
TW9	229731	9216625	x	x
TW10	230409	9216268		
TW11	231492	9215820		
TW13	225649	9217018	x	x
TW14	224836	9217508	x	x
TW15	224106	9218614		
TW16	224555	9220183		
TW17	225226	9220018	x	
TW18	225572	9221538		
TW19	226339	9224732		
TW20	226363	9230587		
TW21	230653	9231022	x	
TW22	233591	9224665		
TW23	234059	9222692	x	
TW24	236857	9224458	x	
TW25	237421	9225025		
TW26	230078	9219091		
TW27	224723	9216500	x	x
TW28	225082	9213996	x	
TW29	223008	9212166		
TW30	224476	9212733		
TW31	226223	9214949		
TW32	225366	9211344	x	x
TW33	223645	9207901		
TW34	222894	9205297	x	
TW35	221287	9200636		
TW36	224783	9197299	x	
TW37	225992	9197914		
TW38	228027	9197025		
TW39	229023	9196399	x	
TW40	227391	9197918		
TW41	231193	9197884		
TW42	235039	9196679	x	
TW43	240624	9196379		
TW44	234920	9197788		
TW45	234258	9201158		
TW46	233971	9203163	x	
TW47	240803	9206999		
TW48	238176	9213153		
TW49	237932	9214702	x	
TW52	224911	9215824	x	
TW53	225830	9216460		
TW54	225939	9216629	x	
TW56	225991	9216622		
TW57	226116	9176947		
TW58	227515	9215583	x	
TW59	227425	9213633	x	

**LOCALIZAÇÃO DA ÁREA MAPEADA**



INHUMA	SÃO JOSÉ DO PIAUÍ	SB.24-Y-A-VI
SANTA CRUZ DO PIAUÍ	PICOS	FRONTEIRAS
SIMPLÍCIO MENDES	PATOS	SIMÕES

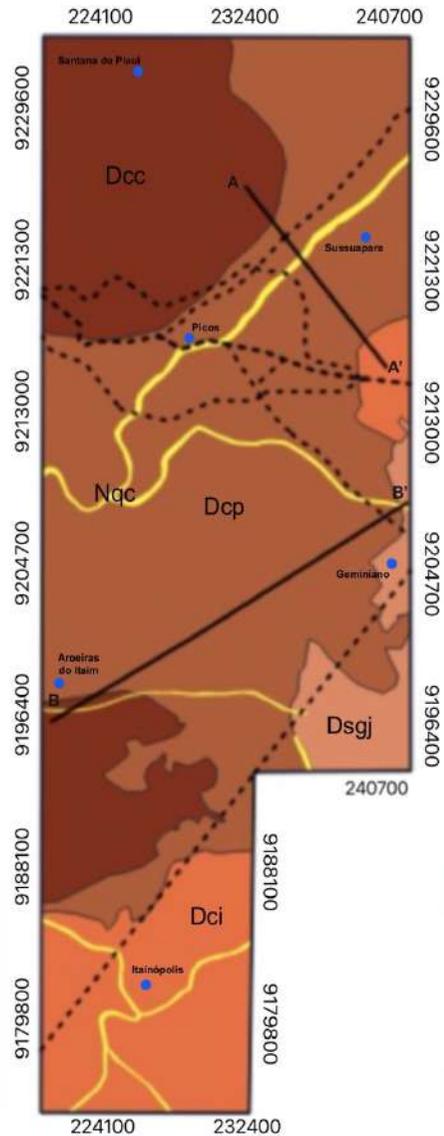
**Mapa Geológico da Região de Picos/PI**  
 Datum SIRGAS 2000  
 Projeção UTM Zona 24S  
 Folha Picos SB.24-Y-C-II

Universidade Federal de Pernambuco  
 Departamento de Geologia  
 Trabalho de Conclusão de Curso

**Autora**  
 Tamara Welle Rodrigues Barbosa Van

**Orientador**  
 Prof. Dr. Mario Ferreira de Lima Filho

**Coorientadora**  
 Dra. Sonia Maria Oliveira Agostinho da Silva



**MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PICOS/PI**

**UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS**

QUATERNÁRIO	
Neógeno	<b>Nqc</b> Depósitos Aluvionares sedimentos inconsolidados, constituído por seixos, cascalho e areia fina a grossa.
DEVONIANO	
Frasniano	<b>Dcc</b> Formação Cabeças arenitos médios a grossos, cinza claro a amarelado, com raras lentes de folhelho ou siltito.
Eifeliano	<b>Dcp</b> Formação Pimenteira folhelhos com variações de cor, amarelos, cinza escuro e arroxeados, em parte bioturbados, ricos em matéria orgânica; intercalados com siltitos creme e arenitos finos, sedimentados em ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades.
Emisiano	<b>Dci</b> Formação Itaim arenitos finos, com grãos subarredondados, bem selecionados com alta esfericidade, folhelhos arroxeados bioturbados e siltitos creme, depositados em ambiente deltaicos e plataformais, dominados por ondas de tempestade.
Praguiano	<b>Dsgj</b> Formação Jaicós arenitos de coloração creme a amarelada, grossos, contendo seixos angulares a subangulares, mal selecionados, maciços, depositados em sistemas fluviais entrelaçados.

**Convenções Cartográficas**

- Rodovias
- Perfil A-A'
- Perfil B-B'
- Área Mapeada
- Municípios

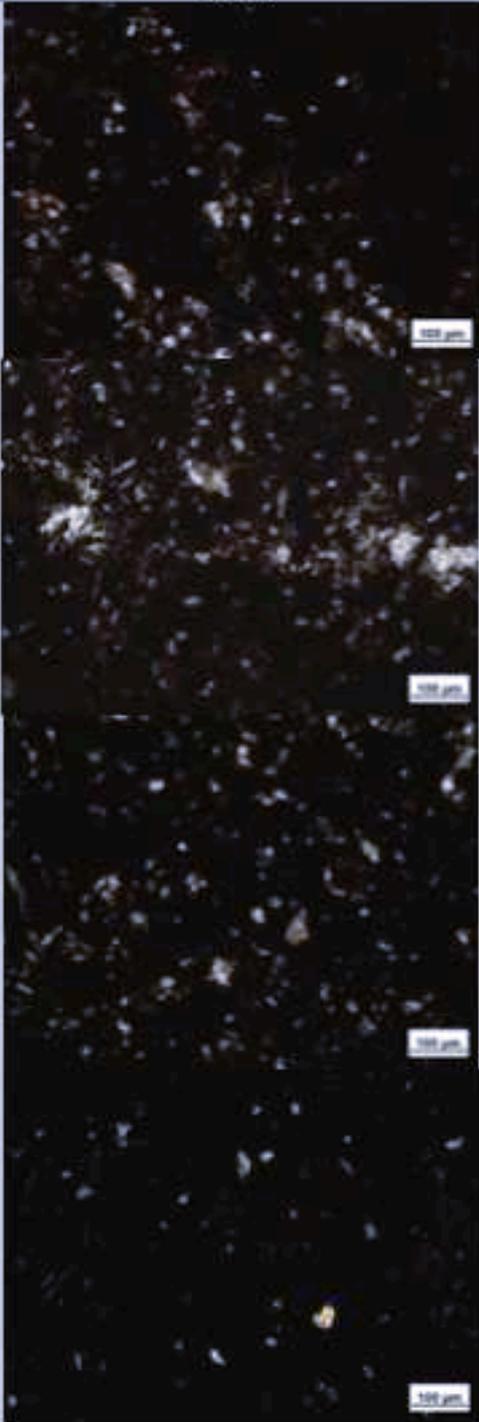
0 2,5 5 km

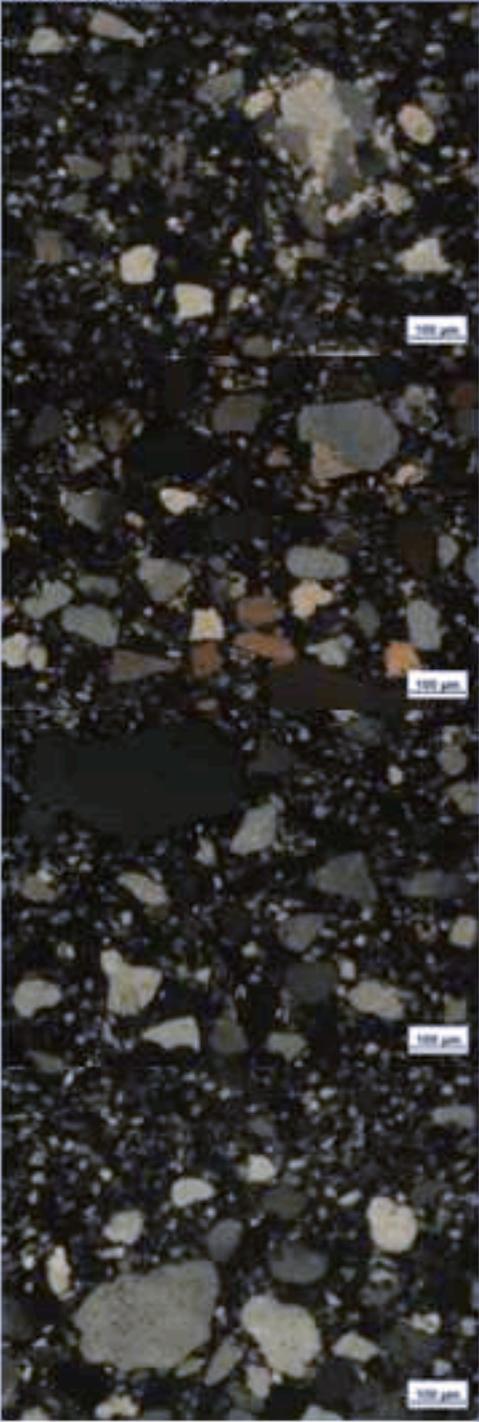


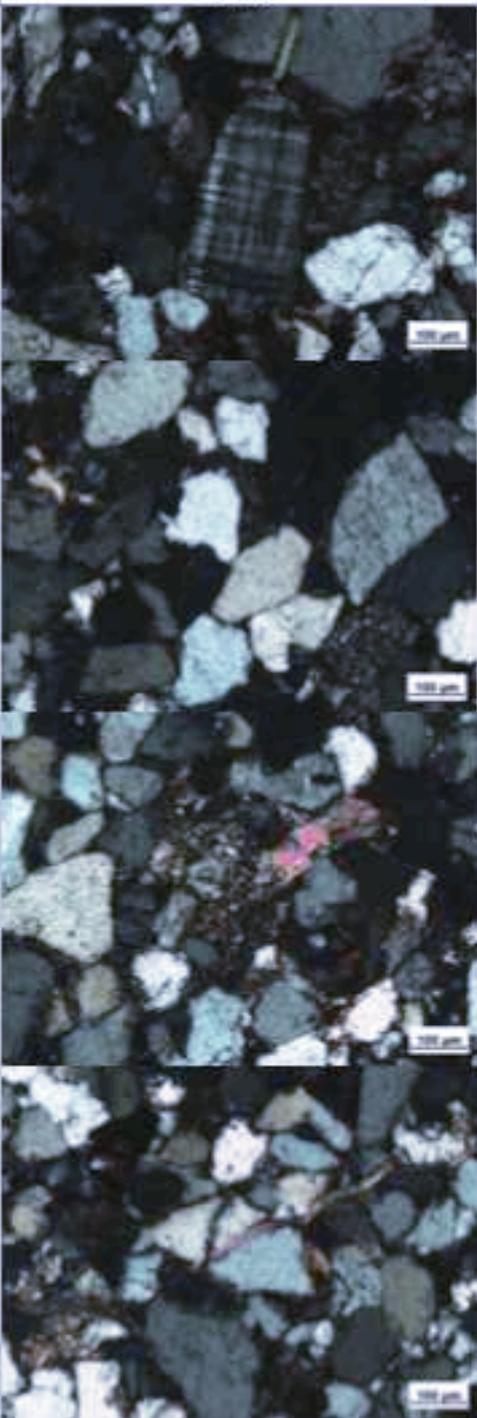
## ANEXO 3 – PETROGRAFIA DAS SEÇÕES DELGADAS

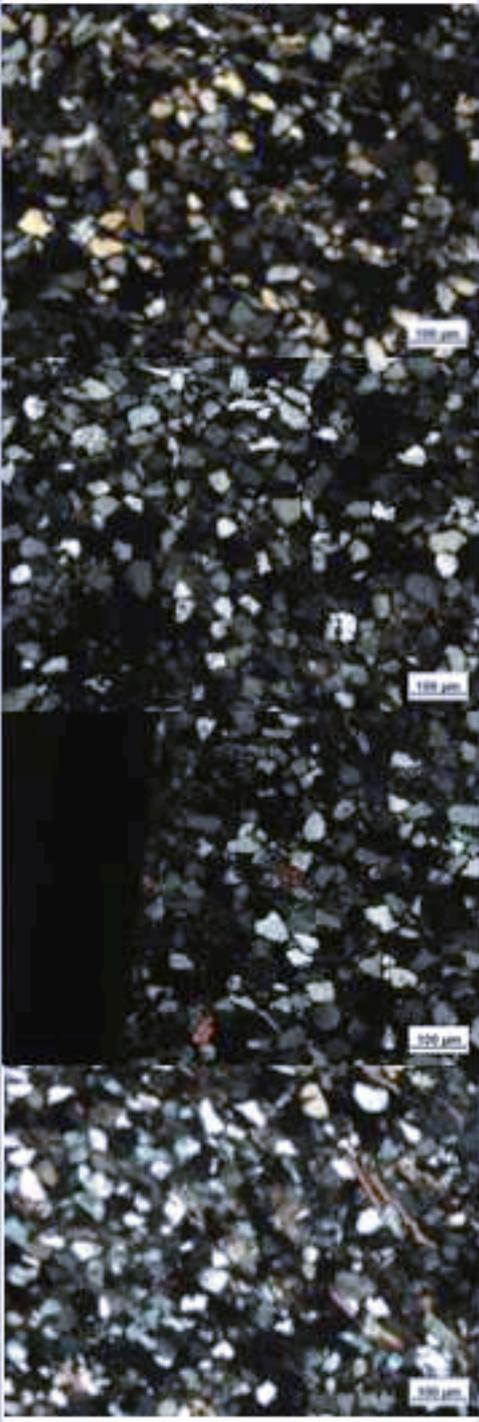
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	
N° da amostra: TW 04	
Minerais (%):	Quartzo (88%), muscovita (5%), matéria orgânica (3%), feldspato potássico (2%) e fragmentos líticos (2%)
Nome da rocha:	Quartzo-Arenito
Descrição Microscópica	Fotos
<p>Os arenitos ferruginosos, cuja coloração é avermelhada, oxidado, possuem granulação muito fina a fina.</p> <p>Os grãos são moderadamente selecionados, angulares a sub arredondados, com esfericidade entre baixa a moderada e as relações de contato intergranulares do arcabouço é predominantemente do tipo pontual e do tipo côncavo-convexo.</p> <p>A mineralogia consiste em grãos de quartzo monocristalino (88%), muscovita (5%), feldspatos (2%), fragmentos líticos (2%) e matéria orgânica (3%). O cimento é do tipo ferruginoso, e a matriz é composta inteiramente por quartzo.</p> <p>A amostra é essencialmente quartzosa, caracterizada como um quartzo-arenito, segundo a classificação de Petijonh et al. (1972).</p> <p>As característica mais relevantes deste arenito são a presença de concreções de ferro, que aparenta ser um arenito puro cimentado por ferro, e a deformação dos grãos de muscovita no sentido de acamamento, indicando que esses grãos foram depositados pós matriz.</p>	

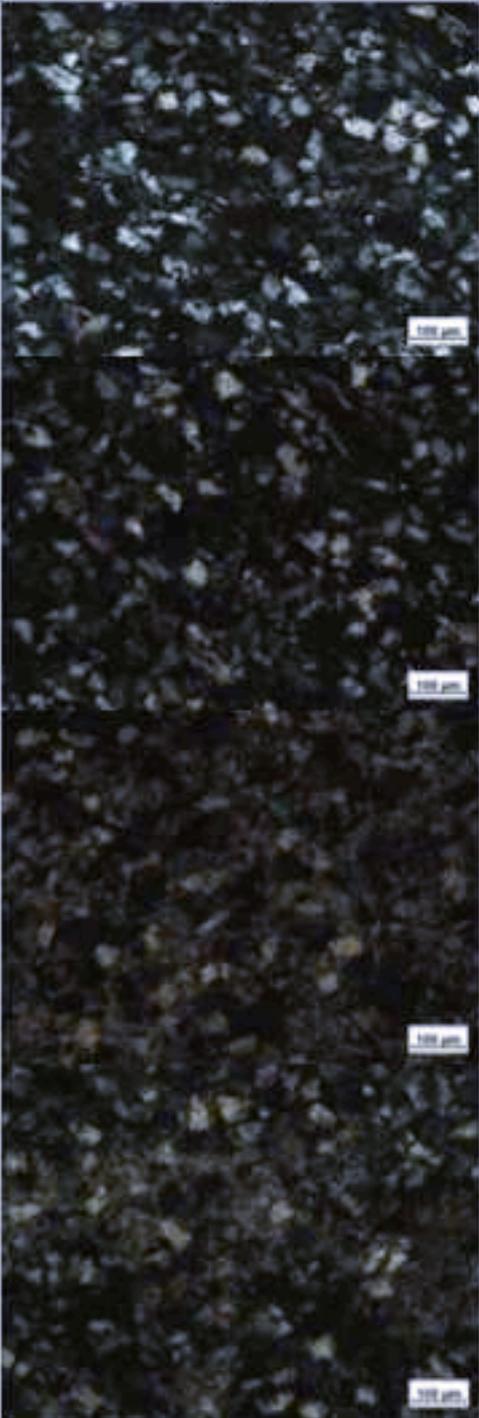
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	
N° da amostra: TW 09	
Minerais (%):	Quartzo (70%), feldspato potássico (10%), muscovita (10%), matéria orgânica (3%) e fragmentos líticos (3%).
Nome da rocha:	Arenito Subarcosiano
Descrição Microscópica	Fotos
<p>Em afloramento, temos uma intercalação de folhelhos laminados de cor roxa, com arenito maciço, com gradação inversa.</p> <p>Em estudos petrográficos, os grãos são moderadamente selecionados, angulares a sub angulares, com esfericidade baixa a levemente moderada e as relações de contato entre os grãos do arcabouço é do tipo pontual, côncavo-convexo.</p> <p>A assembleia mineral consiste de quartzo monocristalino (70%), feldspato (10%), muscovita (10%), matéria orgânica (3%) e fragmentos líticos (3%). O cimento é do tipo argiloso e a matriz é composta por grãos de quartzo.</p> <p>A amostra é tem o predomínio de quartzo, caracterizada como um arenito subarcosiano, segundo a classificação de Petijonh et al. (1972).</p>	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	
Nº da amostra: TW 13.1	
Minerais (%):	Quartzo (90%), muscovita (3%), feldspato potássico (2%), fragmentos líticos (2%) e matéria orgânica (3%).
Nome da rocha:	Quartzo-Arenito
Descrição Microscópica	Fotos
<p>Em afloramento, a camada no qual a amostra foi coletada é de cerca de 15cm de espessura, com coloração é avermelhada, oxidado, possuindo granulação muito fina.</p> <p>Quanto a textura em lâmina, os grãos são moderadamente selecionados, angulares a sub arredondados, com esfericidade entre baixa a moderada.</p> <p>A mineralogia do arcabouço consiste em grãos de quartzo monocristalino (90%), muscovita (3%), feldspatos (2%), fragmentos líticos (2%) e matéria orgânica (3%). O cimento é do tipo ferruginoso, e a matriz é composta essencialmente por quartzo.</p> <p>A amostra é inteiramente quartzosa, caracterizada como um quartzo-arenito, segundo a classificação de Petijonh et al. (1972), indicando um granito como uma possível rocha fonte. A característica mais relevante deste arenito é a presença de concreções de ferro, que aparenta ser um arenito puro cimentado por ferro.</p>	

<b>FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA</b>	
<b>N° da amostra:</b> TW 13.2	
<b>Minerais (%):</b>	Quartzo (79%), muscovita (8%), plagioclásio (8%) e fragmentos líticos (5%).
<b>Nome da rocha:</b>	Arenito Subarcosiano
<b>Descrição Microscópica</b>	
<p>As texturas observadas neste arenito em seção delgada, consiste em grãos pobremente selecionados, angulares a sub arredondados, com esfericidade baixa a moderada e as relações intergranulares no arcabouço são do tipo, pontual e côncavo-convexo.</p> <p>O arcabouço é composto por quartzo monocristalino e policristalino (79%), muscovita (8%), plagioclásio (8%), fragmentos líticos (5%). O cimento é do tipo silicoso, e a matriz é composta por quartzo.</p> <p>As características mais relevantes deste arenito são a presença de alguns grãos de quartzo microfraturados, além de um domínio granoblásticos, que se desenvolvem a partir da ação de temperatura/fluidos químicos, algumas muscovitas por estarem entre grãos de quartzo, estão levemente dobradas, indicando que esses grãos foram depositados pós matriz.</p> <p>De acordo com a classificação de Petijonh et al. (1972), a amostra é caracterizada como um arenito subarcosiano.</p>	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	
Nº da amostra: TW 14	
Minerais (%):	Quartzo (65%), ortoclásio (12%), anortoclásio (8%), muscovita (5%), fragmentos líticos (5%), microclínio (3%) e matéria orgânica (2%).
Nome da rocha:	Arenito Arcosiano
Descrição Microscópica	Fotos
<p>As texturas observadas neste arenito em seção delgada, consiste em grãos moderadamente selecionados, angulares a sub arredondados, com esfericidade moderada e as relações intergranulares no arcabouço são do tipo suturado, pontual e côncavo-convexo.</p> <p>O arcabouço é composto por quartzo monocristalino (65%), muscovita (5%), ortoclásio (12%), anortoclásio (8%), microclínio (3%), fragmentos líticos (5%) e matéria orgânica (2%). O cimento é do tipo silicoso, e a matriz é detrítica.</p> <p>A característica mais relevante deste arenito é a presença de algumas muscovitas entre grãos de quartzo, completamente deformadas, indicando que esses grãos de muscovita foram depositados pós matriz.</p> <p>De acordo com a classificação de Petijonh et al. (1972), a amostra é caracterizada como um arenito arcosiano.</p>	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	
Nº da amostra: TW 27.1	
Minerais (%):	Quartzo (65%), muscovita (10%), ortoclásio (8%), microclínio (7%), plagioclásio (3%) e fragmentos líticos (2%).
Nome da rocha:	Arenito Subarcosiano
Descrição Microscópica	Fotos
<p>Ao longo deste afloramento foram coletadas quatro amostras e confeccionadas lâminas delgadas para a descrição petrográfica. O afloramento será descrito detalhadamente quanto as litologias no capítulo da geologia local da Fm. Pimenteiras.</p> <p>Entretanto, quanto as texturas observadas em seção delgada, este arenito contém grãos bem selecionados, angulares a sub angulares, com esfericidade moderada e as relações intergranulares no arcabouço são do tipo suturado, pontual e côncavo-convexo.</p> <p>O arcabouço é composto por quartzo monocristalino (65%), muscovita (10%), ortoclásio (8%), microclínio (7%), plagioclásio (3%), fragmentos líticos (2%). O cimento é do tipo ferruginoso, e a matriz é composta por quartzo.</p> <p>As característica mais relevantes deste arenito são a presença de quartzo microfraturados, e a deformação dos grãos de muscovita, que estão dobradas ou estiradas no sentido de acamamento, indicando que esses grãos foram depositados pós matriz. Alguns outros minerais acessórios podem ser encontrados, como grãos de zircão e clinopiroxênios.</p>	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	
Nº da amostra: TW 27.2	
Minerais (%):	Quartzo (82%), plagioclásio (6%), muscovita (5%), fragmentos líticos (3%) e matéria orgânica (4%).
Nome da rocha:	Quartzo-Arenito
Descrição Microscópica	Fotos
<p>Em seção delgada a rocha apresenta grãos moderadamente selecionados, angulares a sub arredondados, com baixa esfericidade baixa e as relações de contato intergranulares do arcabouço são do tipo pontual e do tipo côncavo-convexo.</p> <p>A mineralogia consiste em grãos de quartzo monocristalino (82%), plagioclásio (6%), muscovita (5%), fragmentos líticos (3%) e matéria orgânica (4%). O cimento é do tipo silicoso, e a matriz é composta inteiramente por quartzo.</p> <p>A amostra é essencialmente quartzosa, caracterizada como um quartzo-arenito, segundo a classificação de Petijonh et al. (1972). A característica mais relevante deste arenito é a deformação dos grãos de muscovita no sentido de acamamento.</p>	 <p>The 'Fotos' column contains four photomicrographs of the rock sample. Each image shows a dense field of grains, likely quartz, with varying degrees of angularity and sub-roundness. The grains are set in a matrix, and the overall texture is characteristic of a quartzite. Each photomicrograph includes a small white scale bar in the bottom right corner, labeled '100 µm'.</p>

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	
Nº da amostra: TW 32	
Minerais (%):	Quartzo (70%), plagioclásio (7%), muscovita (5%), ortoclásio (5%), microclínio (4%), fragmentos líticos (5%) e matéria orgânica (4%).
Nome da rocha:	Arenito Subarcosiano
Descrição Microscópica	Fotos
<p>Em seção delgada a rocha apresenta grãos moderadamente selecionados, angulares a sub arredondados, com baixa esfericidade baixa a moderada e as relações de contato entre os grãos do arcabouço são do tipo pontual e do tipo côncavo-convexo.</p> <p>A mineralogia consiste em grãos de quartzo monocristalino (75%), muscovita (10%), feldspatos (3%), fragmentos líticos (5%) e matéria orgânica (7%). O cimento é do tipo silicoso, e a matriz é composta inteiramente por quartzo.</p> <p>A amostra é essencialmente quartzosa, alguns outros minerais acessórios podem ser encontrados, como grãos de zircão e titanita.</p> <p>A característica mais relevante deste arenito é a deformação dos grãos de muscovita no sentido de acamamento e a presença de fenocristais de quartzo, que podem indicar uma origem vulcanogênica, exibindo formas sub-arredondadas, maiores, com dimensões de até 1.02mm, pouco fraturados, apresentando extinção ondulante e alguns grãos de quartzo apresentam bordas ou golfos de corrosão. De acordo com a classificação de Petijonh et al. (1972), a amostra é caracterizada como um quartoarenito.</p>	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	
N° da amostra: TW 53	
Minerais (%):	Quartzo (70%), plagioclásio (7%), muscovita (5%), ortoclásio (5%), microclínio (4%), fragmentos líticos (5%) e matéria orgânica (4%).
Nome da rocha:	Arenito Subarcosiano
Descrição Microscópica	Fotos
<p>Em seção delgada a rocha consiste em grãos bem selecionados, angulares a sub arredondados, com esfericidade moderada e as relações intergranulares no arcabouço são do tipo suturado e côncavo-convexo.</p> <p>O arcabouço é composto por quartzo monocristalino (70%), muscovita (5%), plagioclásio (7%), ortoclásio (5%), microclínio (4%), fragmentos líticos (5%) e matéria orgânica (4%). O cimento é do tipo silicoso, e a matriz é composta por quartzo.</p> <p>As características mais relevantes deste arenito são a presença de alguns grãos de quartzo microfraturados, algumas muscovitas por estarem entre grãos de quartzo, estão levemente dobradas, indicando uma deposição pós matriz.</p> <p>De acordo com a classificação de Petijonh et al. (1972), a amostra é caracterizada como um arenito subarcosiano.</p>	