



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**A ZONA DE CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES MOTUCA
E SAMBAÍBA, PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO
PARNAÍBA, REGIÕES DE FILADÉLFIA (TO), RIACHÃO
(MA) E LORETO (MA).**

Dissertação apresentada por:

FRANCISCO ROMÉRIO ABRANTES JÚNIOR

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

Coorientador: Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica

BELÉM

2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

Abrantes Júnior, Francisco Romério

A Zona de contato entre as Formações Motuca e Sambaíba, Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba, regiões de Filadélfia (TO), Riachão (MA) e Loreto (MA) / Francisco Romério Abrantes Júnior; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira; Coorientador: Rômulo Simões Angélica– 2013

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2013.

1. Sedimentologia. 2. Permo-Triássico. 3. Formação Motuca. 4. Formação Sambaíba. I.Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.*II. Angélica, Rômulo Simões, *coord.*III. Universidade Federal do Pará.IV. Título.

CDD 22^a ed.:551.3098121



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

**A ZONA DE CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES MOTUCA
E SAMBAÍBA, PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO
PARNAÍBA, REGIÕES DE FILADÉLFIA (TO), RIACHÃO
(MA) E LORETO (MA)**

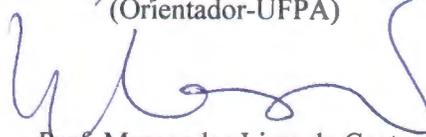
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
FRANCISCO ROMÉRIO ABRANTES JÚNIOR

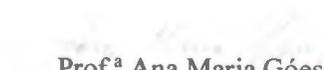
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 17/ 02 / 2013

Banca Examinadora:


Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador-UFPA)


Prof. Marcondes Lima da Costa
(Membro-UFPA)


Prof.ª Ana Maria Góes
(Membro-USP)

À Brenda Karoline.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por guiar todos os meus passos!

A minha família, em especial aos meus tios Delmiro Melo e Jucivaldo Nascimento, minhas tias Nelma Lúcia e Regina Nascimento, minha avó Maria Adeilda e minhas primas Ana Clara Amor, Lulu e Olívia, pelo apoio, carinho, paciência e amor incondicional!

A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura oferecida.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao orientador, professor, amigo e exemplo de pessoa e de profissional Afonso César Rodrigues Nogueira. Obrigado pelo incentivo e pelas oportunidades.

Ao Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica, coorientador deste trabalho, pelas várias discussões, sugestões e valiosos conselhos durante esta caminhada. Seu apoio foi muito importante.

Aos Professores Dr. Werner Truckenbrodt, Dr. Joelson Soares e Dr. José Bandeira, pelas conversas e por externarem uma parcela de seu vasto conhecimento. Muito obrigado.

Aos técnicos Lopes do Laboratório de Sedimentologia e Joelma Lobo da laminação, e a Kelly Oliveira, Raquel Menezes e Rômulo Arthur do Laboratório de Raios-x por terem auxiliado nas atividades laboratoriais.

Aos geólogos Luiz Saturnino, Luciana Brelaz e Roberto César, além do graduando Caio Alves e do motorista Afonso Quaresma, pelo acompanhamento e auxílio nas atividades de campo.

Aos Professores e Amigos Cláudio Lamarão e Vladimir Távora, que estão sempre presentes e dispostos a ajudar quando preciso.

À Brenda Karoline, pelo amor, companheirismo, amizade, incentivo e paciência, muita paciência. Te amo sua linda!

Aos colegas do GSED e a todos os amigos da UFPA (Geologia e agregados), em especial aos meus amigos Cleber By, Hudson Negão, Isaac Tartaruginha, Ph, Max, Ignácio, Isaac Gazela e Pedro Formiga, pelo companheirismo e momentos de descontração proporcionados.

“Ele converte os rios em um deserto, e as fontes em terra sedenta; Converte o deserto em lagoa, e a terra seca em fontes.”

Salmos 107:33,35

RESUMO

O intervalo que compreende o final do Paleozóico e início do Mesozóico foi marcado por mudanças globais paleogeográficas e paleoclimáticas, em parte atribuídas a eventos catastróficos. A intensa continentalização do supercontinente Pangéia, com a implantação de extensos desertos, sucedeu os ambientes costeiros-plataformais do início do Permiano. Os registros desses eventos no norte do Brasil são encontrados nas bacias intracratônicas, particularmente na Bacia do Parnaíba, representados pela zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba. A Formação Motuca é constituída predominantemente por pelitos vermelhos laminados com lentes de gipsita, calcita e margas. Na porção leste da Bacia do Parnaíba, as fácies da Formação Motuca tornam-se mais arenosas com a ocorrência expressiva de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal. A Formação Sambaíba consiste em arenitos de coloração creme alaranjada com estratificação plano-paralela e estratificação cruzada de médio a grande porte. Em geral, o contato entre as unidades é brusco, representado pela passagem de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante e acamamento *flaser/wavy* da Formação Motuca para arenitos médios com falhas/microfalhas sinsedimentares e laminações convolutas da Formação Sambaíba. Foram individualizadas 14 fácies sedimentares, agrupadas em quatro associações: AF1 – Lacustre raso / Planície de lama (*mudflat*), AF2 – “Panela” salina (*saline pan*), AF3 – Lençol de areia e AF4 – Campo de dunas. A AF1 foi depositada predominantemente por processos de decantação em um extenso ambiente lacustre raso de baixa energia, influenciado por influxos esporádicos de areias oriundas de rios efêmeros. Este sistema lacustre foi, provavelmente, influenciado por períodos de contração e expansão, devido às variações das condições climáticas predominantemente áridas. Os mais expressivos períodos de contração ocorreram na porção oeste da Bacia do Parnaíba, representados pelo desenvolvimento de planícies de lama (*mudflats*) associadas a lagoas efêmeras saturadas em carbonatos e a “painelas” salinas (*saline pans*- AF2). Os lençóis de areia (AF3) são planícies arenosas extensas, localmente com área úmidas, intensamente retrabalhadas por processos eólicos. A AF4 é interpretada como parte de um *erg* composto por dunas/*draas* em zona saturada em areia, com interdunas secas subordinadas. Intervalos deformados lateralmente contínuos por centenas de quilômetros ocorrem na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba. Pelitos com camadas contorcidas e brechadas (Formação Motuca) e arenitos com falhas/microfalhas sinsedimentares, laminação convoluta e diques de injeção preenchidos por argilitos (Formação Sambaíba) são interpretados como sismitos induzidos por terremotos de alta magnitude (>8 na escala Richter). Anomalias

geoquímicas de elementos traços como Mn, Cr, Co, Cu e Ni na zona de contato entre as formações, juntamente com a presença de micropartículas de composição metálica na matriz argilosa dos sismitos, corroboram com impactos de meteoritos no limite Permo-Triássico, possivelmente do astroblema Riachão.

Palavras-chave: Sedimentologia, Permo-Triássico, Formação Motuca, Formação Sambaíba.

ABSTRACT

The interval between the Late Paleozoic and Early Mesozoic was marked by paleogeographic, and paleoclimatic global changes, partly attributed to catastrophic events. The intense continentalization of the supercontinent Pangaea of Terminal Permian propitiated the development of extensive deserts that succeeded the coastal and platform environments of Early Permian. The records of these events in northern Brazil are found in intracratonic basins, particularly in the Parnaíba Basin, particularly in the contact between the Permian Motuca Formation and Triassic Sambaíba Formation. The Motuca Formation consists predominantly of red laminated mudstone with subordinated lenses of gypsum, calcite and marl. In the eastern Parnaíba Basin, the facies of Motuca Formation become sandier with the expressive occurrence of sigmoidal cross-bedded sandstones. The Sambaíba Formation consists of orange cream sandstones with even parallel stratification and medium- to large-scale cross-bedding. Usually, the contact between these units is sharp, where fine sandstones with cross lamination and *flaser/wavy* bedding (Motuca Formation) are overlaid by sandstones with sin-sedimentary faults/microfaults and convolute lamination (Sambaíba Formation). Fourteen sedimentary facies grouped into four associations (FA) were identified: FA1 – shallow lake / mudflat, FA2 - saline pan, FA3 – sand sheet and FA4 – dunes field. The FA1 interpreted as an extensive, low energy shallow lacustrine environment, with predominance of suspension and sporadically influenced by sand inflow provided of ephemeral rivers. This lake system was probably influenced by expansion and contraction periods due to changes in predominantly arid climate. The most expressive periods of contraction of lake, in the western portion of the Parnaíba Basin, was marked by development of mudflats, ephemeral saturated carbonates ponds and saline pans (FA2). Extensive sandy plains or sand sheet (FA3), locally with wetlands, was intensely reworked by eolian processes. The FA4 is interpreted as part of an erg composed of eolian dune/*draas* in the saturated sand zone, and subordinate dry interdune. In the contact between Motuca and Sambaíba formations occurs a deformed interval, laterally continuous for hundreds of kilometers. Brecciated and contorted bedded siltstones and mudstone (Motuca Formation) and sandstone with sin-sedimentary faults/microfaults, convolute lamination and mud-filled injection dykes (Sambaíba Formation) are interpreted as seismites triggered by high magnitude earthquakes (>8 according Richter scale). Geochemical anomalies of trace elements such as Mn, Cr, Co, Cu and Ni in the contact zone between the formations, together with the presence of microparticles of metallic composition in the clay matrix of these seismites,

corroborate with meteorite impacts event in the Permian-Triassic boundary, related Riachão impact structure.

Keywords: Sedimentology, Permian-Triassic, Motuca Formation, Sambaíba Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 -	Mapa geológico simplificado da área de estudo.....	03
Figura 02 -	Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba.....	08
Figura 03 -	Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba.....	09
Figura 04 -	Evolução da coluna litoestratigráfica do Permiano-Triássico de Bacia do Parnaíba.....	12
Figura 05 -	Distribuição espacial da Formação Sambaíba na Bacia do Parnaíba.....	13
Figura 06 -	Evolução paleogeográfica do Pensilvaniano ao Triássico Inferior a Médio.....	15
Figura 07 -	Relação entre extinções em massa e províncias ígneas durante o Fanerozóico.....	16
Figura 08 -	Paleogeografia do Pangea e localização de evidências de impactos meteoríticos.....	18
Figura 09 -	Indicadores de influência de material extraterrestre no limite Permiano-Triássico.....	19
Figura 10 -	Perfis litoestratigráficos da zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba na região de Filadélfia (TO), Riachão (MA) e Loreto (MA).....	21
Figura 11 -	Litoestratigrafia das formações Motuca e Sambaíba na região de Filadélfia (TO), Riachão (MA) e Loreto (MA).....	22
Figura 12 -	Contato litoestratigráfico entre as formações Motuca e Sambaíba (Perfil P1).....	26
Figura 13 -	Aspectos faciológicos da AF1 na Formação Motuca.....	27
Figura 14 -	Detalhe do contato entre as formações Motuca e Sambaíba (Perfil P5).....	29
Figura 15 -	Modelo esquemático de um sistema lacustre influenciado por períodos de contração e expansão, com destaque para seção transversal de depósitos de “panelas” salina (<i>saline pans</i>) e planícies de lama (<i>mudflats</i>).....	30
Figura 16 -	Aspectos faciológicos dos evaporitos da Formação Motuca no perfil P3..	32
Figura 17 -	Aspectos litoestratigráficos dos evaporitos e pelitos da Formação Motuca no perfil P4.....	33

Figura 18 - Características macro e microscópicas dos evaporitos da Formação Motuca.....	34
Figura 19 - Estruturas observadas nos arenitos da base da Formação Sambaíba.....	36
Figura 20 - Deformações rúpteis nos arenitos da base da Formação Sambaíba (Perfil P1').....	37
Figura 21 - Aspectos morfológicos e litológicos da Formação Sambaíba.....	39
Figura 22 - Características petrográficas dos evaporitos da Formação Motuca.....	42
Figura 23 - Características petrográficas dos evaporitos da Formação Motuca.....	43
Figura 24 - Características petrográficas dos evaporitos da Formação Motuca.....	44
Figura 25 - Sequência de eventos diagenéticos dos evaporitos da Formação Motuca.....	46
Figura 26 - Deposição de lama carbonática (dolomudstone) em evaporitos primários, com destaque para geração de superfícies de dissolução e crescimento sintaxial de gipsita.....	47
Figura 27 - Diagrama triangular de Folk (1968) com a classificação das amostras de quatro fácies descritas nas regiões de Riachão (MA) e Loreto (MA).....	48
Figura 28 - Características petrográficas dos arenitos das fácies Asg e Acz.....	49
Figura 29 - Quartzo detrítico e constituintes diagenéticos.....	50
Figura 30 - Feldspatos detríticos e constituintes diagenéticos.....	51
Figura 31 - Fragmentos de rochas e minerais acessórios.....	53
Figura 32 - Matriz deposicional.....	54
Figura 33 - Cimento e Porosidade.....	56
Figura 34 - Superposição 3D dos difratogramas dos perfis P1 e P5.....	58
Figura 35 - Difratogramas de raios-X da fração argila com a identificação dos grupos de argilominerais nos pelitos da Formação Motuca e nos arenitos da Formação Sambaíba.....	59
Figura 36 - Difratogramas de raios-X da fração argila agrupados de acordo com as variações no grau de cristalinidade da esmectita.....	60

Figura 37 - Distribuição dos óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , Na_2O e P_2O_5 no perfil P1.....	63
Figura 38 - Distribuição dos óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 e MnO no perfil P5.....	64
Figura 39 - Distribuição dos elementos Cr, Co, Cu, Ni, Mn, V, Y, Zn, As, Pb e Zr no perfil P1.....	66
Figura 40 - Distribuição dos elementos Cr, Co, Cu, Ni, Mn, V, Y, Zn, Pb e Zr no perfil P5.....	67
Figura 41 - Modelo deposicional da passagem entre as formações Motuca e Sambaíba com a provável localização dos perfis estudados.....	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 - Fácies, associação de fácies e processos sedimentares das formações Motuca e Sambaíba.....	23
Tabela 02 - Análise dos elementos maiores e menores (%) por fluorescência de raios-x.....	62
Tabela 03 - Análise dos elementos traços (ppm) por fluorescência de raios-x.....	62

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
CAPÍTULO 1	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS	1
1.3 ÁREA DE ESTUDO	2
CAPÍTULO 2	4
2. MÉTODOS	4
2.1 ANÁLISE DE FÁCIES	4
2.2 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X.....	4
2.3 ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X	5
2.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	5
2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	6
CAPÍTULO 3	7
3. BACIA DO PARNAÍBA	7
3.1 ASPECTOS GERAIS.....	7
3.1.1 Grupo Balsas	10
3.1.1.1 Formação Motuca.....	10
3.1.1.2 Formação Sambaíba	11
CAPÍTULO 4	14
4. EVENTOS GLOBAIS NA PASSAGEM PERMIANO-TRIÁSSICO	14

CAPÍTULO 5	20
5. A ZONA DE CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES MOTUCA E SAMBAÍBA	20
5.1 ASPECTOS GERAIS.....	20
5.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES – FORMAÇÃO MOTUCA.....	25
5.2.1 AF1 – Lacustre raso / Planície de lama (<i>Mudflat</i>)	25
5.2.2 AF2 – “Panela” salina (<i>Saline pan</i>)	30
5.3 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES – FORMAÇÃO SAMBAÍBA	35
5.3.1 AF3 – Lençol de areia	35
5.3.2 AF4 – Campo de dunas	38
CAPÍTULO 6	40
6. PETROGRAFIA DOS EVAPORITOS E ARENITOS	40
6.1 DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS EVAPORITOS	40
6.1.1 Litofácies	40
6.1.1.1 Gipso em <i>swallow-tail</i>	40
6.1.1.2 Gipso fibroso/prismático.....	40
6.1.1.3 Gipso em mosaico	41
6.1.1.4 Gipso nodular/micronodular	41
6.1.1.5 Gipso alabastrino.....	41
6.1.1.6 Rosetas de gipso.....	41
6.1.2 Paragênese	45
6.2 DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS.....	48
6.2.1 Composição detrítica	49
6.2.2 Matriz	52
6.2.3 Cimento e porosidade	55
CAPÍTULO 7	57
7. MINERALOGIA E GEOQUÍMICA	57
7.1 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X.....	57
7.2 ANÁLISE GEOQUÍMICA	61
7.2.1 Elementos maiores e menores	61
7.2.2 Elementos traços	65
7.2.3 Interpretações	68

CAPÍTULO 8	70
8. MODELO E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL	70
CAPÍTULO 9	73
9. CONCLUSÕES	73
REFERÊNCIAS	75

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O intervalo que compreende o final do Paleozóico e início do Mesozóico foi marcado por mudanças globais paleogeográficas e paleoclimáticas, em parte atribuídas a eventos catastróficos (Yang *et al.*, 1995; Retallack *et al.*, 1998; Basu *et al.*, 2003; Keller, 2005). A intensa continentalização do supercontinente Pangéia, com a implantação de extensos desertos, sucedeu os ambientes costeiros-plataformais do início do Permiano. Os registros desses eventos no norte do Brasil são encontrados nas bacias intracratônicas, particularmente na Bacia do Parnaíba, onde as excelentes exposições permitem avaliar a história sedimentar do Permo-Triássico (Caputo, 1984; Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007).

O conhecimento estratigráfico da Bacia do Parnaíba, alavancado principalmente pelas companhias de petróleo no final do século passado, tem sido revisado nos últimos anos, principalmente, pela sua potencialidade à acumulação de hidrocarbonetos. Além disso, trabalhos de mapeamento geológico promovido por instituições de ensino têm permitido desvendar particularidades da história sedimentar. A presente pesquisa busca o entendimento da sucessão sedimentar inserida no limite Permiano-Triássico da Bacia do Parnaíba que inclui a zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, pertencentes ao Grupo Balsas. Embora estas unidades tenham sido interpretadas como depósitos de ambientes lacustre e desértico (Faria Jr., 1984; Cunha, 1986; Góes & Feijó, 1994), ainda é necessário um maior detalhamento das fácies sedimentares, bem como a caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica inseridos num arcabouço estratigráfico mais preciso.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo desta dissertação foi a reconstituição paleoambiental e paleogeográfica da sucessão sedimentar da zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba. O estudo também visou inferir as condições paleoclimáticas, bem como investigar o registro de possíveis eventos catastróficos.

1.3 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na região nordeste do Brasil, porção sudoeste do Estado do Maranhão e nordeste do estado do Tocantins, nas proximidades dos municípios de Filadélfia (TO), Riachão (MA) e Loreto (MA) (Figura 01).

O acesso à região, saindo-se de Belém, capital do Estado do Pará, pode ser feito por via terrestre pela rodovia BR-316 até o município de Santa Maria do Pará, seguindo então a rodovia BR-010 até Filadélfia (TO), e depois a rodovia BR-230 pelos municípios de Riachão (MA), Balsas (MA) e São Raimundo das Mangabeiras (MA) até a rodovia estadual MA-374, que segue para Loreto (MA). Além dessas, existem estradas vicinais trafegáveis que conduzem a pequenos povoados, vilas, sedes de fazenda e minas.

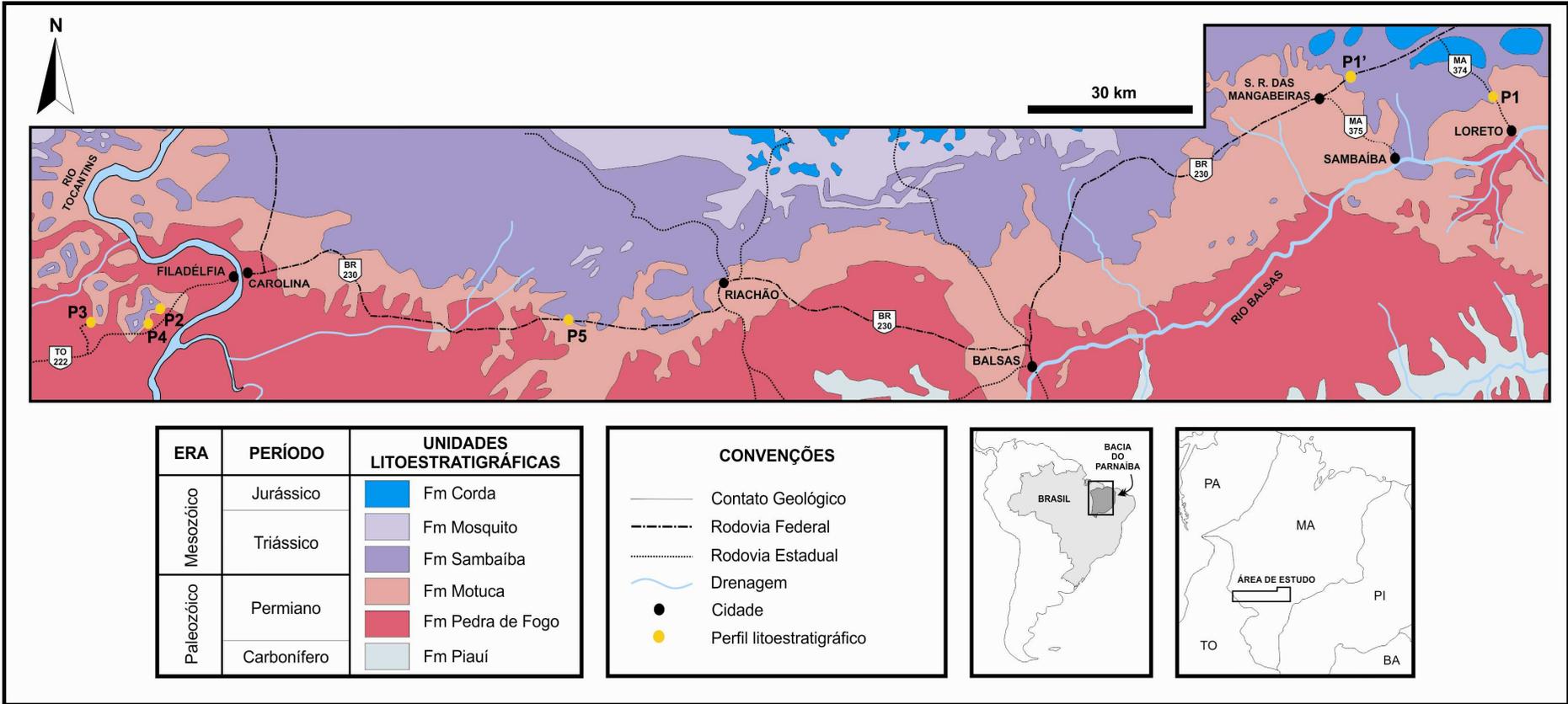


Figura 01 – Mapa geológico simplificado da área de estudo com localização dos perfis litoestratigráficos. Modificado de Aguiar & Nahass (1969).

CAPÍTULO 2

2 MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES

A análise de fácies seguiu a técnica de modelamento de fácies proposta por Walker (1990 e 1992) e Miall (1991 e 1994), que envolve:

- i) a individualização e descrição de fácies, caracterizando composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares e padrões de paleocorrente;
- ii) a compreensão dos processos sedimentares, revelando como a fácies foi gerada;
- iii) a associação de fácies, agrupando fácies contemporâneas e cogenéticas, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais.

A descrição de fácies, na escala dos diferentes litotipos e de afloramentos, foi auxiliada por perfis colunares e seções panorâmicas, estas últimas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos, seguindo o procedimento de Wizevic (1991).

Os padrões de paleocorrentes foram tratados estatisticamente para mostrar tendências direcionais primárias e secundárias (Boggs, 1987). Os dados foram plotados em diagramas de roseta que são simplesmente histogramas convertidos a uma distribuição circular. As distribuições de paleocorrentes são comumente categorizadas como unimodal, bimodal, ou polimodal e cada uma reflete um estilo de dispersão, e são usadas como indicativos de paleoambiente e determinação do paleodeclive.

2.2 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

As análises por Difração de Raios-x (DRX) possibilitaram a caracterização da mineralogia principal e dos argilominerais que ocorrem nos perfis estudados. Essa técnica se mostra bastante adequada, por utilizar material pulverizado, visto que a maior parte das amostras apresenta-se friável, impossibilitando em alguns casos, a confecção de lâminas petrográficas.

Para análise por DRX as amostras coletadas foram inicialmente selecionadas e pulverizadas (Método do Pó). Na identificação dos argilominerais foram utilizadas lâminas

orientadas secas ao ar, saturadas com etilenoglicol e aquecidas a 550°C. Utilizou-se um difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), pertencente ao Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. A identificação mineralógica foi efetuada com o auxílio do *software* X'Pert HighScore Plus, que compara os resultados com as fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

2.3 ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

As análises por espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) possibilitaram determinar a composição química em óxidos dos elementos maiores, menores e traços da rocha total.

Na preparação da pastilha prensada utilizou-se 3 gramas de amostra para 0,6 gramas de parafina. Os dados de perda ao fogo (PF) foram obtidos por calcinação de 1g de amostra a 1000°C. As análises foram determinadas no programa *IQ+ Semiquant*, em pastilha prensada para elementos maiores/menores (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , K_2O , SO_3 , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2) e traços (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb e Mn), utilizando o espectrômetro sequencial *Axios Minerals*, tubo de raios-x cerâmico anodo de Rh de 2,4kW, PANalytical, pertencente ao Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará.

2.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A análise petrográfica auxiliou no reconhecimento das principais texturas, fases mineralógicas e litotipos presentes nos evaporitos da Formação Motuca, bem como na identificação de fácies (primárias e diagenéticas) e interpretação paleoambiental. Os arenitos das formações Motuca e Sambaíba foram classificados seguindo a proposta de Folk (1968), cujos percentuais incluem a quantidade de grãos de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha. Para isto, foram confeccionadas 20 lâminas delgadas (15 de evaporitos e 5 de arenitos) tomando por base a subdivisão faciológica.

2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Utilizou-se um Microscópio Eletrônico de Varredura LEO-ZEISS modelo 1430, com detector de dispersão de energia (EDS) acoplado, instalado no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura - LABMEV da Universidade Federal do Pará - UFPA. Com ele foram obtidas imagens de elétrons retroespalhados e realizadas análises químicas qualitativas e semiquantitativas por EDS nos arenitos da base da Formação Sambaíba. Antes das análises, as lâminas e seções polidas foram metalizadas com uma fina camada de carbono, a fim de torná-las eletricamente condutivas, a partir de um sistema automático para recobrimento de amostras, modelo EMITECH – K550XR.

As condições das análises estabelecidas para o MEV foram as seguintes: corrente do feixe = 90 μ a, voltagem de aceleração constante = 20 Kv, distância de trabalho = 15 mm, tempo de análise = 30s com 4000 a 5000 c/s para cada análise. Foi analisada a composição química dos grãos do arcabouço, cimentos e matriz detrítica dos arenitos.

CAPÍTULO 3

3 BACIA DO PARNAÍBA

3.1 ASPECTOS GERAIS

A Bacia Intracratônica do Parnaíba apresenta espessura máxima de 3.400m, ocupando uma área de aproximadamente 600.000 km² que abrange os estados do Maranhão, Piauí e parte dos estados do Pará, Tocantins e Ceará (Figura 02). Desenvolveu-se sobre um embasamento continental fortemente estruturado, representado por rochas formadas ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro do cinturão Araguaia-Tocantins, da Faixa Gurupi, dos crátons Amazônico e São Francisco e da Província Borborema (Cunha, 1986). Encontra-se limitada a norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, a leste pela Falha de Tauá, a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu, a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia e, a noroeste, pelo Arco Tocantins (Góes, 1995).

A sedimentação na Bacia do Parnaíba ocorreu inicialmente em consequência da atuação de um megassistema de fraturas, associado ao abatimento crustal de uma grande área cratônica, que ocorreu do final da Orogenia Brasileira até a Orogenia Caledoniana da Cordilheira Andina (Siluriano-Devoniano) (Caputo, 1984). Esta sedimentação, que perdurou até o Neotriássico, foi interpretada na forma de três seqüências ou ciclos deposicionais limitadas por discordâncias regionais, representadas pelos grupos Serra Grande, Canindé e Balsas (Vaz *et al.*, 2007; Góes e Feijó, 1994) (Figura 03). O primeiro grande ciclo deposicional refere-se ao Grupo Serra Grande (Ordoviciano-Devoniano Inferior), composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós, e que representa uma sucessão flúvio-glacial caracterizada por eventos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1992). O segundo ciclo é representado pelo Grupo Canindé (Devoniano Superior-Carbonífero Inferior), que inclui as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Oliveira & Leonardos, 1940; Góes *et al.*, 1992). Essas formações representam depósitos continentais com várias incursões marinhas. O terceiro grande ciclo (Carbonífero Superior-Triássico Inferior) é constituído pelo Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, que representam um complexo clástico-evaporítico de mar raso, gradando para ambiente lacustre/desértico (Plummer, 1948; Mesner & Wooldridge, 1964; Mabesoone, 1977; Vaz *et al.*, 2007). O final deste ciclo é marcado pelo intenso magmatismo básico ocasionado pela

ruptura do megacontinente Pangea, que levaria a abertura do Oceano Atlântico (Caputo,1984).

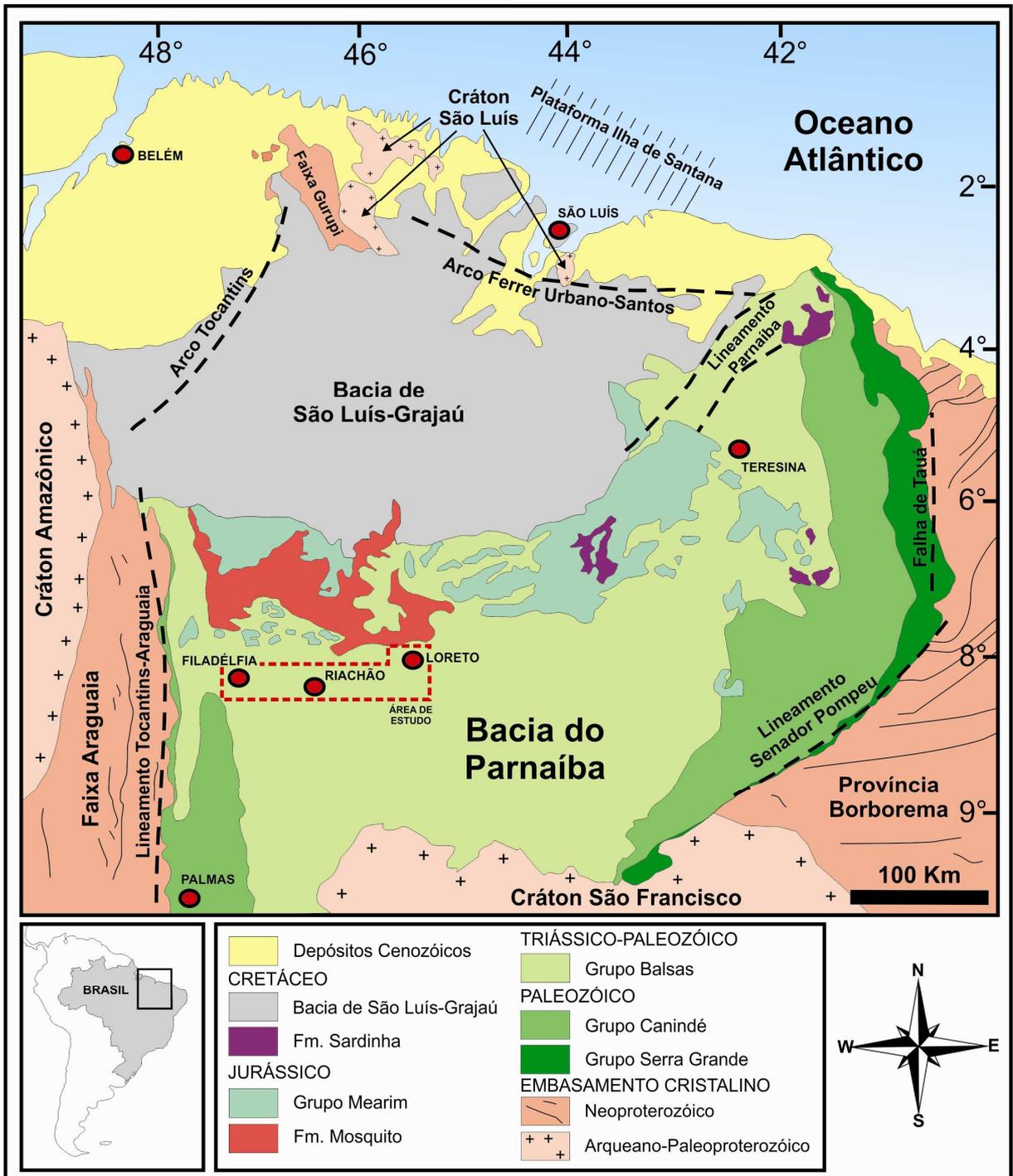


Figura 02 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba com a localização da área estudada (Modificado de Nascimento e Góes, 2007).

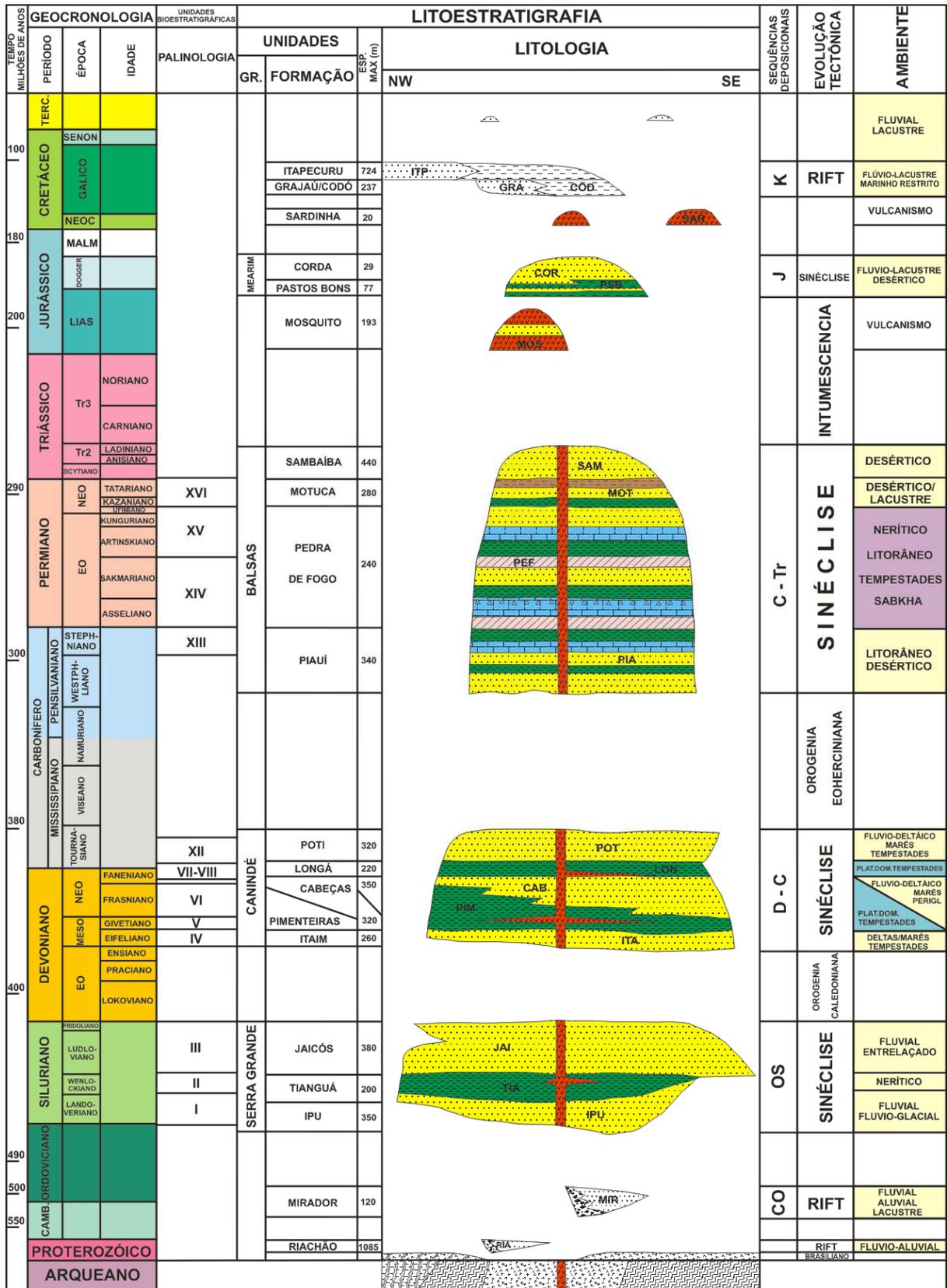


Figura 03 – Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Góes e Feijó, 1994).

3.1.1 Grupo Balsas

Designado por Góes e Feijó (1994), o Grupo Balsas corresponde ao terceiro grande ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba, ocorrendo sobreposto discordantemente ao Grupo Canindé. Em superfície, é observado nas regiões centro-sul e parte das regiões oeste e leste-nordeste da bacia. É constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, e nestas duas últimas unidades está inserida a passagem Permiano-Triássico, objeto de investigação deste estudo.

3.1.1.1 Formação Motuca

A Formação Motuca foi designada por Plummer *et al.* (1948) para os folhelhos avermelhados, com lentes de calcário e anidrita que afloram na fazenda Motuca, entre São Domingos e Benedito Leite (MA). É constituída por siltitos e argilitos vermelhos intercalados, com estratificação plano-paralela, e arenitos finos a muito finos, cinza esbranquiçados a avermelhados com estratificação cruzada. Na porção intermediária da unidade ocorrem níveis de calcários e lentes de gipsita e anidrita (Lima & Leite, 1978). Melo & Prade (1968) propuseram a subdivisão desta formação em três membros: O Membro Inferior, constituído essencialmente por arenitos finos a muito finos de coloração vermelho tijolo; o Membro Médio, formado por intercalações de siltitos com bancos carbonáticos em geral sucedidos por camadas mais espessas de gipsita e/ou anidrita; e o Membro Superior, constituído predominantemente por arenitos muito finos a siltitos vermelhos. Segundo Aguiar (1971), a formação torna-se mais arenosa na borda sudeste da bacia.

Os sedimentos Motuca foram depositados em um sistema desértico, com lagos associados (Góes & Feijó, 1994). O contato inferior com a Formação Pedra de Fogo é concordante, enquanto o contato superior com a Formação Sambaíba é descrito como gradativo, mas localmente brusco e erosivo. Em todas as colunas estratigráficas propostas para a Bacia do Parnaíba, com exceção de Vaz *et al.* (2007), o contato entre as formações Motuca e Sambaíba é inserido na passagem Permiano-Triássico (Figura 04). Vaz *et al.* (2007) sugerem que a sedimentação Motuca talvez tenha se prolongado até o final do Eotriássico, tomando por base a datação da Formação Pedra de Fogo (Dino *et al.*, 2002).

3.1.1.2 Formação Sambaíba

A Formação Sambaíba foi definida primeiramente por Plummer *et al.*(1948) para caracterizar os arenitos que constituem mesetas observadas nas adjacências da cidade homônima (Figura 05). Esta unidade é representada por arenitos com estratificações planares e cruzadas acanaladas de grande porte (Aguiar, 1971). A sucessão sedimentar é constituída essencialmente de uma repetição de arenitos finos a médios, róseos a avermelhados, quartzosos com grãos foscos, subangulares a subarredondados. São friáveis com níveis de matriz argilosa caulinítica, ocorrendo localmente com cimento silicoso, dando um caráter altamente compacto a rocha.

Os arenitos com estratificação cruzada de grande porte, contendo diversas feições típicas de sedimentos eólicos, caracterizam um sistema desértico, com contribuição fluvial (Vaz *et al.*, 2007). O contato superior se dá com os derrames básicos do Eojurássico da Formação Mosquito (Góes & Feijó, 1994).

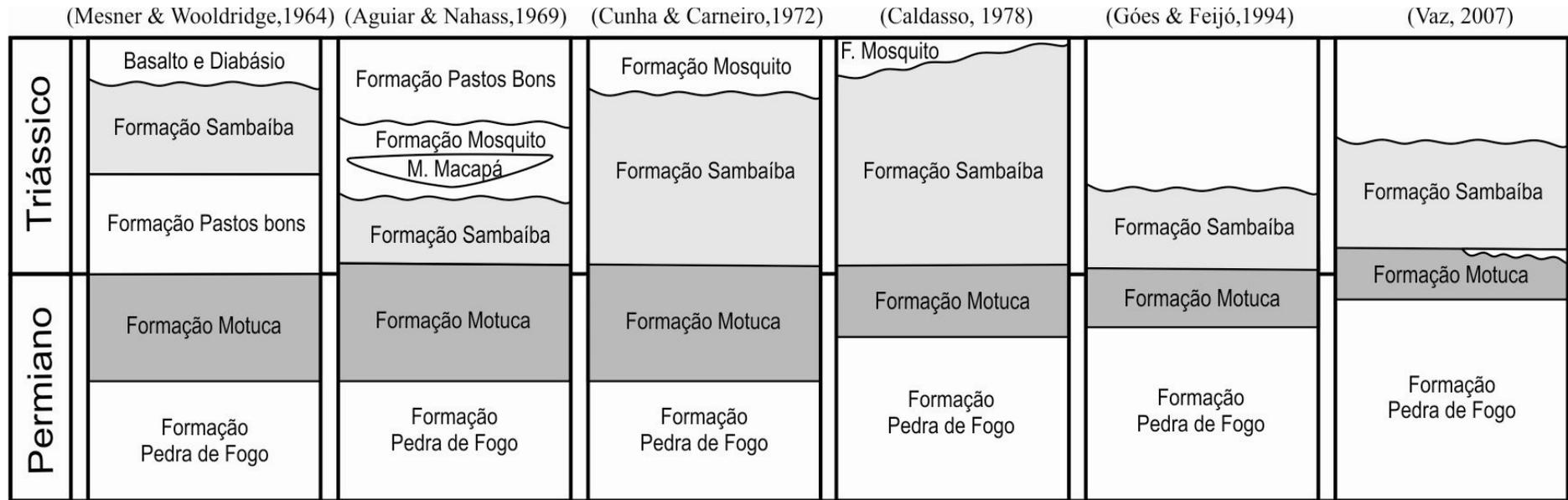


Figura 04 – Evolução da coluna litoestratigráfica do Permiano-Triássico da Bacia do Parnaíba.

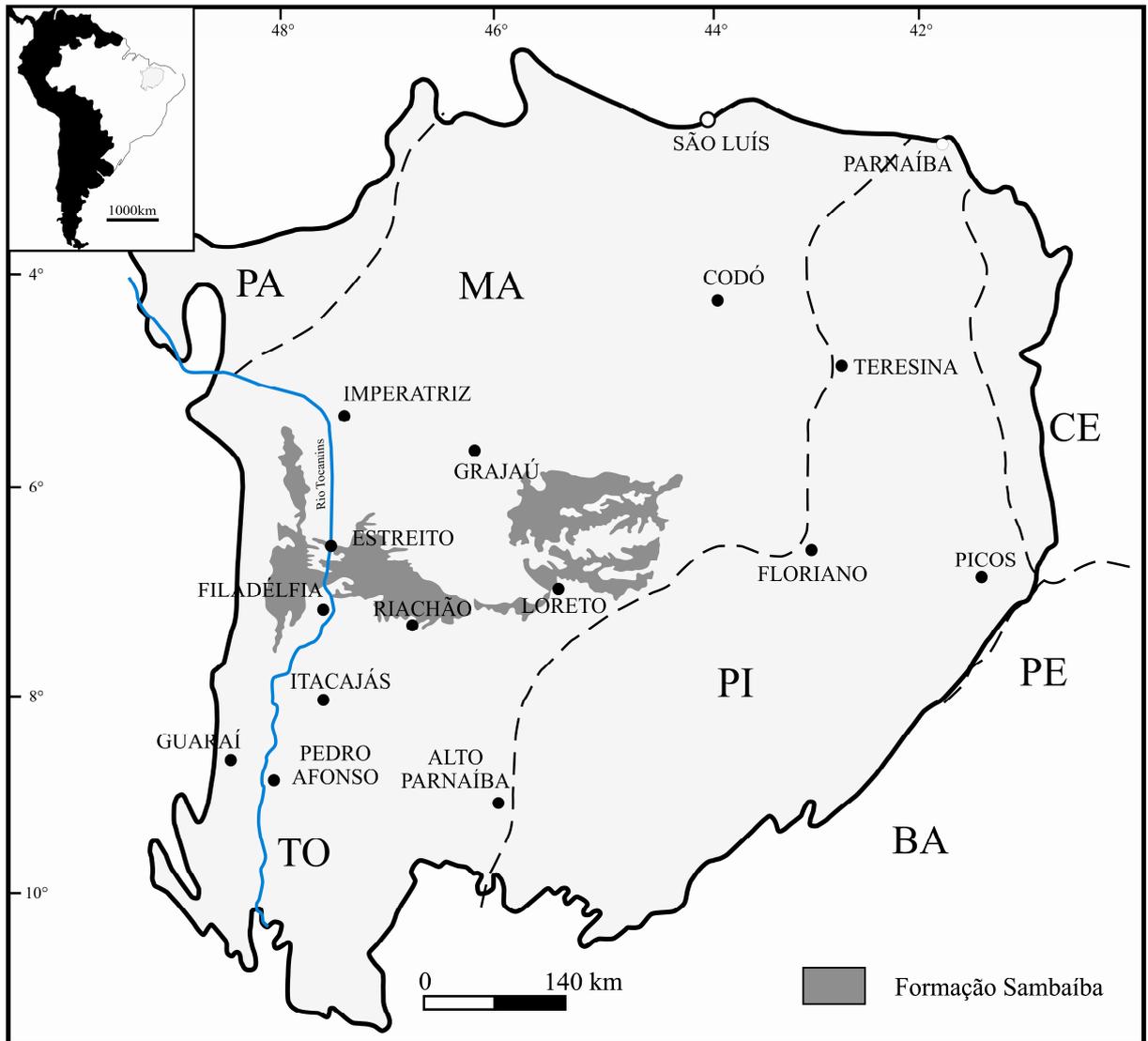


Figura 05 – Distribuição espacial da Formação Sambaíba na Bacia do Parnaíba (Modificado de Santos & Carvalho (2004).

CAPÍTULO 4

4 EVENTOS GLOBAIS NA PASSAGEM PERMIANO-TRIÁSSICO

A transição do Permiano para o Triássico foi marcada pela mudança de clima glacial para uma crescente aridez do Pangea, concomitante com a extinção em massa da fauna e/ou flora marinha e terrestre. A paleogeografia do Pangea mudou drasticamente com a progressiva elevação das porções centrais do continente, ocasionando o recuo gradual do mar, que juntamente com o degelo das calotas polares, resultou na aridez crescente de zonas interiores em latitudes baixas a médias e no deslocamento do semi-árido para os pólos (Robinson, 1973, Parrish *et al.*, 1986, Zharkov & Chumakov, 2001). A porção setentrional da América do Sul foi afetada pela orogenia Allegheniana, relacionada à colisão final dos continentes Laurásia e Gondwana (Figura 06), resultando em soerguimentos generalizados e deflexões locais (processo de flambagem; subsidência) que propiciaram a acumulação de sedimentos na Bacia do Parnaíba (Zalán, 1991). O clima árido e semi-árido influenciou a formação de depósitos eólicos, *red beds* lacustres-aluviais, lagoas salinas, evaporitos, planícies de *sabkhas* costeiros e continentais. Rios efêmeros (*wadis*) foram desenvolvidos durante as curtas estações úmidas (Glennie & Buller, 1983).

A extinção em massa Permo-Triássica ocorreu durante este intervalo de *Hot House* marcado pelo aquecimento global generalizado no Pangea, que foi intensificado pelas erupções das Armadilhas Siberianas (*Siberian Traps*; Figura 07) (Erwin, 1994, 1999; Bowring *et al.*, 1998; Keller, 2005). O principal efeito ambiental das Armadilhas Siberianas foi provavelmente a erupção explosiva de basaltos ricos em S e CO₂, acompanhada pela liberação de gás metano, eutrofização, anoxia dos oceanos e colapso da produtividade marinha (Wignall, 2001; Keller, 2005).

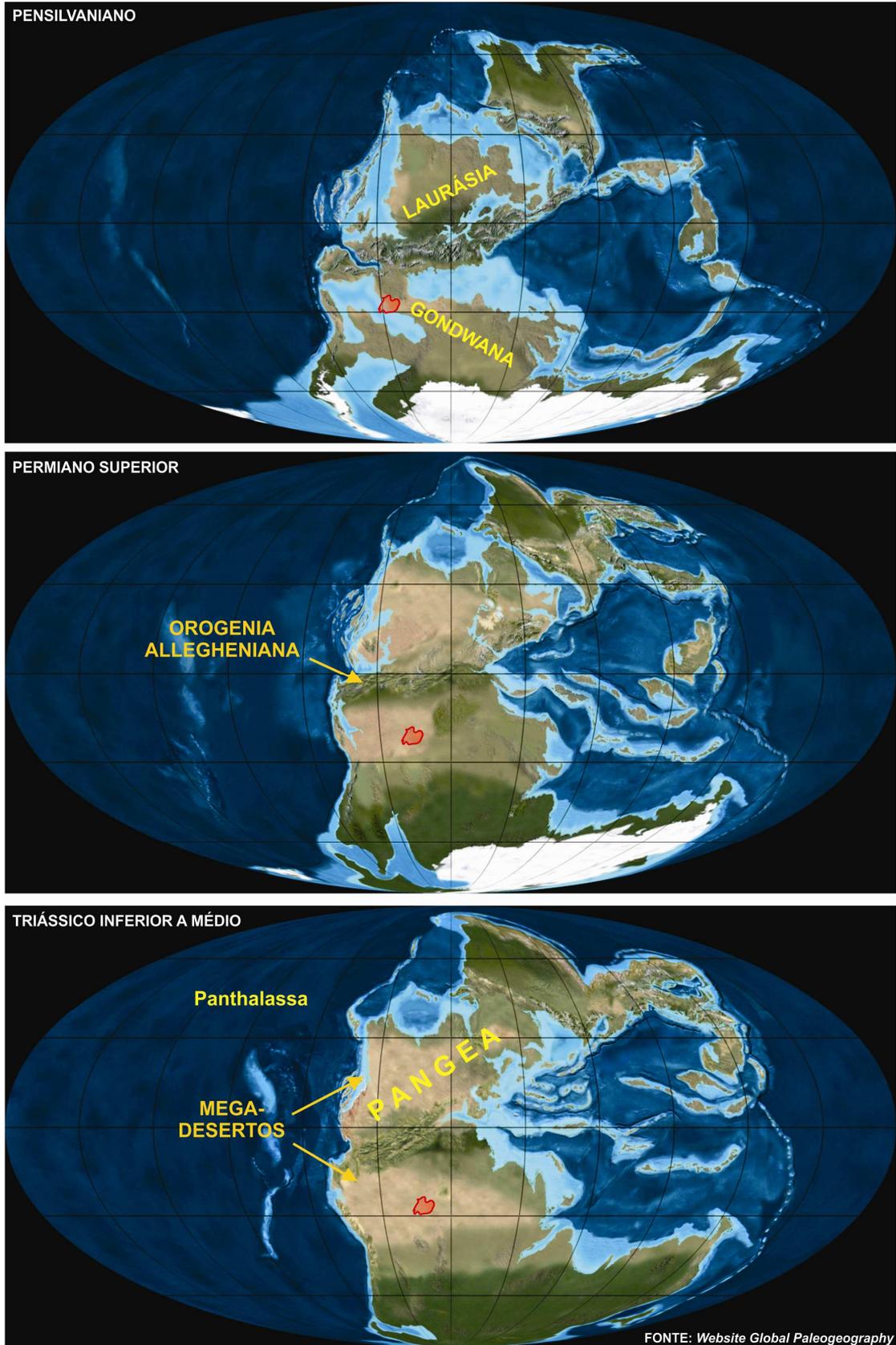


Figura 06 –Evolução paleogeográfica do Pensilvaniano ao Triássico Inferior a Médio, com destaque para a colisão entre os continentes Laurásia e Gondwana (Orogenia Allegheniana) originando o megacontinente Pangea e a implantação dos mega-desertos Triássicos. Localização aproximada da Bacia do Parnaíba em vermelho.

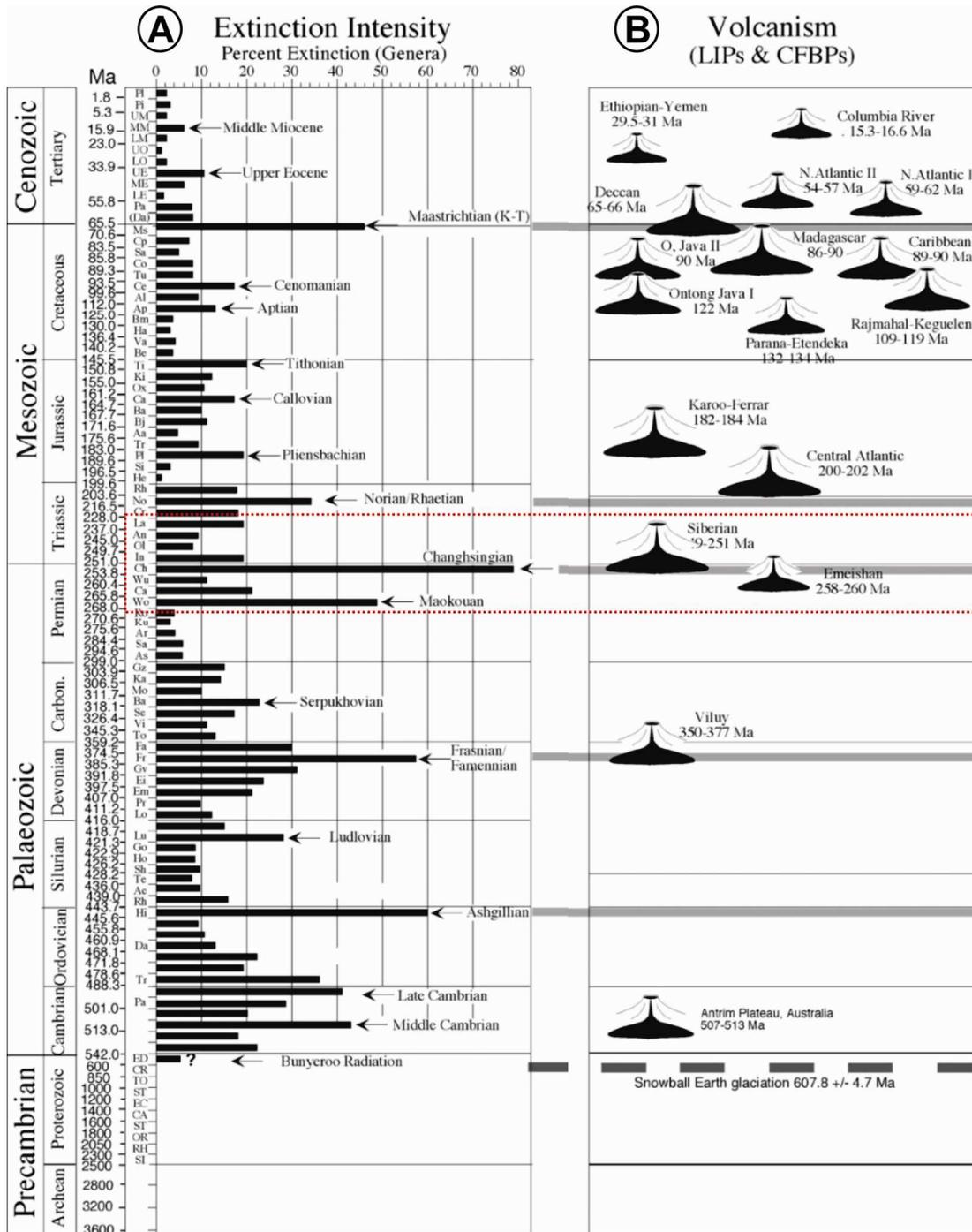


Figura 07 – Relação entre extinções em massa e províncias ígneas durante o Fanerozóico (Keller, 2005). **A)** Intensidade da extinção. Notar que a maior extinção registrada na história da Terra ocorre no limite Permiano-Triássico (destaque em vermelho), onde aproximadamente 80% dos gêneros foram extintos; **B)** Vulcanismos. As Armadilhas Siberianas (*Siberian Traps*) coincidem com a extinção permo-triássica.

Indicadores geoquímicos, mineralógicos e litológicos no Permiano-Triássico sugerem a possibilidade de impacto extraterrestre no megacontiente Pangea (Bice, 1992; Kerr, 1996; Retallack et. al., 1998; Koeberl et al., 2004). As principais evidências foram encontradas na Austrália, Antártica, China e Brasil (Figura 08A), sendo descritas anomalias de elementos siderófilos e elementos do grupo da platina como irídio e ósmio (Chifang, 1992; Retallack et. al., 1998), grãos de quartzo de impacto (*Shocked quartz*) e brechas intraformacionais de argilitos (*Claystones breccias*) (Figura 09).

No Brasil, 12 estruturas de impacto foram identificadas, estando pelo menos três estruturas relacionadas ao Permo-Triássico (Figura 08B): Domo de Araguaína (GO/MT), Serra da Cangalha (TO) e Riachão (MA). O Domo de Araguaína é uma estrutura de 40km de diâmetro, formada por rochas graníticas do embasamento cristalino de idade pré-devoniana (núcleo soerguido) e unidades sedimentares paleozóicas deformadas da Bacia do Paraná (Crósta, 2002). Feições características de impactos como brechas (matriz fundida, polimíticas e/ou monomíticas), *shatter cones* e bombas hematíticas enriquecidas em Rh, Ru, Ir, Pd e Pt, foram descritas por Crósta *et al.* (1981). Análises isotópicas por U-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinaram idades permo-triássicas para o impacto de Araguaína: $245,5 \pm 3,5$ (Hammerschmidt & Engelhardt, 1995) e $254,7 \pm 2,5$ Ma (Tohver *et al.*, 2012).

A Serra da Cangalha é uma estrutura de 12 km de diâmetro, formada por depósitos deformados das formações Longá, Poti, Piauí e Pedra de Fogo, na Bacia do Parnaíba (Kenkmann *et al.*, 2010). A estrutura de Riachão é menor, com 4,5 km de diâmetro, e afeta principalmente a Formação Pedra de Fogo, ocorrendo anomalmente a Formação Piauí no núcleo soerguido (McHone, 1986; Maziviero *et al.*, 2012; Vasconcelos *et al.*, 2012). Estas duas estruturas de impacto ainda não foram datadas por métodos isotópicos, no entanto, apresentam uma idade mínima de Permiano Superior com base em critérios litoestratigráficos (Maziviero *et al.*, 2012).

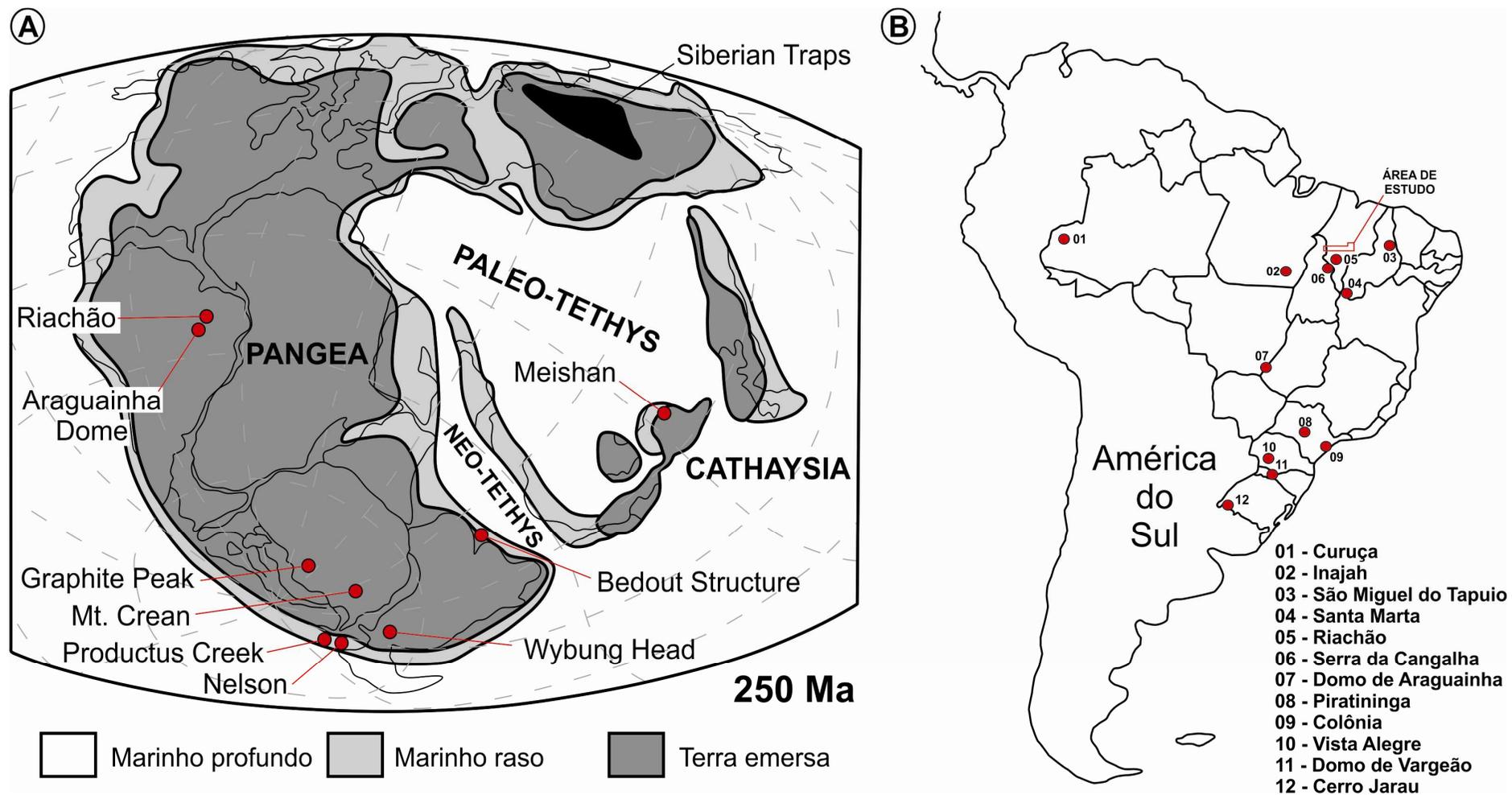


Figura 08 –Paleogeografia do Pangea e localização de evidências de impactos meteoríticos. **A)** Localização de evidências de impactos no limite Permiano-Triássico (Retallack *et al.*, 1998); **B)** Estruturas de impacto no Brasil e localização da área de estudo ao norte das estruturas de Riachão e Serra da Cangalha.

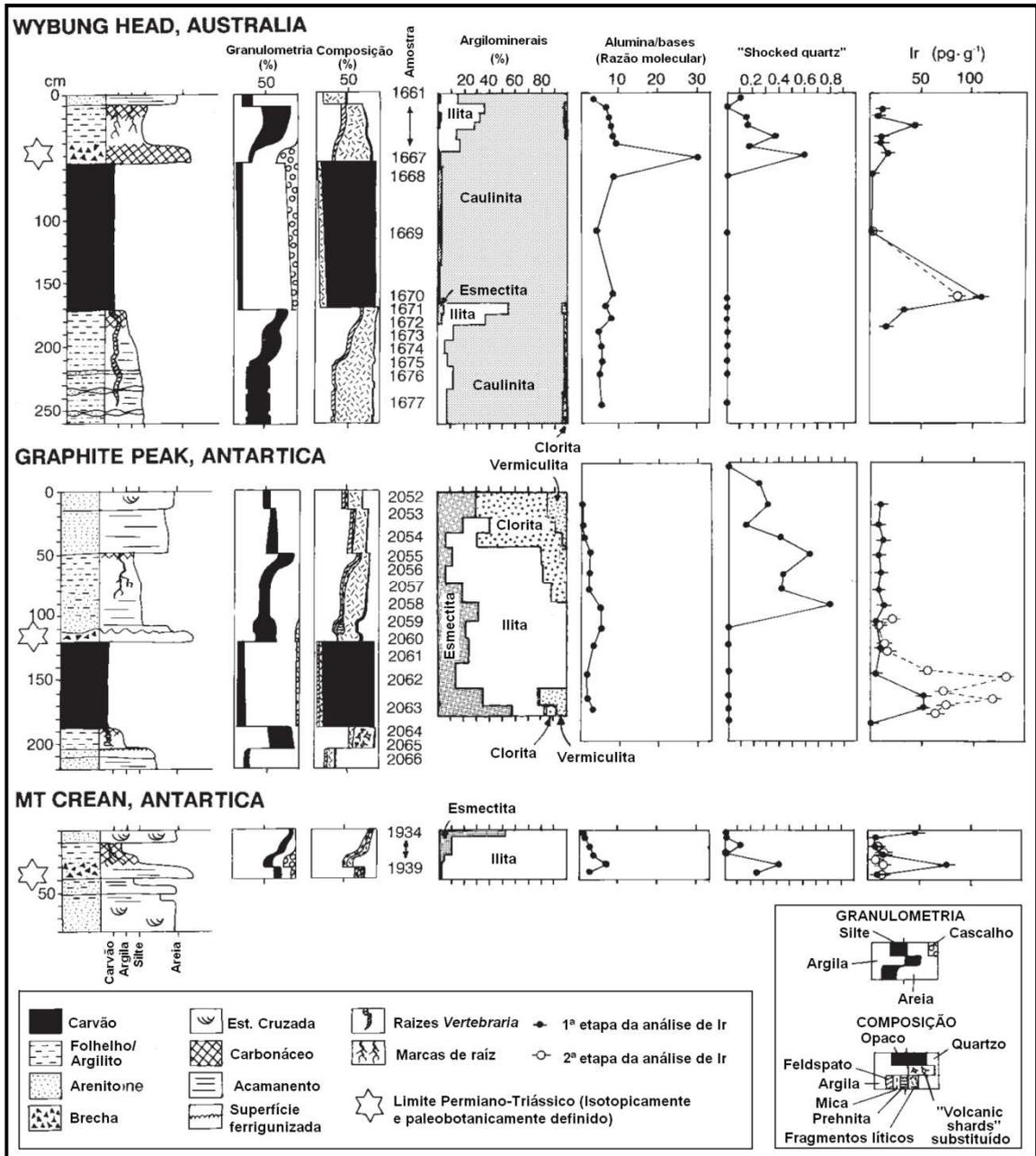


Figura 09 - Indicadores de influência de material extraterrestre no limite Permiano-Triássico, como brechas de impacto, *shocked quartz* e conteúdo de irídio. Além desses indicadores, são apresentados a composição mineralógica, granulometria e grau de intemperismo (Retallack *et al.*, 1998).

CAPÍTULO 5

5 A ZONA DE CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES MOTUCA E SAMBAÍBA

5.1 ASPECTOS GERAIS

A sucessão sedimentar estudada da zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba ocorre em afloramentos lateralmente contínuos, em cortes de estrada, localizados às margens da rodovia estadual MA-374 na região de Loreto - MA, da rodovia federal BR-230 na região de Riachão - MA e em pedreiras de gipso na região de Filadélfia - TO (Figura 1). Os perfis estudados possuem espessuras que variam de 12m a 27m, porém os depósitos da Formação Sambaíba alcançam até 400m nas mesetas encontradas na área. Colúvios e a densa cobertura vegetal na região dificultam a observação da zona de contato (Figura 10).

A Formação Motuca é constituída predominantemente por pelitos vermelhos laminados com lentes de gipsita, calcita e marga. Na porção leste da Bacia do Parnaíba, as fácies tornam-se mais arenosas com a ocorrência expressiva de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal. A Formação Sambaíba consiste em arenitos de coloração creme alaranjada com estratificação plano-paralela e estratificação cruzada de médio a grande porte. Em geral, o contato entre as unidades é brusco, representado pela passagem de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante e acamamento *flaser/wavy* da Formação Motuca para arenitos médios com falhas/microfalhas sinsedimentares e laminações convolutas da Formação Sambaíba (Figura 11). Acamamento maciço, localmente, é desenvolvido pelo intenso intemperismo recente.

No intervalo estudado, com cerca de 30m de exposição máxima, foram individualizadas 14 fácies sedimentares, agrupadas em quatro associações, relacionadas a um sistema desértico, sendo representadas por depósitos lacustres rasos de clima árido (*sabkha* continental com *saline pans* associadas), depósitos fluviais efêmeros, depósitos eólicos de lençol de areia e de campo de dunas (Tabela 1). A designação das fácies levou em consideração o código de Miall (1977), utilizando letras maiúsculas para identificar a litologia principal, ao lado de letras minúsculas para indicar a estrutura principal das fácies.

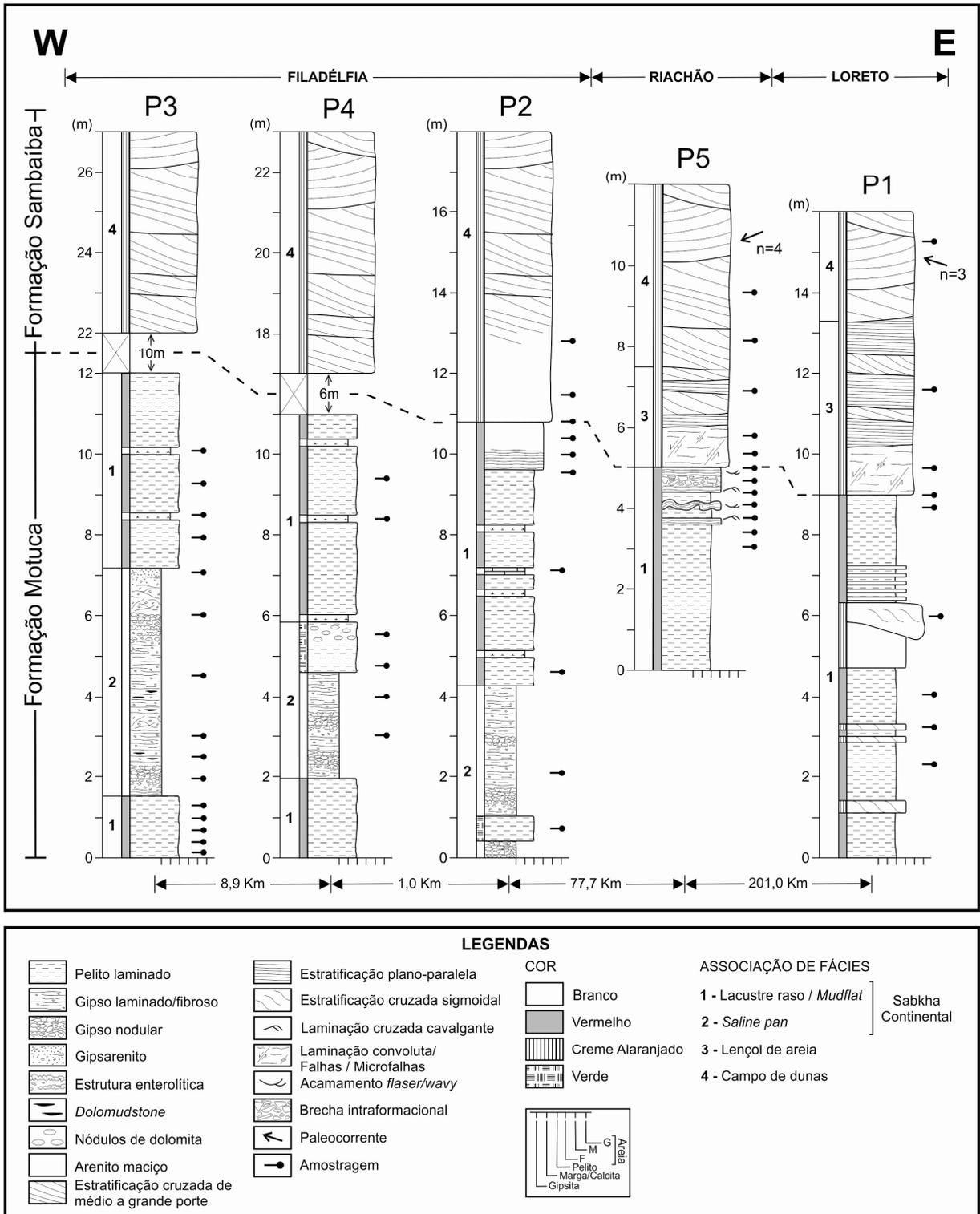


Figura 10 - Perfis litoestratigráficos da zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba na região de Filadélfia (TO), Riachão (MA) e Loreto (MA). Coordenadas: P1 - 482055 E / 9232503 S; P2 - 209919 E / 9181114 S; P3 - 200977 E / 9179577 S; P4 - 209573 E / 9181994 S; P5 - 287725 E / 9180560 S.

LITOESTRATIGRAFIA				
Idade	Fm.	Litologia	Descrição	Ambiente
TRIÁSSICO	Sambaíba		<p>Arenito fino a médio, creme alaranjado, com estratificação cruzada de médio a grande porte e estratificação plano-paralela nos limites de sets. Estruturas de queda de grãos (<i>grainfall</i>), fluxo de grãos (<i>grainflow</i>) e superfícies de reativação.</p>	Campo de dunas
			<p>Arenito fino a médio, creme alaranjado, com estratificação plano-paralela, estratificação cruzada de médio porte, falhas/microfalhas sinsedimentares e laminações convolutas.</p>	Lençol de areia
PERMIANO	Motuca		<p>Pelito vermelho laminado com lentes de gipsita, calcita e marga. Na porção leste da área estudada as fácies tornam-se mais arenosas com o desenvolvimento expressivo de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal. No topo ocorrem arenitos finos com laminação cruzada cavalgante e acamamento <i>flaser/wavy</i>.</p>	Lacustre raso/ Sabkha Continental
				Subaéreo
				Subaquoso
				SISTEMA DESÉRTICO

Figura 11 – Litoestratigrafia das formações Motuca e Sambaíba na região de Filadélfia (TO), Riachão (MA) e Loreto (MA).

Tabela 1 – Fácies, associação de fácies e processos sedimentares das formações Motuca e Sambaíba.

Fm	Fácies	Descrição	Processos	Associação de fácies	
SAMBAÍBA	Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Acz)	Arenito fino a médio de coloração creme alaranjada com estratificação cruzada de médio a grande porte. Os <i>sets</i> possuem espessuras que variam de 0,3 a 16 m e migração preferencial para NW-SW. Grãos bem selecionados, bimodais, bem arredondados com alta esfericidade. Estruturas de <i>grainfall</i> , <i>grainflow</i> e superfícies de reativação.	Migração de formas de leito eólicas para NW - SW.	CAMPO DE DUNAS (AF4)	SISTEMA DESÉRTICO
	Arenito com estratificação plano-paralela (Ap)	Camadas decimétricas a métricas de arenito fino a médio de coloração creme alaranjada com estratificação plano-paralela e laminação cruzada de baixo ângulo.	Migração de formas de leito planas a levemente onduladas (<i>wind ripples</i>) relacionada a alta velocidade do vento.		
	Arenito com laminação convoluta, falhas e microfalhas (Ac)	Camada lateralmente contínua por pelo menos 200 km de arenito fino a médio de coloração creme esbranquiçado com laminação convoluta, falhas e microfalhas. As falhas/microfalhas mostram planos de baixo e alto ângulo, curvados e crenulados, com deslocamentos subhorizontais, normais e oblíquos com mergulho preferencial para NW-SE e W-E. Espaços nas curvaturas dos planos são geralmente preenchidos por material argiloso.	Colapso de pacotes úmidos de areia próximo ou no ambiente subaquoso com processos de liquefação e injeção de argila em espaços gerados durante o deslocamento dos planos de falha.	LENÇOL DE AREIA (AF3)	
MOTUCA	Arenito com laminação cruzada cavalgante (Al)	Arenito fino de coloração avermelhada com laminação cruzada cavalgante supercrítica, truncamento de baixo ângulo, acamamento <i>flaser/wavy</i> , convoluções e brecha associada.	Migração de marcas onduladas em ambiente subaquoso com alta taxa de sedimentos em suspensão. Processos de liquefação.	LACUSTRE RASO / MUDFLAT (AF1)	
	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg)	Camadas lenticulares de arenito médio a grosso de coloração avermelhada com estratificação cruzada sigmoidal. Apresenta grãos moderadamente selecionados, subangulosos a arredondados com alta esfericidade. Os <i>sets</i> variam de 0,1 a 0,3m de espessura e são lateralmente contínuos por até 12m.	Desaceleração do fluxo sobre uma bacia de baixa energia, formando feições lobadas.		

MOTUCA	Arenito maciço (Am)	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.	LACUSTRE RASO / MUDFLAT (AF1)	SISTEMA DESÉRTICO
	Ritmito arenito/pelito (Rap)	Camadas tabulares com intercalações milimétricas a centimétricas de arenitos finos e pelitos.	Alternância rítmica de suspensão e tração em ambiente de baixa energia.		
	Pelito laminado (Pl)	Camadas tabulares métricas lateralmente contínuas de pelito vermelho laminado.	Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia, com influxos esporádicos de areias.		
	Marga maciça (Mm)	Camadas tabulares centimétricas e lateralmente contínuas de marga maciça esbranquiçada.	Precipitação química de CaCO ₃ associada com influxo contínuo de siliciclásticos.		
	Calcário maciço (Cm)	Camadas tabulares centimétricas e lateralmente contínuas de calcita maciça avermelhada.	Precipitação química de CaCO ₃ .	SALINE PAN (AF2)	
	Pelito laminado com nódulos de dolomita (Pln)	Camadas tabulares de até 1m de espessura de pelito verde laminado com palygorskita e nódulos de dolomita	Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia sob condições climáticas áridas a semi-áridas com alta taxa de evaporação.		
	Gipso nodular (Gn)	Gipso de coloração branca, formado por nódulos irregulares limitados parcialmente ou completamente por gipso fibroso, pelito e/ou carbonato. Estruturas <i>chickenwire</i> e enterolítica.	Crescimento e coalescência de nódulos evaporíticos em poros contendo água supersaturada em sulfato na zona capilar.		
	Gipso laminado (GI)	Gipso formado por lâminas horizontais lateralmente contínuas, milimétricas a centimétricas, onduladas, com alternância das cores branca (gipso fibroso/prismático) e cinza escuro (gipso em mosaico). Lentes milimétricas de <i>dolomudstone</i> .	Precipitação química de sulfato em ambiente subaquoso influenciado por variações sazonais na profundidade da salmoura.		
	Gipsarenito (Ga)	Gipso formado por grãos de gipso. Apresenta laminação plana e marcas onduladas.	Acumulações clásticas de evaporito influenciadas por ondas e correntes.		

5.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES – FORMAÇÃO MOTUCA

5.2.1 AF1 – Lacustre raso / Planície de lama (*Mudflat*)

A associação de fácies 1 (AF1) corresponde aos maiores e mais expressivos depósitos da Formação Motuca, sendo constituída pelas fácies pelito laminado (Pl), arenito com laminação cruzada cavalgante (Al), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), arenito maciço (Am), ritmito arenito/pelito (Rap), marga maciça (Mm) e calcário maciço (Cc). Nos perfis estudados, esta associação abrange uma sucessão de até 10 m de espessura, com mudanças laterais nos conjuntos de fácies (Cf). A leste ocorre o predomínio da fácies Pl associada com as fácies Asg, Am e Rap (Cf1; Figura 12), enquanto que a oeste associa-se às fácies Mm e Cm (Cf2; Figura 13). A porção superior destes depósitos é marcada pela passagem brusca de arenitos finos com laminação cruzada (Al) para arenitos médios deformados de lençol de areia (AF3). Inferior a todos estes depósitos, a fácies Pl ocorre de maneira homogênea, contínua lateralmente por vários quilômetros e verticalmente até o contato inferior com a Formação Pedra de Fogo.

O Cf1 é composto por camadas tabulares de pelito laminado de coloração avermelhada (Pl), ritmito arenito/pelito (Rap) e camadas de arenitos médios a grossos moderadamente selecionados com geometria de lobo sigmoidal com estruturação complexa (Asg) e tabular maciça (Am), configurando ciclos *coarsening upward* de escala métrica (Figura 12). Os *sets* de estratificação cruzada sigmoidal variam de 10 a 30 cm de espessura e são lateralmente contínuos por até 12m. O Cf2 consiste em camadas tabulares métricas de pelito laminado (Pl) e centimétricas de marga maciça (Mm) e calcário maciço (Cc; Figura 13). As camadas de Mn e Cc são contínuas lateralmente por até 20 m e limitam ciclos *shallowing upward*.

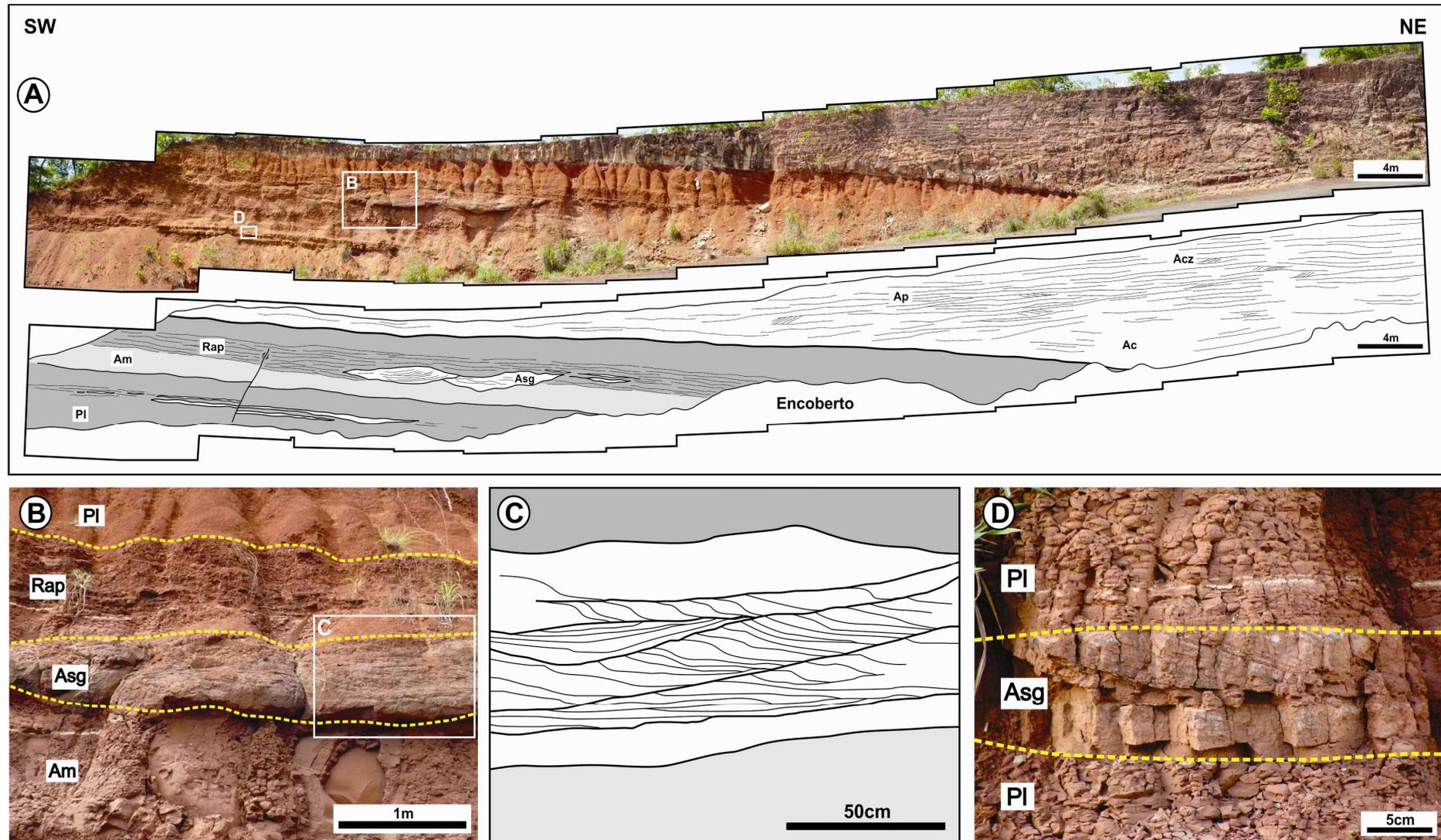


Figura 12 – Contato litoestratigráfico entre as formações Motuca e Sambaíba (Perfil P1). **A)** Passagem de pelitos laminados (PI) e ritmitos (Rap) com arenitos sigmoidais (Asg) da Formação Motuca para os arenitos da Formação Sambaíba; **B)** Relação entre as fácies do conjunto de fácies 1 na porção superior da Formação Motuca; **C)** Detalhe da fácies Asg. Note a estruturação complexa do lobo sigmoidal; **D)** Fácies Asg concordante ao pelito (PI).

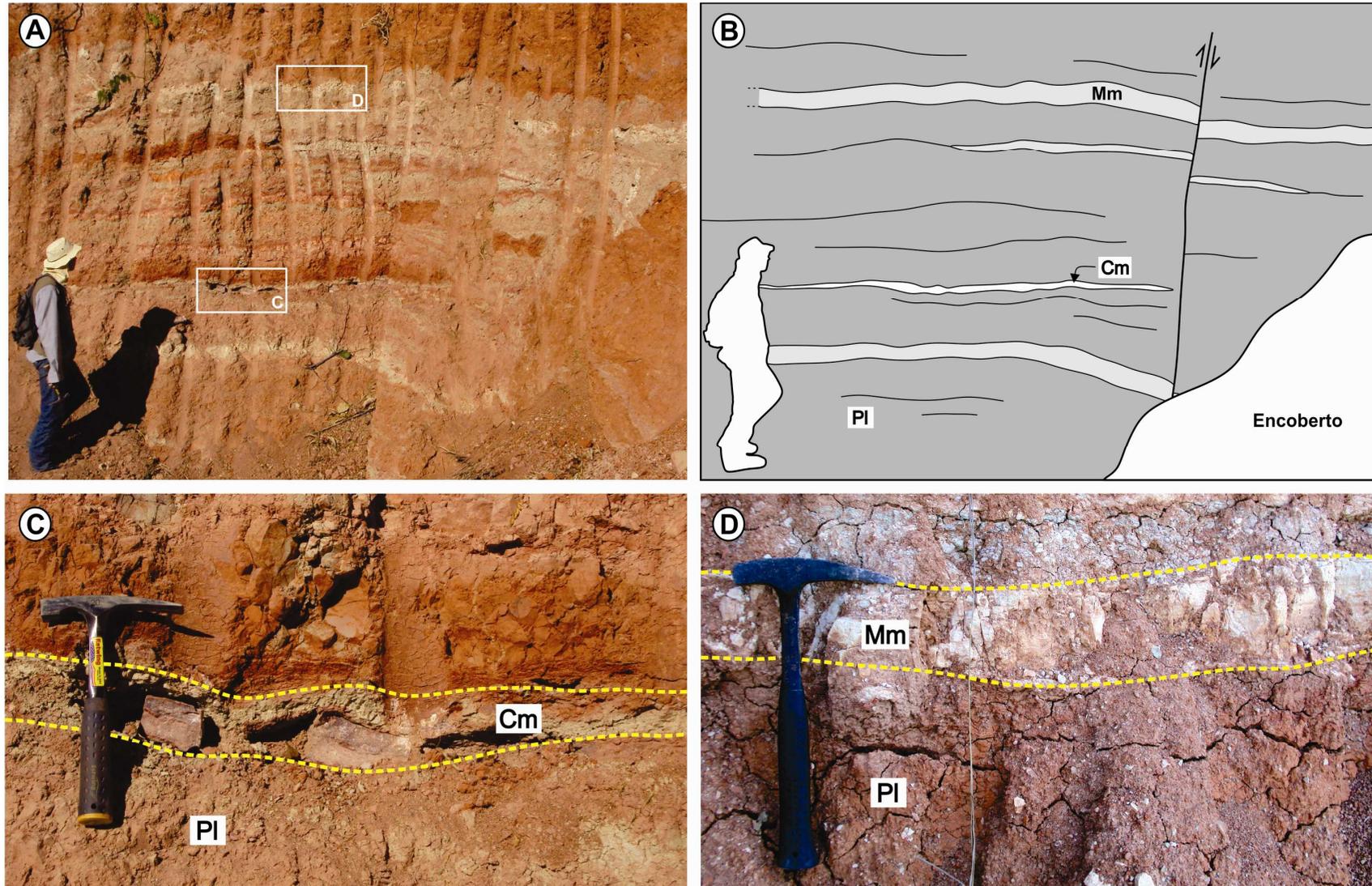


Figura 13 – Aspectos faciológicos da AF1 na Formação Motuca. **A)** e **B)** Camadas tabulares das fácies PI, Mm e Cm, que representam ciclos *shallowing upward*; **C)** Detalhe da fácies Cm; **D)** Detalhe da fácies Mm.

A AF1 foi depositada predominantemente por processos de decantação em um extenso ambiente lacustre raso de baixa energia, influenciado por influxos esporádicos de areias oriundas de rios efêmeros (Talbot & Allen, 1996). Os influxos gerados por inundações relâmpagos formaram lobos de suspensão sigmoidais com alta taxa de material em suspensão. A estruturação complexa de lobos sigmoidais (Figura 12C) está relacionada com barras de desembocadura proximais em bacias com baixa inclinação e lâmina d'água rasa (Postma, 1990). A deposição contínua e o soterramento progressivo das areias geraram processos de liquefação originando acamamento maciço (Am), enquanto que a alternância dos processos de tração e suspensão levaram a deposição de ritmitos arenito/pelito (Rap). O espessamento ascendente das camadas arenosas no topo da sucessão sugere o aumento do influxo de areia para dentro do lago, cuja transição para depósitos não-lacustres é representada por arenitos finos com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Figura 14A), laminação plana com truncamentos de baixo ângulo e acamamento *flaser/wavy* (Al; Figura 14B), originadas pela ação de ondas e correntes ao longo da borda do lago (Bridge & Demicco, 2008). Os depósitos com deformação dúctil (Figura 14C) e brechados experimentaram deformação sinsedimentar ligados a eventos de intensa compressão e/ou compactação (Nichols, 2009; Figuras 14D e 14E).

O sistema lacustre da Formação Motuca foi, provavelmente, influenciado por períodos de contração e expansão (Figura 15), devido às variações das condições climáticas predominantemente áridas do final do Permiano e início do Triássico (Scotese *et al.*, 1999; Golonka & Ford, 2000; Zharkov & Chumakov, 2001). Os mais expressivos períodos de contração ocorreram na porção oeste da Bacia do Parnaíba, representados pelo desenvolvimento *demudflats* associadas a lagoas efêmeras saturadas em carbonatos (Cf2) e a *saline pans* (AF2). A contração dos lagos ocorre quando o *input* de água é menor que a taxa de evaporação, individualizando lagoas supersaturadas rodeadas por *mudflats* (Salvany, 1997; Rhodes *et al.*, 2002). A interação entre precipitação química de carbonatos e influxo de água superficial enriquecida em sedimentos finos é responsável pela formação de margas nas lagoas salinas (Schreiber & El Tabakh, 2000). A flutuação no nível da água e na salinidade originaram ciclos *drying/brinning upward*, caracterizados pela passagem de pelitos laminados de lagos rasos a margas e carbonatos maciços.

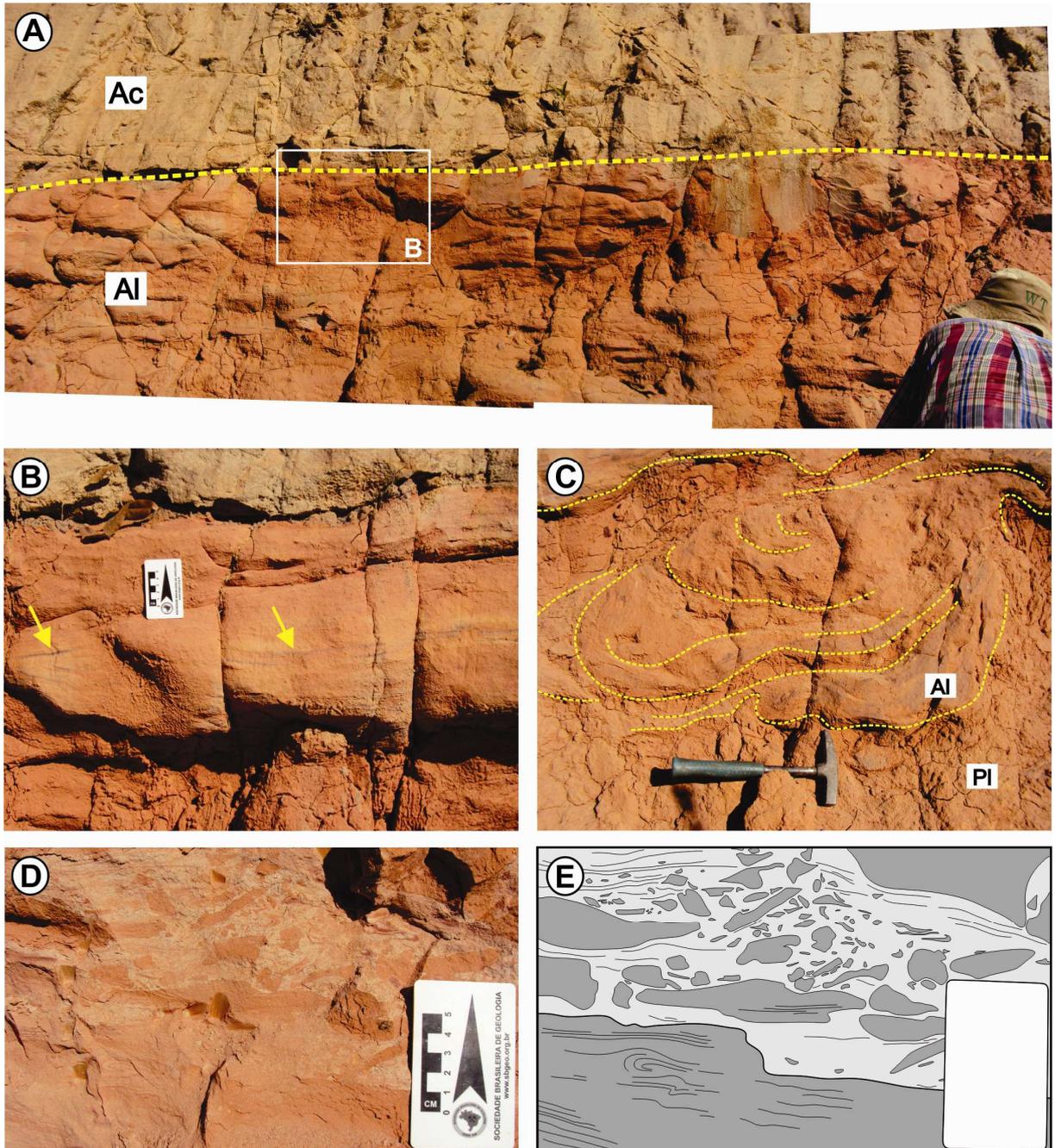


Figura 14 – Detalhe do contato entre as formações Motuca e Sambaíba (Perfil P5). **A)** Passagem entre as fácies arenito com laminação cruzada cavalgante (Al; Formação Motuca) e arenito com laminação convoluta, falhas e microfalhas (Ac; Formação Sambaíba); **B)** Detalhe do acamamento *flaser/wavy* na fácies Al, com destaque para os níveis mais argilosos (setas amarelas); **C)** Deformação dúctil nas fácies Al e Pl; **D)** e **E)** Brecha intraformacional com clastos tabulares.

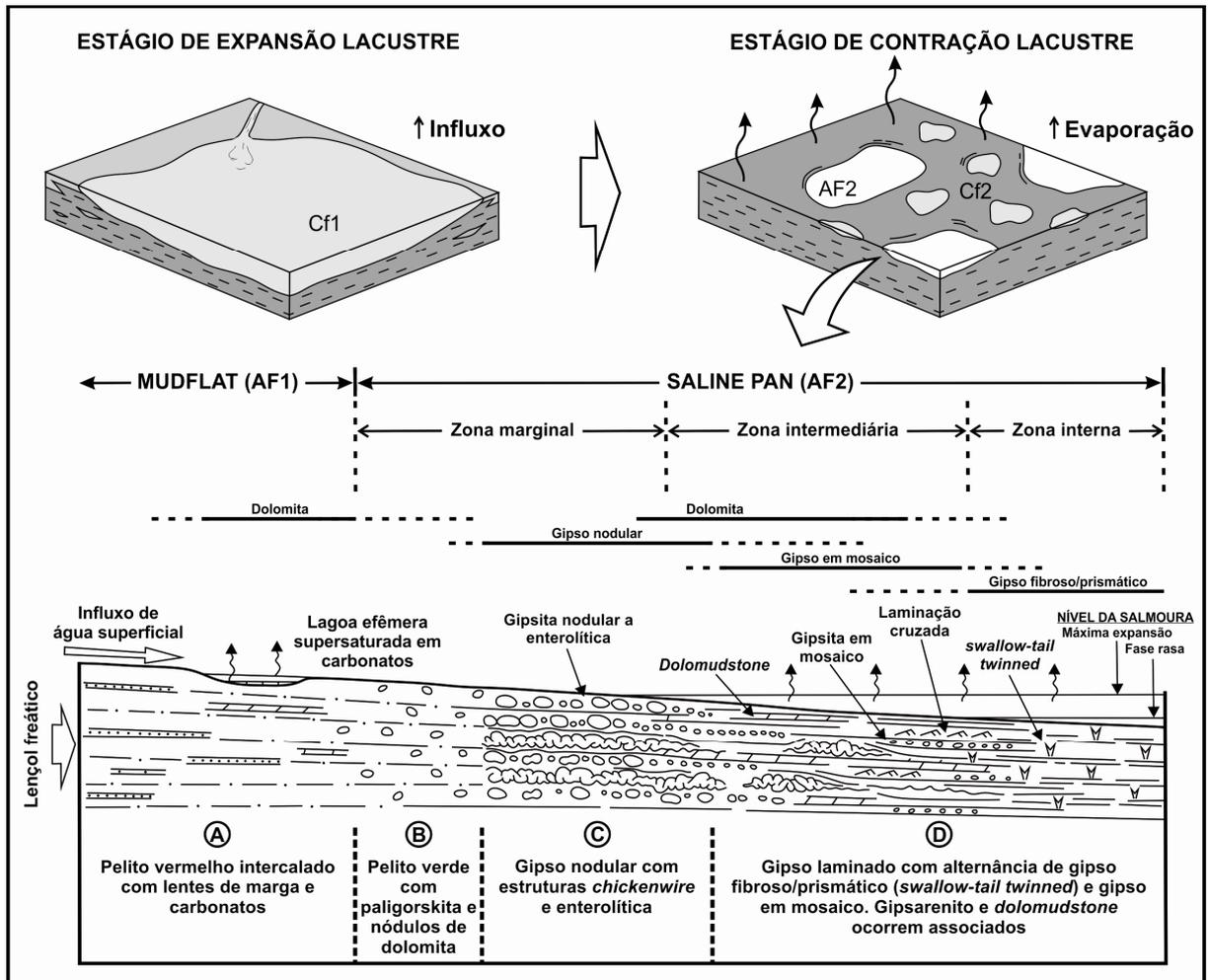


Figura 15 – Modelo esquemático de um sistema lacustre influenciado por períodos de contração e expansão, com destaque para seção transversal de depósitos de “painéis” salina (*saline pans*) e planícies de lama (*mudflats*) (Adaptado de Salvany, 1997). O período de expansão marcado pelo aumento do influxo para o lago e deposição contínua de pelitos (Cf1), enquanto que o período de contração ocorre em momentos de elevada taxa de evaporação, originando lagoas efêmeras supersaturadas em carbonatos, *mudflats* (Cf2) e *saline pans* (AF2).

5.2.2 AF2 – “Painel” salina (*Saline pan*)

Esta associação está diretamente relacionada com a AF1, sendo representada pelas fácies gipso nodular (Gn), gipso laminado (Gl), gipsarenito (Ga) e pelito laminado com nódulos de dolomita (Pln). As fácies evaporíticas consistem em corpos lenticulares de até 6 m de espessura e 100 m de comprimento (Figura 16), enquanto que a fácies siliciclástica/evaporítica (Pln) ocorre na forma de camadas tabulares métricas, lateralmente contínuas, sobrepostas aos evaporitos (Figura 17). Os evaporitos exibem lâminas horizontais contínuas (Gl; Figura 18A) de espessura, milimétrica a centimétrica, onduladas, com alternância das cores branca (gipso fibroso/prismático) e cinza escuro (gipso em mosaico). Lentes milimétricas de *dolomudstone* são localmente observadas (Figura 18B). Nódulos, estruturas *chickenwire* e enterolítica (Gn; Figuras 16 e 18D) juntamente com gipsarenitos com

laminação plana e marcas onduladas (Figuras 18E e 18F) configuram o topo de ciclos *shallowing upward*. Normalmente na porção superior dos evaporitos ocorre pelito laminado esverdeado (Pln) com palygorskita e nódulos de dolomita.

A AF2 representa um subambiente com predomínio de processos de evaporação alternados com influxos de água superficial e oscilações no nível freático durante os períodos de contração dos lagos (Salvany, 1997; Figura 15). Durante esta fase ocorre a precipitação química de sulfato em ambiente subaquoso raso, originando cristais de gipsita fibrosa/prismática e em mosaico. O gipso fibroso/prismático cresce perpendicularmente ao substrato em contato com a salmoura (*swallow-tail twinned*; Figura 18C), originando *grass-like crusts* (Kendall & Harwood, 1996). Estes cristais aumentam de tamanho e passam gradativamente para gipsita em mosaico, formada pelo crescimento displacivo em condições bastante rasas e/ou na zona freática capilar, implicando em períodos de rebaixamento do nível da salmoura e eventuais exposições subaéreas (Warren, 2006). Exposições prolongadas proporcionam o crescimento e coalescência de nódulos de gipsita dentro das camadas de pelitos, originando estruturas *chickenwire* e enterolítica (Boggs, 2009). Além disso, a exposição resulta no fraturamento do gipso devido à dissecação, originando grãos que são retrabalhados por correntes trativas unidirecionais e atividade de ondas, algumas vezes, desenvolvendo marcas onduladas (Schreiber & El Tabakh, 2000). Influxos de águas menos salinas dissolvem a parte superior das crostas de gipsita precipitadas previamente, e posteriormente depositam *dolomudstone* (Kendall & Harwood, 1996). A elevada taxa de evaporação condicionada pelo clima árido a semi-árido e a grande disponibilidade de Mg nos lagos favorecem a formação de palygorskita e dolomita (Velde, 1985; Jones & Galan, 1988; Tlili *et al.*, 2010). A palygorskita provavelmente foi precipitada diretamente nas soluções aquosas, enquanto que os nódulos de dolomita se formaram logo abaixo da interface água-sedimento ao longo de horizontes contínuos durante a eodiagênese, refletindo o nível de supersaturação que as águas intersticiais alcançaram (Tucker, 1991).

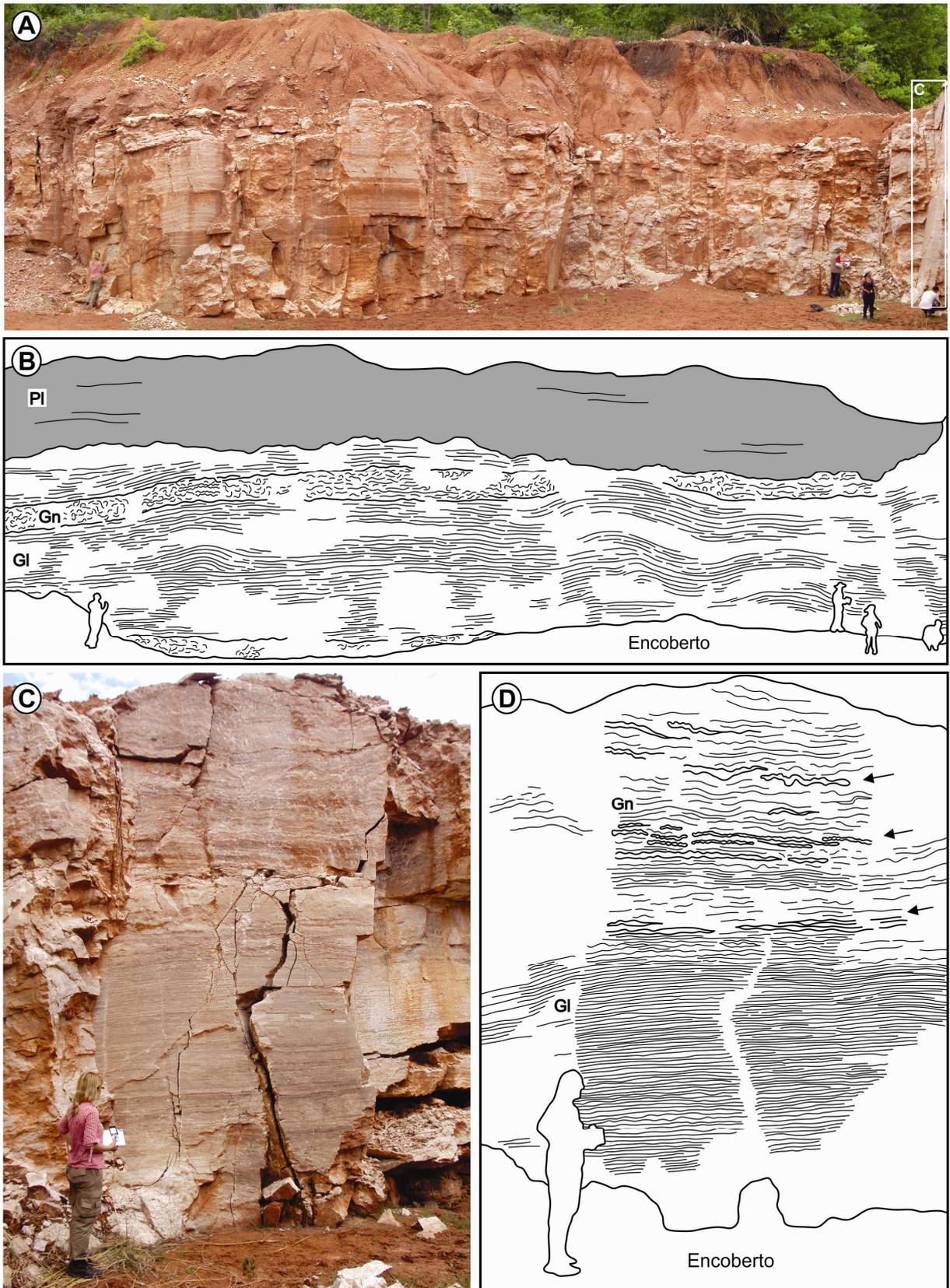


Figura 16 – Aspectos faciológicos dos evaporitos da Formação Motuca no perfil P3. **A)** e **B)** Seção panorâmica da AF2 mostrando a relação entre as fácies gipso laminado e ondulado (GI), gipso nodular (Gn) e pelito laminado (PI); **C)** e **D)** Passagem gradual da fácies GI para fácies Gn com estruturas enterolíticas (setas pretas).

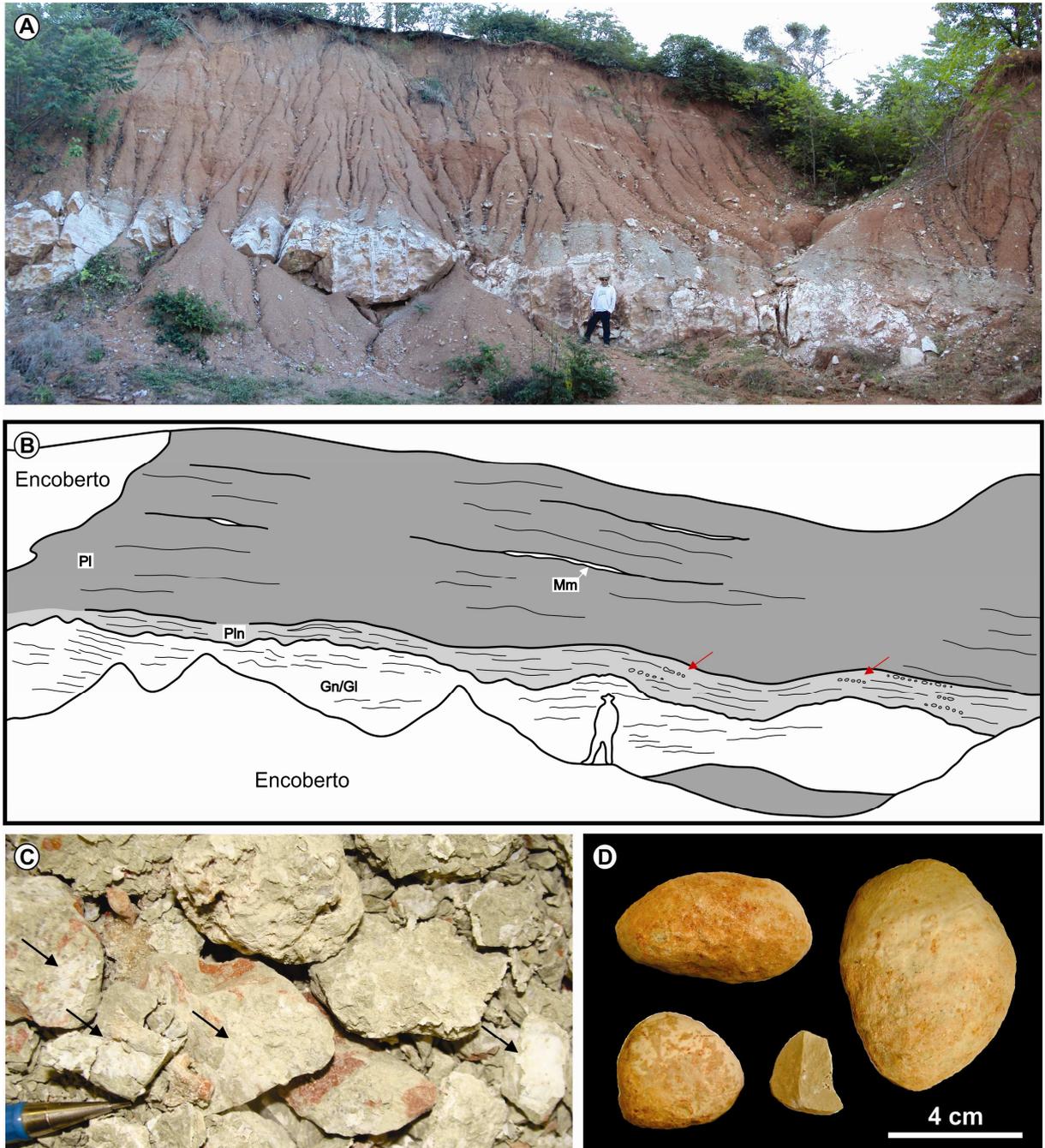


Figura 17 – Aspectos litoestratigráficos dos evaporitos e pelitos da Formação Motuca no perfil P4. **A)** e **B)** Seção panorâmica mostrando a sobreposição da fácies Pln aos evaporitos (*Setas vermelhas* - Nódulos de dolomita; **C)** Palygorskita (setas pretas) e **D)** nódulos de dolomita associados aos pelitos verdes da fácies Pln.

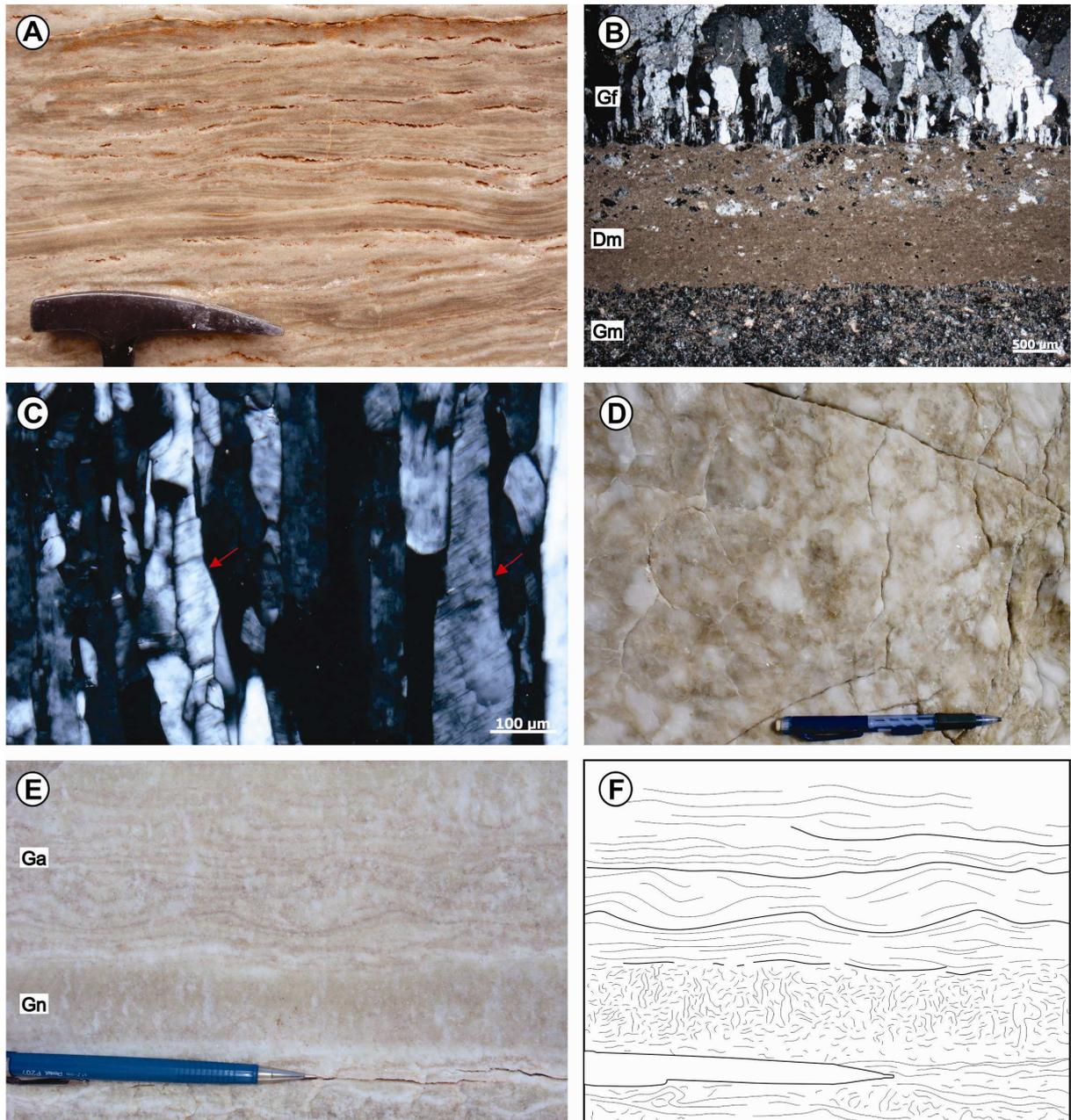


Figura 18 – Características macro e microscópicas dos evaporitos da Formação Motuca. **A)** Gipso com laminação ondulada e alternância das cores branca (gipso fibroso/prismático) e cinza escuro (gipso em mosaico); **B)** Lente de *dolomudstone* associada aos evaporitos; **C)** Gipso fibroso exibindo relíquias de *swallow-tail twinned* (setas vermelhas); **D)** Gipso nodular com estrutura *chickenwire*; **E)** Foto e **F)** desenho esquemático de gipso nodular (Gn) gradando para gipsarenito (Ga) com laminação plana e marcas onduladas.

5.3 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES – FORMAÇÃO SAMBAÍBA

5.3.1 AF3 – Lençol de areia

A AF3 consiste nas fácies arenito com laminação convoluta, falhas e microfalhas (Ac), arenito com estratificação plano-paralela (Ap) e arenito com estratificação cruzada de médio porte (Acz). Esta associação representa a base da Formação Sambaíba, compreendendo uma sucessão de até 5m de espessura e lateralmente contínua por pelo menos 200 km. O contato direto com a Formação Motuca é marcado pelos arenitos da fácies Ac, cujas falhas/microfalhas mostram planos de baixo e alto ângulo, curvados e crenulados, com deslocamentos subhorizontais, normais e oblíquos com direção preferencial para NW-SE e W-E (Figuras 19A, 19B e 19C). Em algumas porções as falhas possuem preenchimento argiloso. Os estratos com estratificação plano-paralela e laminação cruzada de baixo ângulo da fácies Ap são dominantes nesta associação, contento subordinadamente estratificação cruzada de médio porte (fácies Acz; Figuras 12A e 19D).

Esta associação foi depositada em planícies arenosas extensas, localmente com áreas úmidas, intensamente retrabalhadas por processos eólicos (Wilson, 1971; Mountney, 2006). Os lençóis de areia margeiam campos de dunas, sendo caracterizados pela migração de *wind ripples* (fácies Ap) e dunas eólicas de porte reduzido (fácies Acz) que são constantemente modificadas pelo leito plano (Brookfield, 1977; Kocurek & Havholm, 1993). Intervalos deformados lateralmente contínuos por centenas de quilômetros ocorrem na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba. Pelitos com camadas contorcidas (Figura 14C) e brechadas (Figuras 14D e 14E) (Formação Motuca) e arenitos com falhas/microfalhas sinsedimentares, laminação convoluta e diques de injeção preenchidos por argilitos (Formação Sambaíba) são interpretados como sismitos induzidos por terremotos de alta magnitude (>8 na escala Richter) (Alvarez *et al*, 1998; Rodríguez-Pascua *et al*, 2000; Simms, 2003). A injeção do material argiloso nos planos de falhas ocorreu devido a processos de liquefação desencadeados pelos sismos, relacionados ao enraizamento das falhas a camadas pelíticas basais saturadas em água (Figura 20; Rodríguez-Pascua *et al*, 2000).

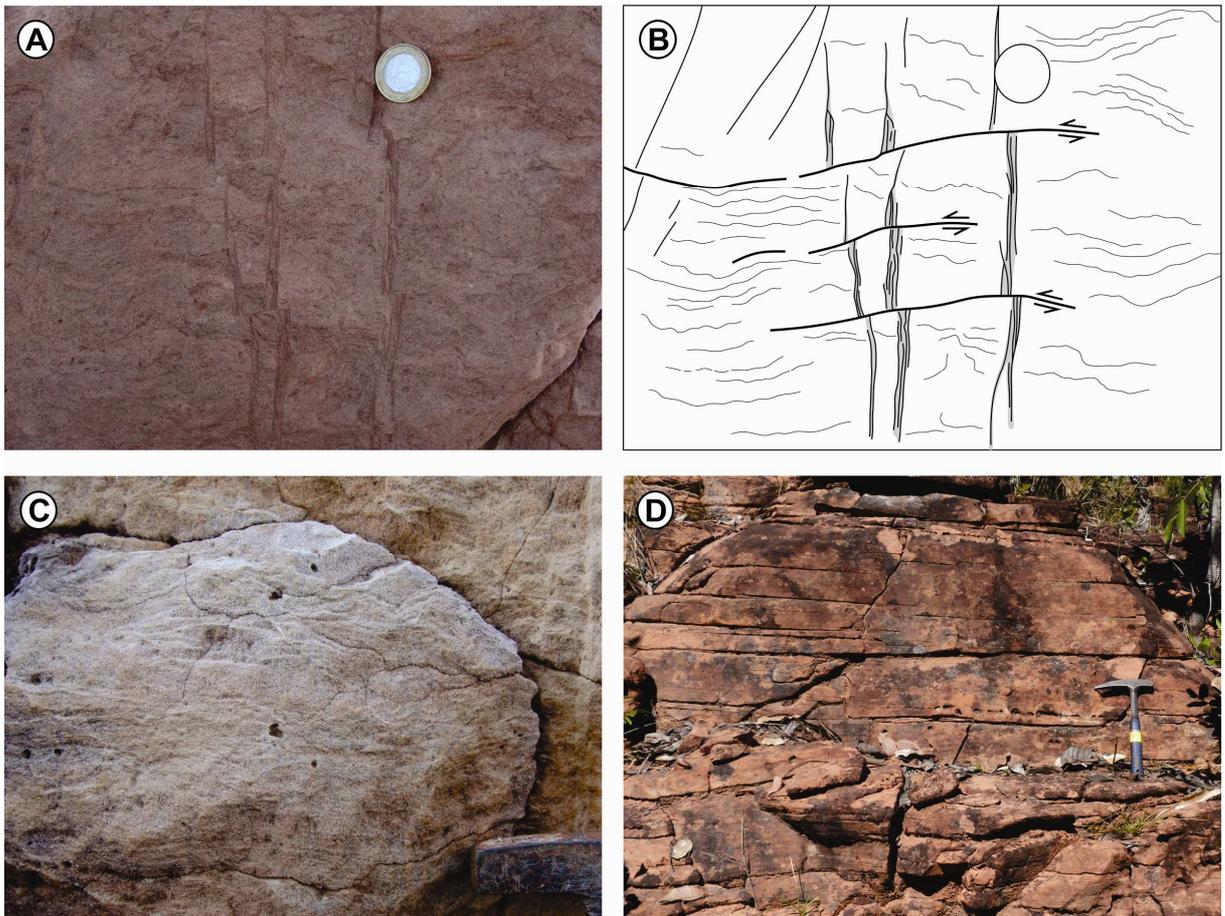


Figura 19 – Estruturas observadas nos arenitos da base da Formação Sambaíba. **A)** e **B)** Arenito com laminação convoluta e microfalhas com deslocamentos subhorizontais, normais e oblíquos de alto ângulo; **C)** Detalhe da laminação convoluta; **D)** Arenito com estratificação plano-paralela.

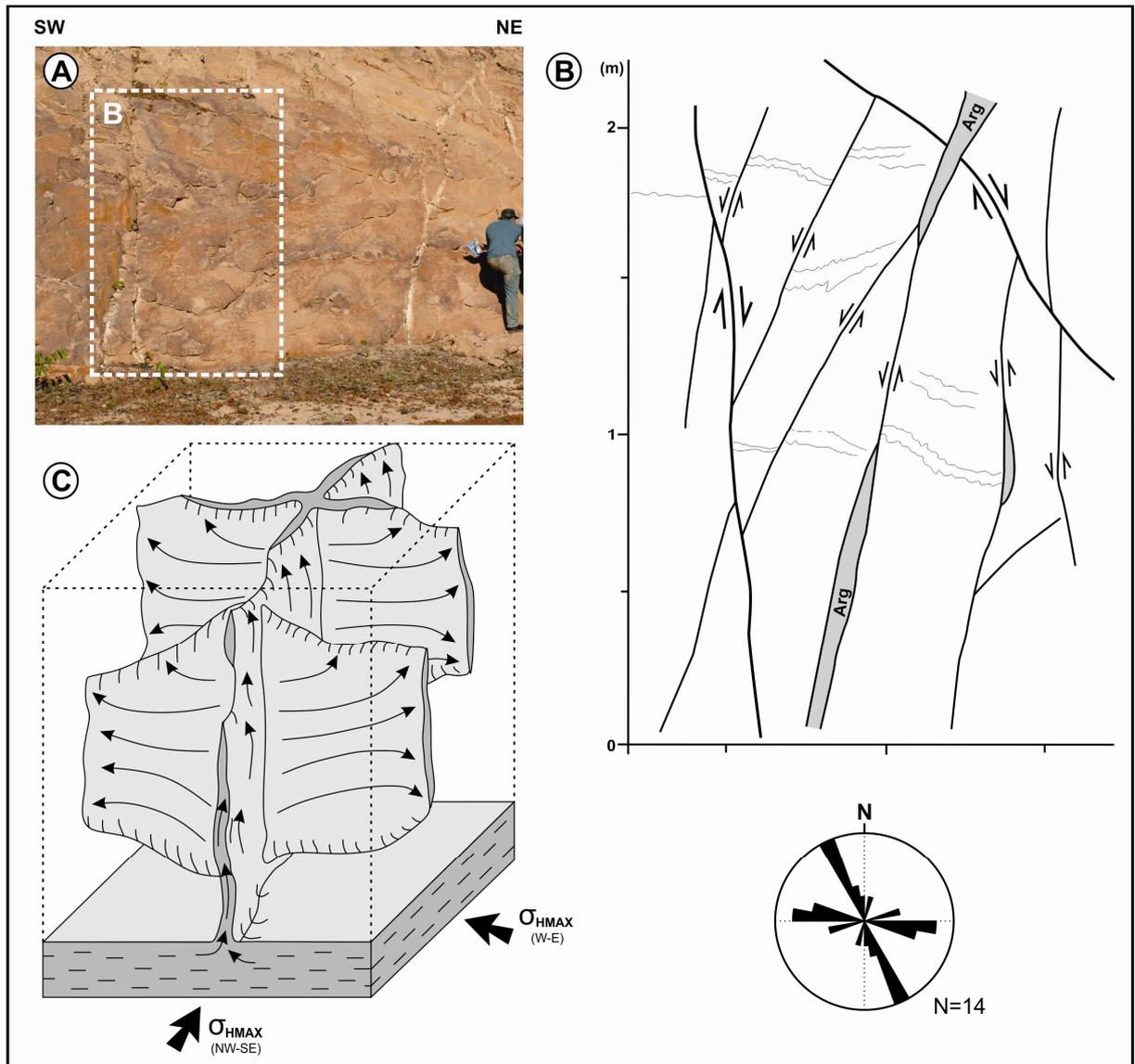


Figura 20 – Deformações rúpteis nos arenitos da base da Formação Sambaíba (Perfil P1'). **A)** Afloramento e **B)** Desenho esquemático mostrando os padrões de falhas/microfalhas nos arenitos; **C)** Modelo ilustrativo da injeção de material argiloso liquefeito (Arg) nos planos de falhas enraizados em camadas pelíticas saturadas em água. Processos de liquefação desencadeados por sismos (Adaptado de Rodríguez-Pascua et al, 2000).

5.3.2 AF4 – Campo de dunas

Os depósitos da AF4 englobam as camadas tabulares de arenitos finos a médios expostos na forma de mesetas ao longo de praticamente toda a área estudada, representando uma sucessão de pelo menos 400m de espessura (Figuras 21A e 21B). São representados principalmente pelas fácies arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Acz) e, subordinadamente, arenito com estratificação plano-paralela (Ap). A fácies Acz é formada por arenitos finos a médios de coloração creme alaranjada com estratificação cruzada de médio a grande porte (Figuras 21C, 21D e 21E). Apresenta grãos bem selecionados, bimodais, bem arredondados com alta esfericidade. Os *sets* possuem espessuras que variam de 0,3 a 16 m, exibindo espessamento ascendente (*coarsening upward*) e migração preferencial para NW-SW. Superfícies de reativação, estruturas de queda de grãos (*grainfall*) e fluxo de grãos (*grainflow*) são observadas. A fácies Ap ocorre de maneira restrita, sendo representada por estratos tabulares e lenticulares dispersos nos depósitos da fácies Acz.

A AF4 é interpretada como parte de um *erg* composto por dunas/draas em zona saturada em areia, com interdunas secas subordinadas (Wilson, 1971; Fryberger *et al.*, 1979). As zonas saturadas são caracterizadas pela cobertura total de areia, proporcionando o sucessivo cavalgamento de dunas/draas e interdunas secas. As dunas eólicas migram a partir de processos trativos (*wind ripples*) e gravitacionais de *grainflow* e *grainfall* responsáveis pelo desmoronamento na face frontal da duna (*slipface*), originando estratos cruzados internos (fácies Acz). Os estratos planos de interdunas originam-se pela migração de *wind ripples* nas depressões entre dunas eólicas ou *draas*, gerando estratos cavalgantes transladantes subcríticos. A pequena expressão destes depósitos de interdunas associada à quantidade de estratos cruzados possibilita classificá-las como interdunas deflacionárias, cujos sedimentos de interdunas são constantemente remobilizados e disponibilizados para a construção de dunas eólicas (Ahlbrandt & Fryberger, 1981).

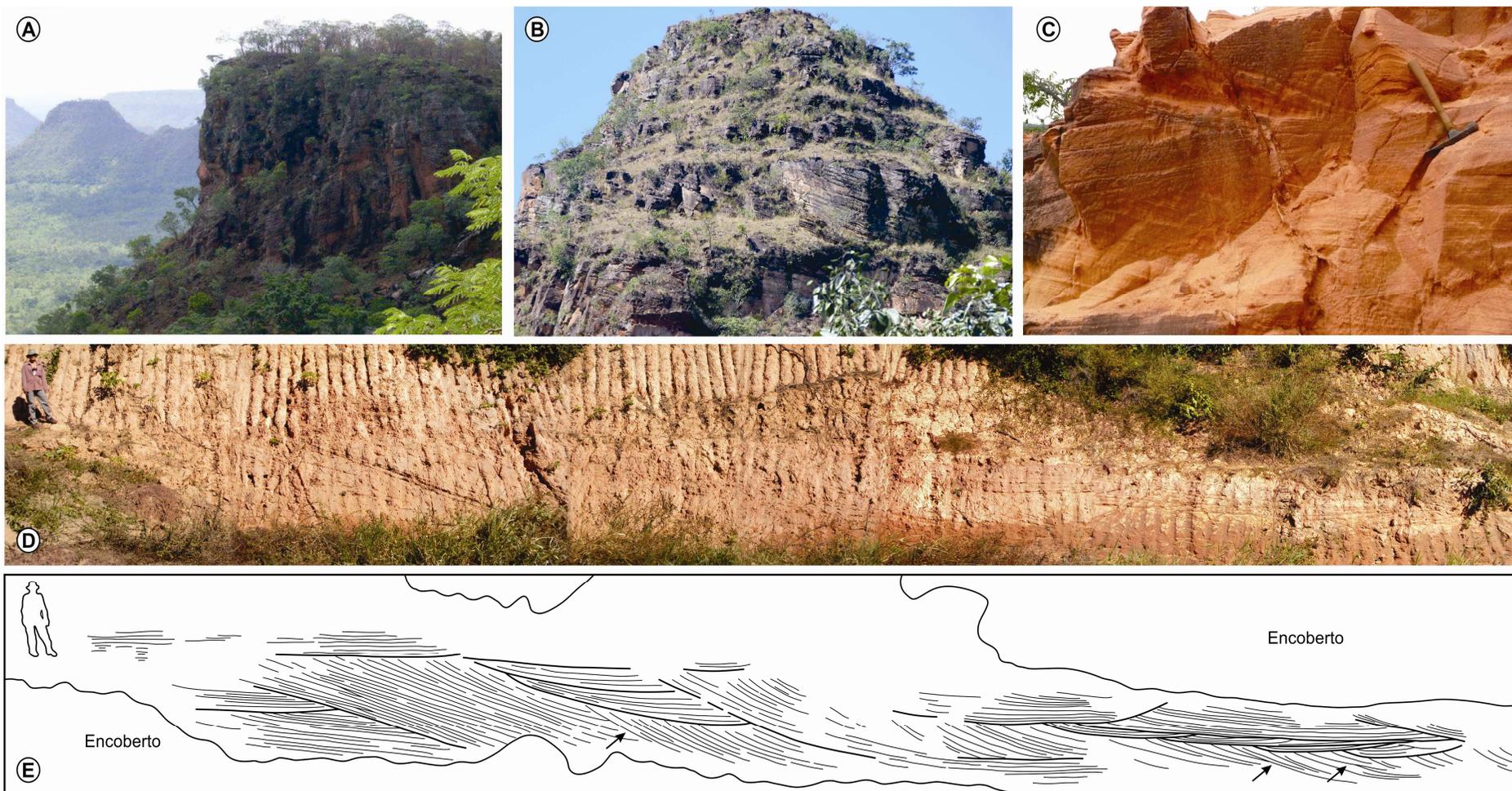


Figura 21 – Aspectos morfológicos e litológicos da Formação Sambaíba. **A)** Camadas tabulares de arenitos da Formação Sambaíba expostos na forma de mesetas na região de Filadélfia (TO); **B)** Detalhe das Mesetas mostrando diversos *sets* de estratificação cruzada de grande porte em sistemas eólicos secos; **C)** Truncamentos dos *sets* de estratificação cruzada; **D)** e **E)** Inúmeros *sets* de estratificação cruzada com superfícies de reativação (setas).

CAPÍTULO 6

6 PETROGRAFIA DOS EVAPORITOS E ARENITOS

6.1 DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS EVAPORITOS

Os evaporitos ocorrem na porção superior da Formação Motuca, região de Filadélfia (TO), formando corpos lenticulares métricos (até 6m de espessura e 100m de comprimento) interestratificados com pelitos laminados vermelhos, classificados como pertencentes a depósitos lacustres rasos/*mudflats* e de *saline pans* em *sabkhas* continentais. Baseando-se nas características morfológicas e texturais dos evaporitos foram subdivididas seis litofácies: Gipso em *swallow-tail*, gipso fibroso/prismático, gipso em mosaico, gipso nodular/micronodular, gipso alabastrino e rosetas de gipso.

6.1.1 Litofácies

6.1.1.1 Gipso em *swallow-tail*

Este tipo de gipso ocorre na forma de finas crostas laminadas lateralmente contínuas, retilíneas a onduladas, com cristais de gipsita prismáticos verticais a quase-verticais e geminação em cauda de andorinha (*swallow-tail twinned*) (Figura 18C). Às vezes, somente uma geminação cresce. Os cristais crescem de tamanho da base para o topo, passando de 0,2 para 1,8 mm de comprimento, formando um mosaico de cristais interligados na porção superior (Figuras 18B e 22A). Crescimento sintaxial de gipsita ocorre em algumas porções (Figura 22A).

6.1.1.2 Gipso fibroso/prismático

Os cristais de gipso fibroso ocorrem de duas maneiras distintas: em associação com o gipso em *swallow-tail*, formando cristais orientados verticalmente (Gf1); e no preenchimento de fraturas (*satinspar*) (Figura 22B), podendo ocorrer isoladamente ou desenvolvendo um arcabouço entrelaçado (Gf2). Normalmente são observadas regiões com predominância de gipso fibroso/prismático (Gf1), contendo abundantes relíquias e/ou fantasmas de gipso em *swallow-tail*. O preenchimento das fraturas é marcado pela diminuição do tamanho dos cristais (Figura 22C) da borda (2,0 mm) para o centro (0,1 – 0,5 mm), ocorrendo carbonato nos planos da fratura (Figura 22D e 22E).

6.1.1.3 Gipso em mosaico

Este evaporito ocorre como um mosaico de cristais interligados, com cristais médios de 0,2 mm de comprimento, exibindo contatos irregulares e suturados (Figuras 23A e 23B). Normalmente encontram-se sobrepondo o gipso em *swallow-tail* e fibroso/prismático (passagem gradual), podendo ser limitados no topo por lentes de *dolomudstones* e gipsarenitos. São observadas inclusões de carbonato e relíquias de anidrita.

6.1.1.4 Gipso nodular/micronodular

É formado por nódulos/micronódulos irregulares, variando de 0,4 a 7,0 cm de tamanho, limitados parcialmente ou completamente por pelito (Figura 23C) e/ou gipso fibroso (Figura 23D). Internamente os nódulos são policristalinos e apresentam relíquias de anidrita. O intercrescimento entre nódulos lateralmente adjacentes pode originar formas euédricas monoclinicas no limite entre nódulos (Figuras 23E e 23F).

6.1.1.5 Gipso alabastrino

Este tipo de gipso ocorre em cristais micrométricos (~ 50 μm) límpidos apresentando, raramente, inclusões de carbonatos (Figuras 22B e 24A). O limite entre os cristais vão desde mal definidos a granoblásticos equidimensionais (Figura 24B). Pode apresentar níveis contínuos de maior granulação (Figura 24C).

6.1.1.6 Rosetas de gipso

As rosetas de gipso ocorrem dispersas praticamente em todas as litofácies evaporíticas (Figura 24D) e são constituídas por gipso porfiroblástico (Figura 24E) contendo abundantes relíquias orientadas de anidrita microcristalina *lath-like* (Figura 24F). Possuem diâmetros que variam de 0,2 cm a 1,0 cm, internamente formados por cristais de 1 a 3,2 mm, subédricos a anédricos, podendo apresentar padrão radial.

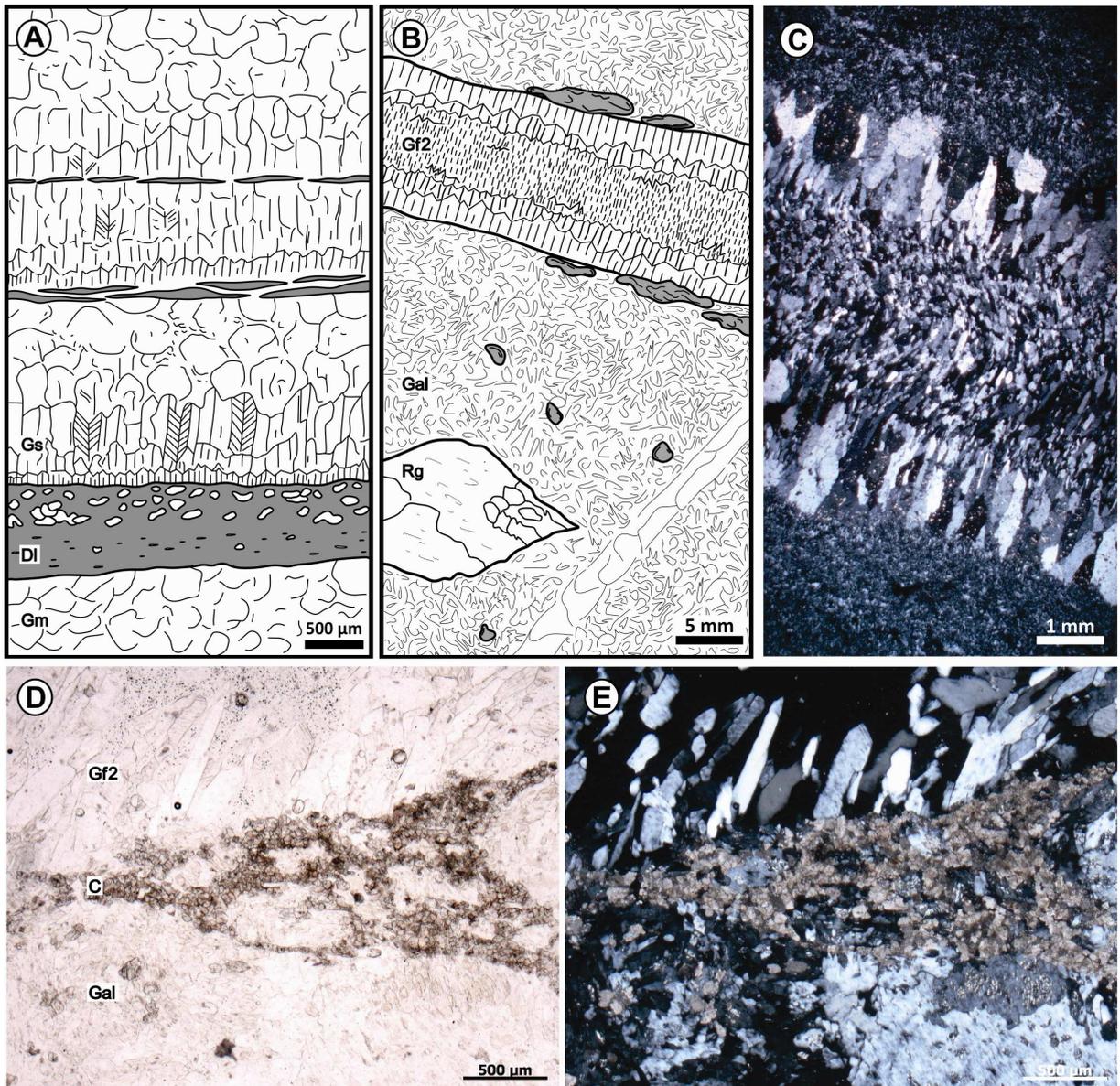


Figura 22 – Características petrográficas dos evaporitos da Formação Motuca. **A)** Desenho esquemático mostrando a passagem gradual entre gipso em *swallow-tail* (Gs), gipso em mosaico (Gm) e *dolomudstone* (DI); **B)** Relação entre gipso alabastrino (Gal), gipso fibroso (Gf2), roseta de gipso (Rg) e carbonatos (cinza); **C)** Gipso fibroso secundário com diminuição do tamanho dos cristais da borda para o centro da fratura; **D)** e **E)** Carbonato concentrado no limite entre gipso alabastrino (Gal) e gipso fibroso (Gf2).

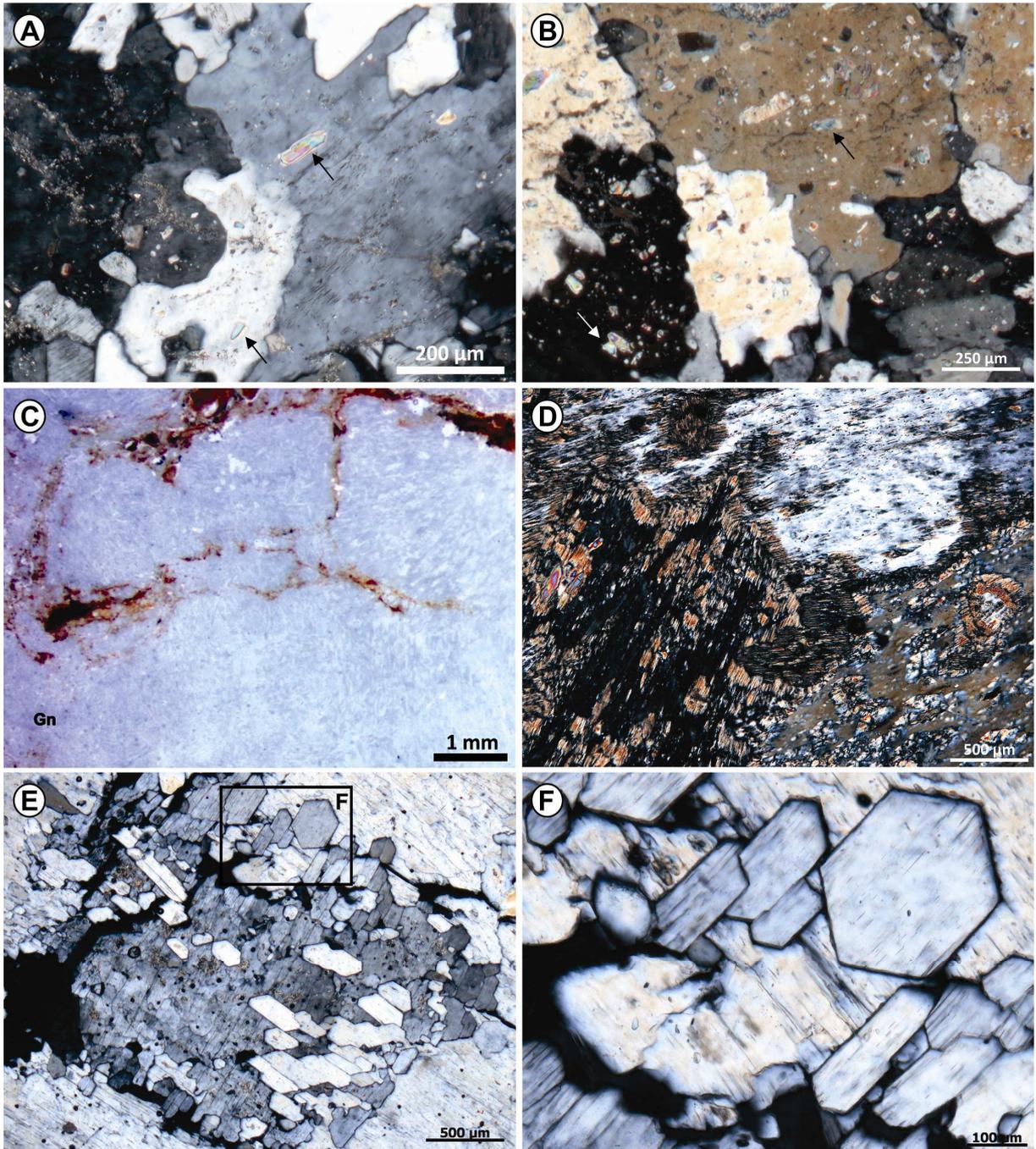


Figura 23 – Características petrográficas dos evaporitos da Formação Motuca. **A)** e **B)** Gipso em mosaico exibindo contatos irregulares a suturados e relíquias de anidrita (seta preta); **C)** Gipso nodular/micronodular (Gn) limitado por pelito avermelhado; **D)** Gipso nodular/micronodular limitado e parcialmente substituído por gipso fibroso; **E)** Intercrescimento entre nódulos lateralmente adjacentes originando formas euédricas; e **F)** Detalhe de formas monoclinicas e hexagonal nos intercrescimentos.

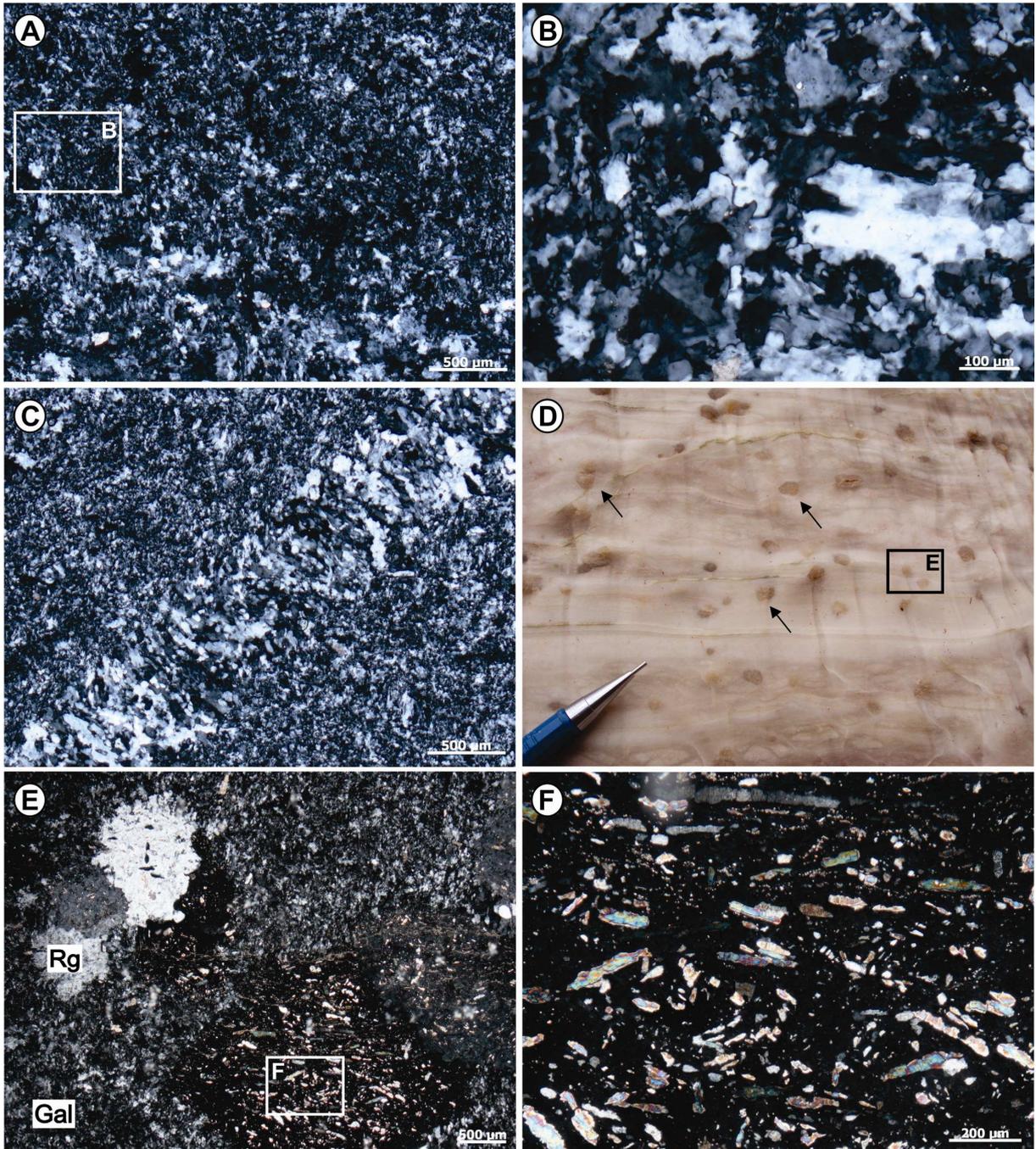


Figura 24 – Características petrográficas dos evaporitos da Formação Motuca. **A)** Gipso alabastrino (Gal) finamente cristalino; **B)** Detalhe exibindo limite entre cristais mal definidos a granoblásticos equidimensionais; **C)** Nível contínuo de gipso alabastrino com maior granulação; **D)** Rosetas de gipso em afloramento (setas); **E)** Detalhe das rosetas de gipso (Rg) com textura porfiroblástica; e **F)** Relíquias orientadas de anidrita microcristalina *lath-like*,

6.1.2 Paragênese

As características morfológicas e texturais identificadas nos evaporitos, juntamente com a combinação das fácies/litofácies, sugerem processos de formação primários e secundários (Figura 25). Os evaporitos primários são representados principalmente pelo gipso em *swallow-tail*, gipso nodular/micronodular e gipsarenitos (seção 5.2.2; os gipsarenitos não foram analisados petrograficamente). Os cristais de gipso são precipitados em lagos salinos rasos formando finas crostas (*grass-like crusts*) ou, com o tempo, laminais sobrepostas de cristais quase-verticais, alongados e geralmente geminados em *swallow-tail* (Kendall & Harwood, 1996). Os cristais aumentam de tamanho e passam gradativamente para gipso micronodular (Figura 22A), desenvolvido pelo crescimento displacivo em condições bastante rasas e/ou na zona freática capilar, implicando em períodos de rebaixamento do nível da salmoura e eventuais exposições subaéreas (Warren, 2006). Estes evaporitos estavam propensos a processos de alteração precoce (eodiagênese), que provavelmente, possibilitou a formação de gipso fibroso/prismático e gipso em mosaico substituindo os mesmos. As abundantes relíquias e/ou fantasmas de geminação em *swallow-tail* no gipso fibroso/prismático, juntamente com sua associação com mosaicos de cristais interligados, sugere influência da superfície deposicional (Schreiber & El Tabakh, 2000; Paz & Rossetti, 2006). O gipso em mosaico pode ter sido formado a partir do gipso micronodular, ou por partículas eventualmente cobertas por cimento e convertidas em mosaicos (Kendall & Harwood, 1996).

Durante inundações ocorre à dissolução dos cristais próximos da superfície, e posteriormente, deposição/precipitação de *dolomudstones* que representam superfícies de dissolução, a partir do qual o gipso em *swallow-tail* cresce (Figura 26). Quando as lentes de *dolomudstone* são bastante delgadas (<50µm), pode ocorrer à continuidade cristalográfica dos cristais de gipso inferiores (crescimento sintaxial) englobando as lentes poiquilotopicamente (Warren, 1985) (Figuras 22A e 26).

As abundantes inclusões e relíquias de anidrita microcristalina *lath-like* nos gipsos, sugerem um período de desidratação da gipsita durante a mesodiagênese (anidritização) e posterior rehidratação da anidrita na telodiagênese (Kasprzyk, 2003; Warren, 2006). A partir deste processo são resultantes três litofácies: gipso alabastrino, rosetas de gipso (porfiroblástico) e gipso fibroso (*satinspar*). O gipso alabastrino é formado na zona de maior atividade de fluxo freático, originando cristais límpidos finamente cristalinos. As rosetas de gipso, juntamente com o preenchimento de veios e fraturas por gipso fibroso *satinspar*,

marcam a fase final de formação dos evaporitos, originadas pela ação de águas intraestratais e/ou águas superficiais durante o intemperismo (Holliday, 1970; Warren, 2006). A percolação de fluidos subsaturados em sulfatos (água freática) nas fraturas dissolve parcialmente a gipsita e/ou anidrita, liberando Ca^{2+} e SO_4^{2-} . Devido o cálcio apresentar maior afinidade com o CO_3^{2-} , ocorre à precipitação inicial de carbonato nas bordas das fraturas, seguida pela precipitação de gipso fibroso *satinspar* (Cañaveras *et al*, 1996) (Figura 22B, 22D e 22E).

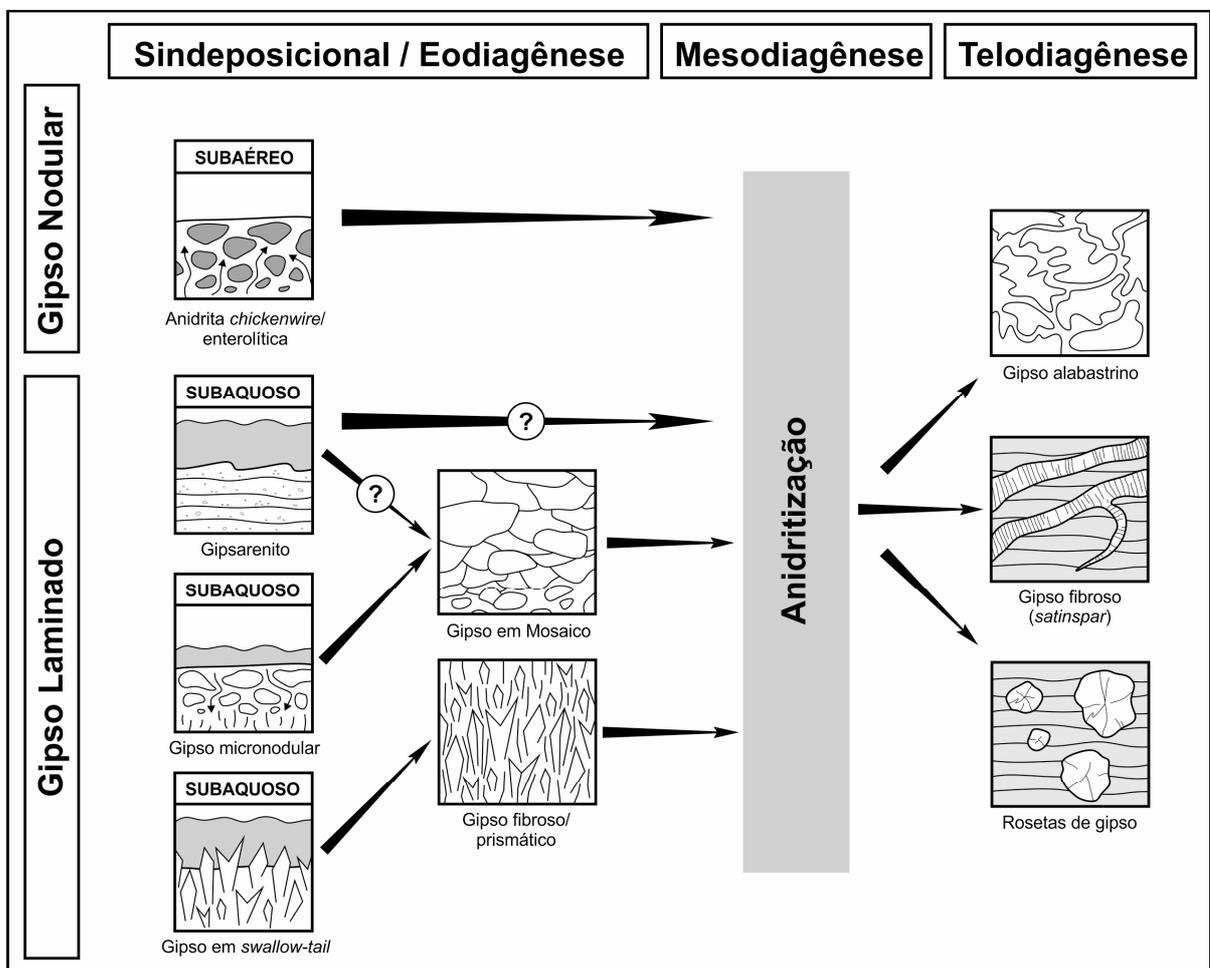


Figura 25 – Sequência de eventos diagenéticos dos evaporitos da Formação Motuca.

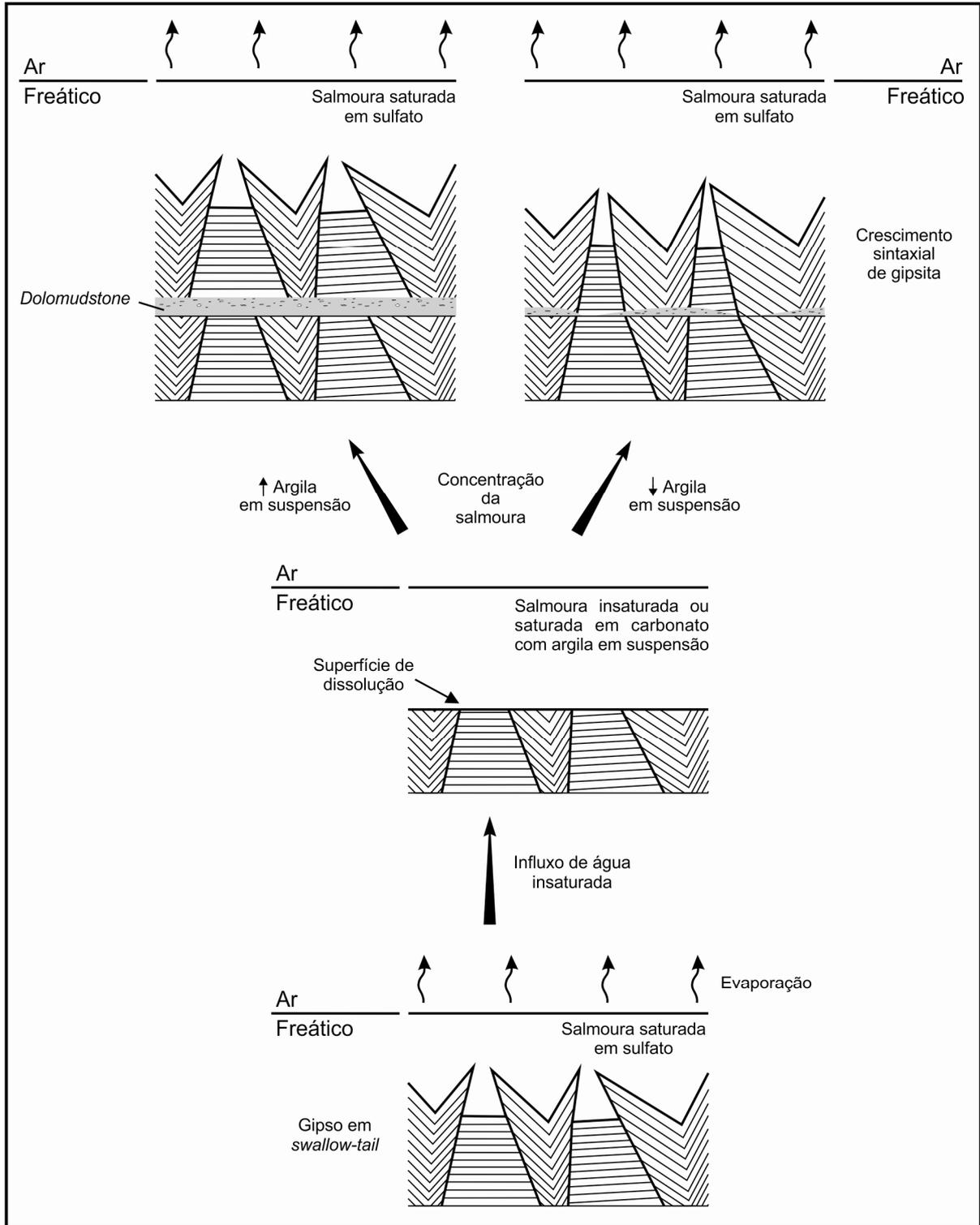


Figura 26 – Deposição de lama carbonática (*dolomudstone*) em evaporitos primários, com destaque para geração de superfícies de dissolução e crescimento sintaxial de gipsita (adaptado de Warren, 2006).

6.2 DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS

Os arenitos da zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, descritos nas regiões de Riachão (MA) e Loreto (MA), são classificados como subarcóseos e quartzarenitos segundo a classificação de Folk (1968) (Figura 27). A análise petrográfica concentrou-se em quatro fácies: Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg) da AF1 (Lacustre raso / Mudflat); arenito com laminação convoluta, falhas e microfalhas (Ac) e arenito com estratificação plano-paralela (Ap) da AF3 (Lençol de areia); e arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Acz) da AF4 (Campo de dunas).

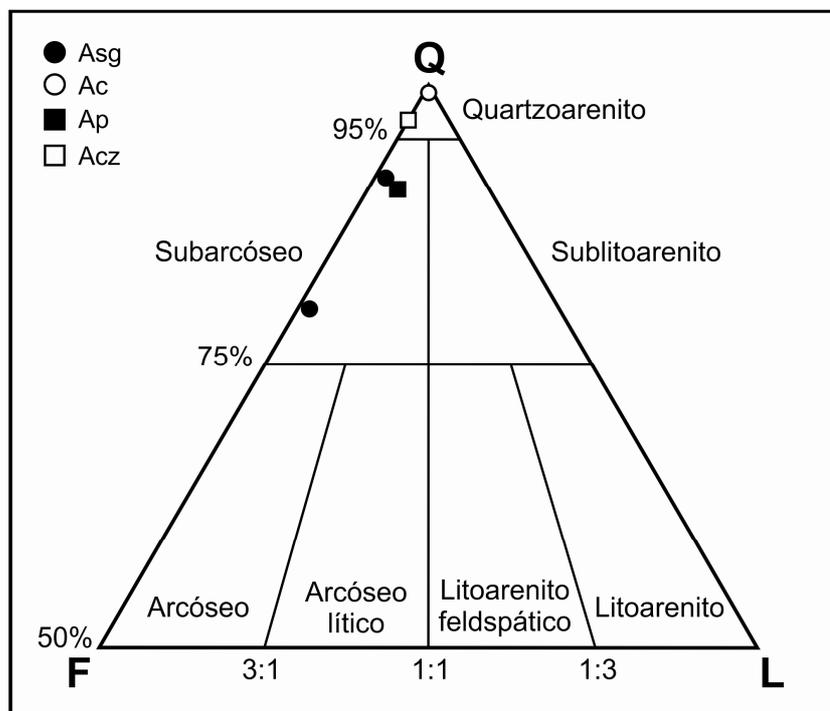


Figura 27 – Diagrama triangular de Folk (1968) com a classificação das amostras de quatro fácies descritas nas regiões de Riachão (MA) e Loreto (MA).

Em geral, os arenitos apresentam granulometria variando de areia muito fina (0,07 mm) a areia grossa (0,68 mm), com predomínio da fração areia média (0,40 mm). Os grãos são arredondados a bem arredondados, bimodais (Acz), muito bem selecionados com alta esfericidade. Na fácies Asg os arenitos possuem arcabouço normal com índice de empacotamento médio de 42%, ausência de porosidade e elevada proporção de cimento (>52%) (Figuras 28A e 28B), enquanto que as fácies Ac, Ap e Acz têm arcabouço fechado (índice médio de 74%), porosidade média de 10% e baixa quantidade de cimento (3%, com exceção da fácies Ac – 23%) (Figuras 28C e 28D). Os contatos entre os grãos são

dominantemente pontuais, retos e côncavo-convexos (média de 25, 16 e 17 contatos a cada 100 grãos analisados, respectivamente), ocorrendo raramente contatos suturados.

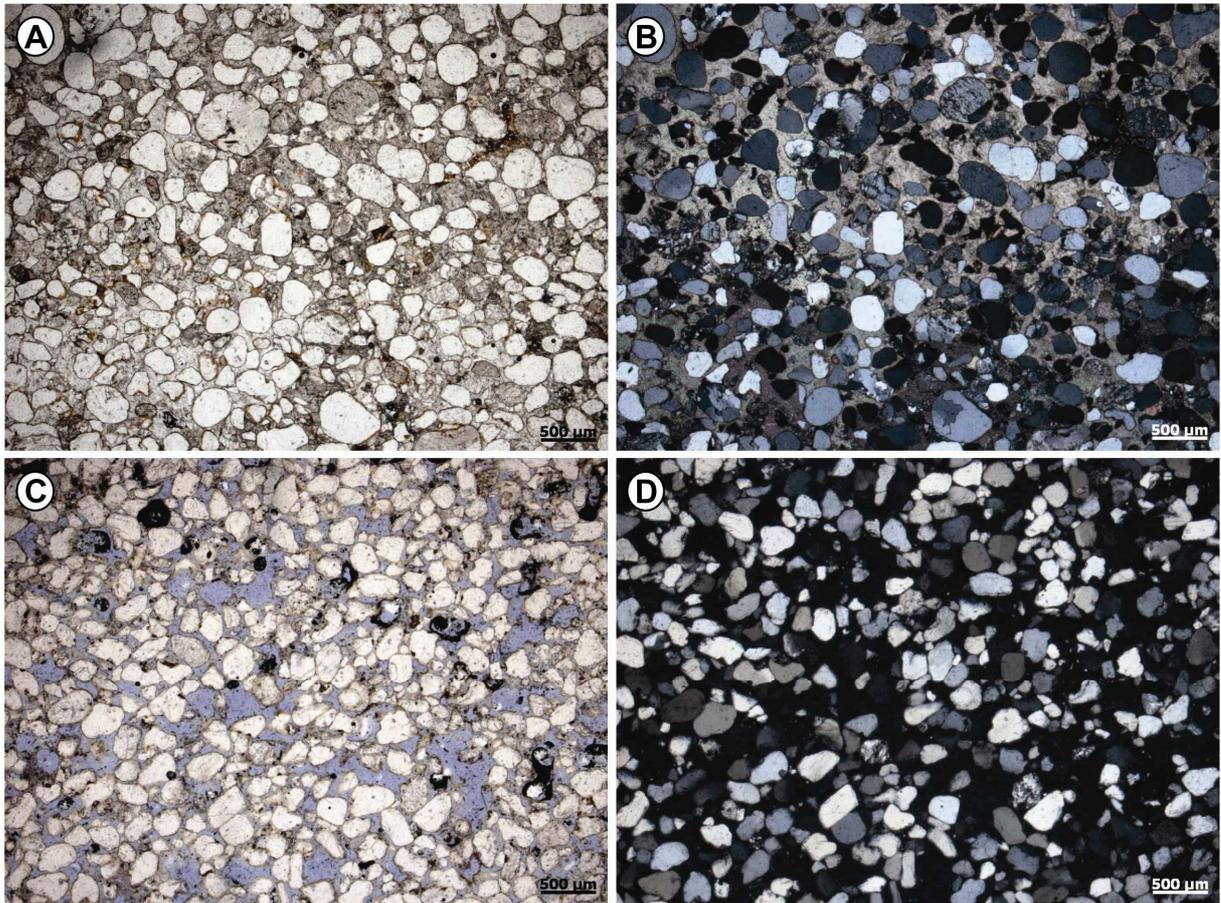


Figura 28 – Características petrográficas dos arenitos das fácies Asg e Acz. A) e B) Arenito da fácies Asg apresentando grãos bem selecionados com alta esfericidade, arcabouço normal e cimento de calcita poiquilotópica; C) e D) Arenito da fácies Acz apresentando grãos bimodais bem selecionados, arcabouço fechado e porosidade em azul (A e C com N//; B e D com NX).

6.2.1 Composição detrítica

Os arenitos da zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba são subarcóseos (Asg e Ap) e quartzarenitos (Ac e Acz). Em ambos, os grãos de quartzo monocristalino são dominantes (média de 92%), podendo apresentar extinção ondulante, abrupta e, raramente, radial (calcedônia) (Figuras 29A e 29C). Quartzo policristalino ocorre subordinadamente com média de 7% do teor modal (Figura 29B). Os grãos são subarredondados a bem arredondados com média a alta esfericidade, não possuindo orientação. Como modificador do grau de arredondamento, observa-se sobrecrecimento sintaxial de quartzo (Figura 29C) e corrosão por cimento carbonático (Figura 29D).

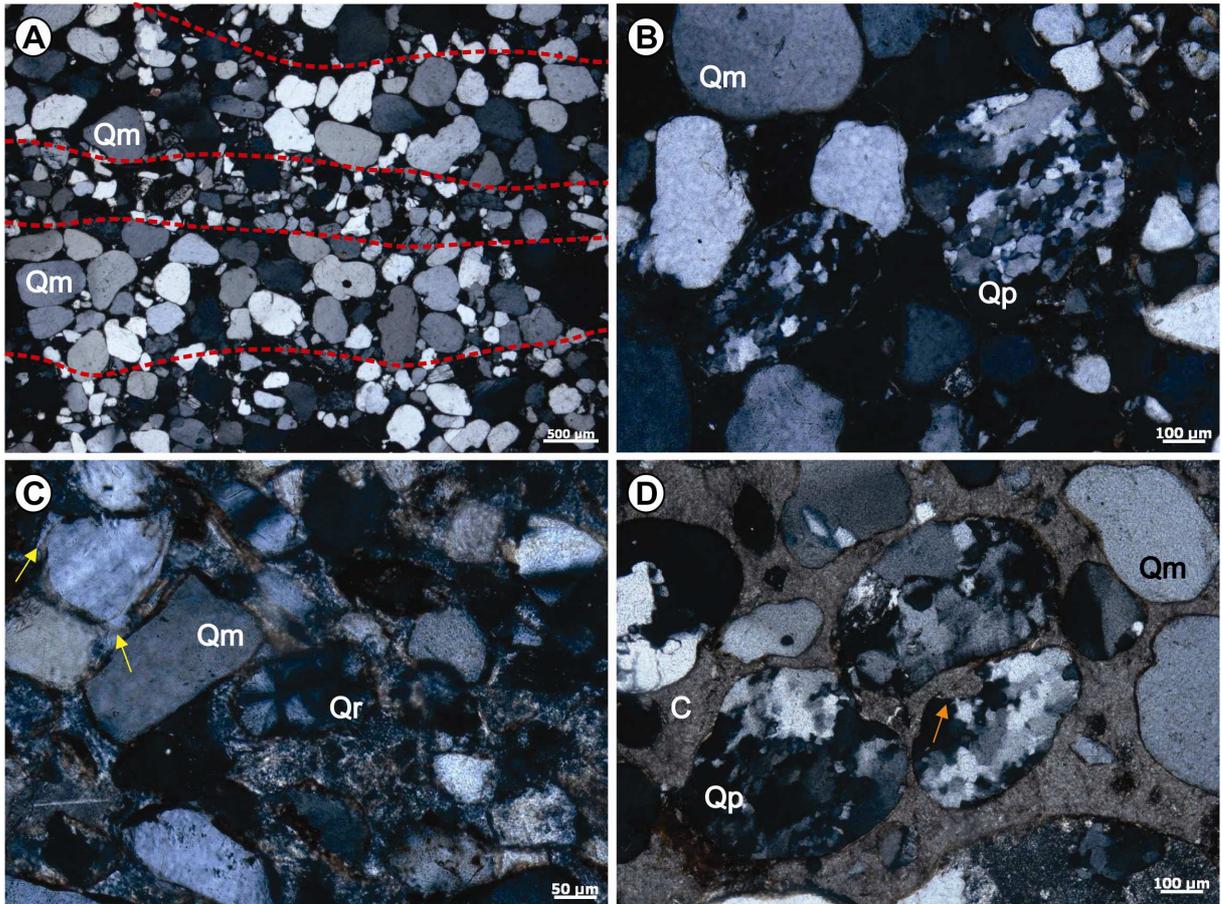


Figura 29 – Quartzo detrítico e constituintes diagenéticos. **A)** Arenito fino a médio, laminado, composto predominantemente por quartzo monocristalino (Qm); **B)** Grãos de quartzo monocristalino (Qm) e policristalino (Qp); **C)** Quartzo monocristalino com crescimento sintaxial (setas amarelas) e grãos de quartzo com extinção radial (grão de calcedônia - Qr); e **D)** Arenito cimentado por calcita poiquilotópica (C) e corrosão de grão (seta laranja) (Imagens retiradas com NX).

O feldspato ocupa em média 7% da composição detrítica e é representado predominantemente por ortoclásio, e em menor proporção, plagioclásio e microclina. O ortoclásio é caracterizado pela presença de textura pertítica (Figura 30A), micropertítica e intercrescimento mirmequítico (Figura 30B). O plagioclásio mostra maclamento polissintético (Figura 30C), enquanto que a microclina maclamento xadrez (Figura 30D). Estas propriedades podem ser mascaradas por processos de sericitização e alteração para argilominerais, além da substituição parcial (Figura 30E) ou completa por cimento de calcita (Figura 30F).

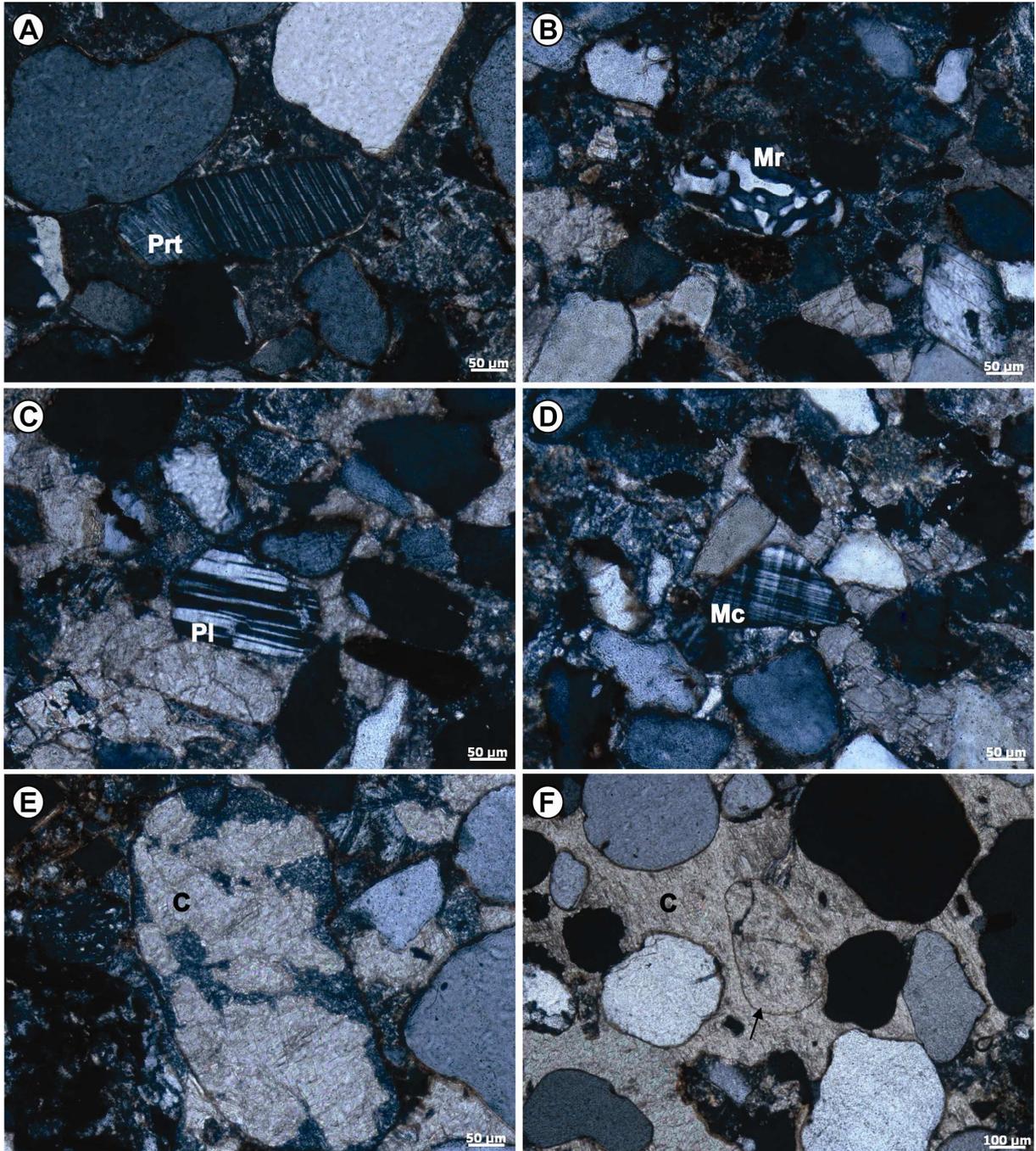


Figura 30 – Feldspatos detríticos e constituintes diagenéticos. **A)** Grão de ortoclásio exibindo textura pertítica (Prt); **B)** Grão de feldspato com intercrescimento mirmequítico (Mr); **C)** Maclamento polissintético em grão de plagioclásio (Pl); **D)** Microclina apresentando maclamento xadrez (Mc); **E)** Grão de feldspato parcialmente substituído por cimento de calcita (C); e **F)** Grão de feldspato totalmente substituído por calcita (seta). Notar que apenas a película de óxido de ferro que cobria o grão permaneceu (Imagens retiradas com NX).

Os fragmentos de rochas incluem tipos ígneos plutônicos, sedimentares e metamórficos, não ultrapassando 2% modal dos arenitos. Fragmentos ígneos plutônicos são comuns nas fácies Asg e Ap, sendo formados por grãos contendo cristais de quartzo e feldspatos subédricos (Figura 31A). Os fragmentos de rochas metamórficas são formados

principalmente por quartzo estirado com micas brancas orientadas (Figura 31B). Raramente são observados fragmentos de siltitos.

Os minerais acessórios são representados pela muscovita (Figura 31C), biotita (Figura 31D), zircão, turmalina e minerais opacos (p.e., ilmenita e magnetita), que perfazem menos de 1% da rocha (Figuras 31E e 31F).

6.2.2 Matriz

A matriz detrítica ocorre predominantemente nas fácies Ac e Al (20 a 23% do teor modal), apresentando-se como níveis contínuos de argila preenchendo os espaços intersticiais dos arenitos e como finas cutículas (*coatings*) envolvendo tangencialmente os grãos. Baseando-se em De Ros & De Césaro (1986), três processos podem ser responsáveis pela geração desta matriz: deposição simultânea, fluxo fluidificado e infiltração mecânica. A deposição simultânea pode ser representada por níveis horizontais a subhorizontais de matriz suportando os grãos, estando relacionada à fácies Al (Figuras 32A e 32B). Os níveis de matriz deformados e oblíquos associados à microfalhas e convoluções da fácies Ac (Figura 32C), provavelmente tiveram a contribuição de fluxo fluidificado. A infiltração mecânica é reconhecida pela ocorrência de cutículas envolvendo os grãos, além de meniscos e pontes lamelares interligando um grão a outro (Figura 32D).

Segundo Moraes e De Ros (1992), estas texturas podem ser originadas em zonas vadosas de ambientes áridos a semiaridos, cujos lençóis freáticos são mais profundos, favorecendo a penetração de águas com material argiloso em suspensão. Concordando assim, com a interpretação de planícies arenosas extensas (Lençol de areia - AF3) influenciadas por processos eólicos em interação com áreas úmidas.

A análise por MEV permitiu a identificação de micropartículas de composição metálica (brilho elevado; número atômico alto) imersas na matriz pelítica de cor acinzentada (alumino-silicatada) da fácies Ac (Figuras 32E e 32F). As análises por EDS nesses pontos (Figura 32F) revelaram a presença de Cr, provavelmente como único constituinte metálico dessas partículas, já que os outros elementos detectados (Si, Al, K, Mg e O) devem estar associados a matriz pelítica. Isso ocorre em função do tamanho do *spot* do feixe eletrônico, que é maior que o diâmetro das micropartículas. Ferro também foi detectado podendo fazer parte da liga metálica com Cr, no entanto é mais provável sua relação como cimento.

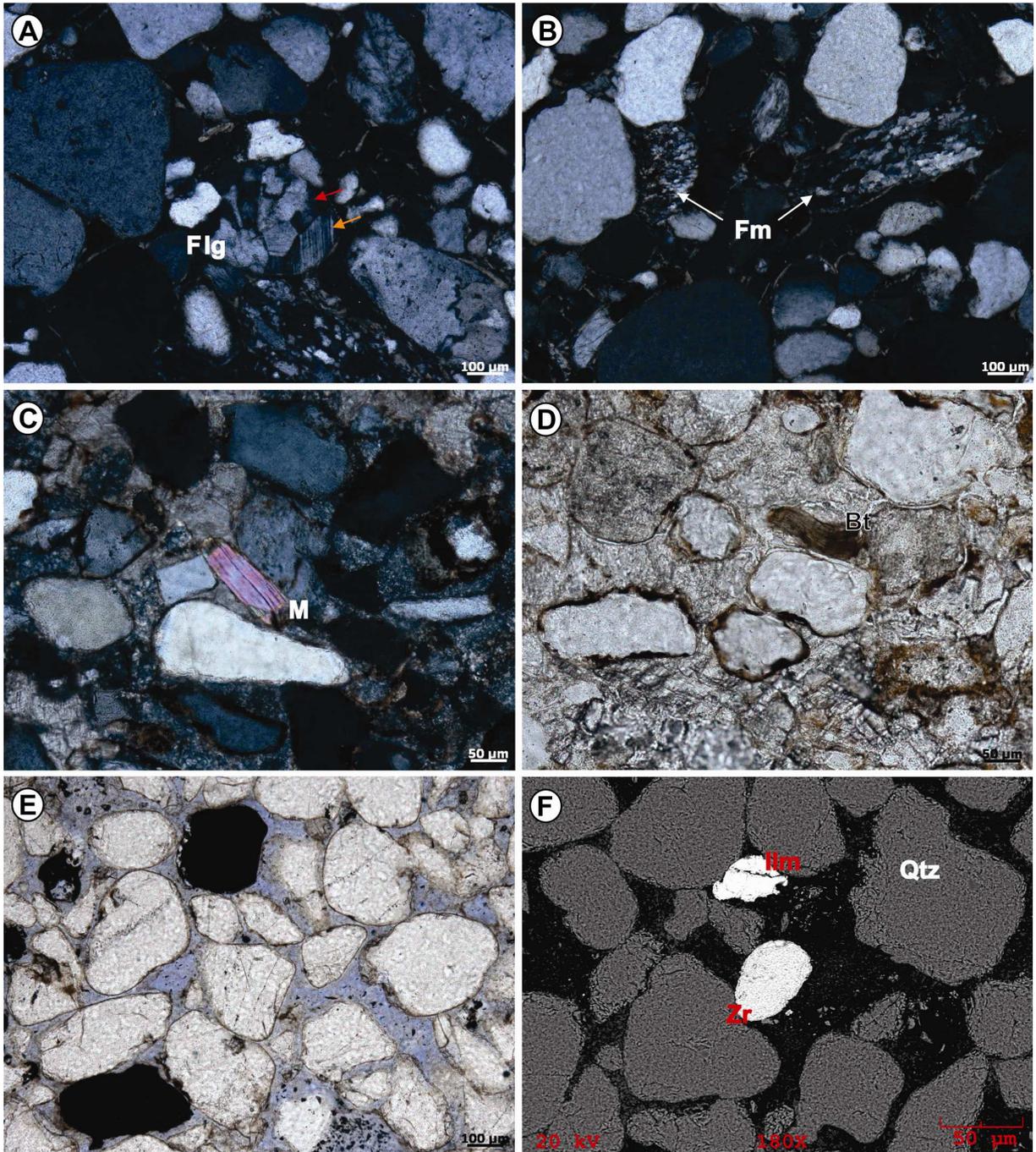


Figura 31 – Fragmentos de rochas e minerais acessórios. **A)** Fragmento ígnea plutônico (Flg) contendo cristais de quartzo (seta vermelha) e feldspatos (seta laranja) subédricos; **B)** Fragmentos de rocha metamórfica (Fm) formado por quartzo estirado e micas orientadas; **C)** Muscovita (M) de hábito lamelar e alta cor de interferência; **D)** Biotita contorcida (Bt); **E)** Grãos de minerais opacos arredondado a subarredondado; e **F)** Grãos de ilmenita (Ilm) e zircão (Zr) (A, B e C com NX; B, D e E com N//; F por elétrons retroespalhados obtidas em MEV).

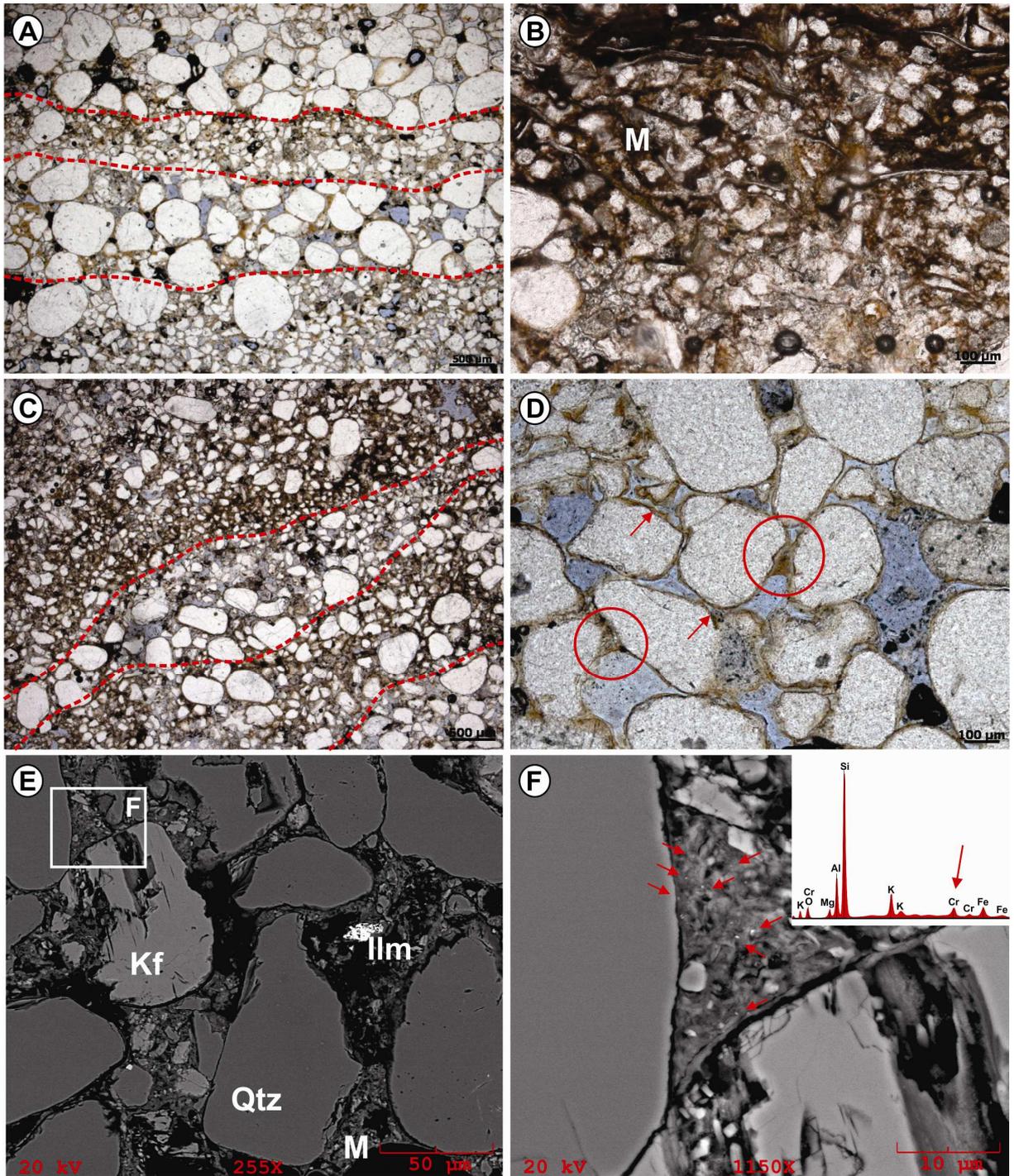


Figura 32 – Matriz deposicional. **A)** Níveis contínuos de argila preenchendo os espaços intersticiais dos arenitos da fácies Al; **B)** Detalhe de matriz (M) suportando os grãos; **C)** Níveis deformados dos arenitos da fácies Ac; **D)** Cutículas (setas) e meniscos (circulo vermelho); **E)** Matriz deposicional (M) envolvendo grãos de quartzo (Qtz), feldspato potássico (Kf) e ilmenita (Ilm); e **F)** Micropartículas de composição metálica (Cr) (setas) disseminadas na matriz (A, B, C e D com N//; E e F por elétrons retroespalhados obtidas em MEV).

6.2.3 Cimento e porosidade

Os tipos de cimentos encontrados nos arenitos foram: calcita, óxido/hidróxido de Fe e quartzo. O cimento de calcita ocorre exclusivamente na fácies Asg, com proporção modal variando de 52 a 55%. Normalmente, forma cristais poiquilótópicos (Figura 33A) que podem corroer grãos de quartzo (Figura 29D) e substituir parcialmente ou completamente os feldspatos (Figuras 30E e 30F). Esta dissolução de grãos ocorre devido a solubilidade da calcita diminuir e a do quartzo e feldspato aumentarem com o acréscimo da temperatura durante o soterramento.

Em todas as fácies o cimento de óxido/hidróxido de Fe envolve os grãos, formando uma fina película (Figura 33B). O cimento de quartzo ocorre de duas maneiras distintas: na forma de microquartzo (média de 8% na fácies Asg e menos de 1% nas demais fácies) (Figura 33C) e crescimento sintaxial de sílica (<1%) (Figura 29C). As películas de óxido/hidróxido de Fe sobre os grãos de quartzo podem ter impedido a cimentação por quartzo durante o soterramento.

Devido à forte cimentação na fácies Asg, a porosidade é nula. Enquanto que nas fácies Ac, Ap e Acz, ocupa uma proporção modal de 11, 10 e 9%, respectivamente. Os poros são principalmente intergranulares (primários e secundários), e com menor expressão, intragranulares (Figura 33D). Os poros primários exibem o formato côncavo-triangular, sem modificadores diagenéticos (pe., dissolução e/ou cimentação). Enquanto que os poros secundários são representados pela presença de algum cimento (redução do espaço poroso) ou envolvendo grãos corroídos (aumento do espaço poroso). A corrosão de grãos pode gerar poros móldicos (Figura 33E), agigantados (Figura 33F) e intragranulares.

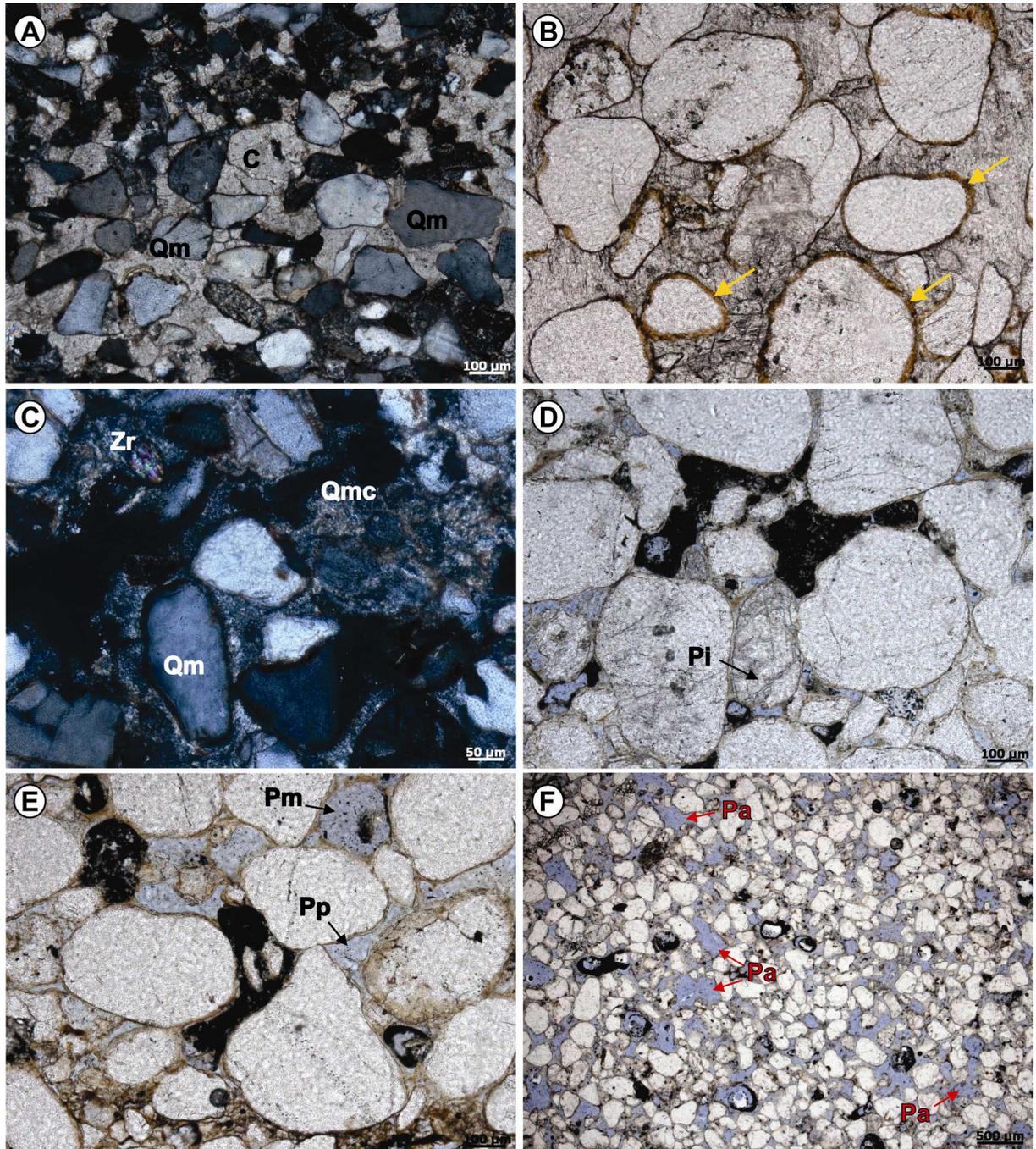


Figura 33 – Cimento e porosidade. **A**) Cimento de calcita poiquilotópica (C) englobando grãos de quartzo monocristalino (Qm); **B**) Películas de óxido/hidróxido de Fe (setas amarelas) envolvendo os grãos; **C**) Cimento de quartzo microcristalino (Qmc), juntamente com grãos de quartzo monocristalino (Qm) e zircão (Zr); **D**) Poros intragranulares (Pi) em fraturas e planos de clivagem de grãos de feldspato; **E**) Poro móldico (Pm) e poro côncavo-triangular primário (Pp); e **F**) Poros agigantados (Pa) (A e C com NX; B, D, E e F com N//).

CAPÍTULO 7

7 MINERALOGIA E GEOQUÍMICA

7.1 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

As análises por difração de raios-x (DRX) permitiram a caracterização dos principais minerais/argilominerais que ocorrem nos perfis estudados, com destaque para os perfis P1 e P5, que representam o contato entre as formações Motuca e Sambaíba (Figura 34).

Na Formação Motuca, as análises indicaram predomínio de quartzo, calcita e K-feldspato, e menor proporção de esmectita e illita. Enquanto que na Formação Sambaíba foi identificado quartzo dominante, além de K-feldspato, e traços de caulinita. O quartzo e o feldspato são constituintes detríticos e sua proporção aumenta para os depósitos eólicos da Formação Sambaíba (Figura 34A). A calcita é de origem diagenética (cimento) e está confinada aos arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (fácies A_{sg}) da Formação Motuca. A esmectita e a illita são argilominerais pertencentes à matriz deposicional, e a caulinita é provavelmente secundária, proveniente do intemperismo do K-feldspato como evidenciado no perfil P5 (Figura 34B).

O estudo dos argilominerais mostrou o domínio da esmectita nos pelitos da Formação Motuca, representado pelo pico mais intenso de 15Å (d_{001}) e menos intenso de 5Å (d_{003}) na lâmina seca ao ar. Quando saturada em etilenoglicol, o pico d_{001} desloca (expande) para 17Å e com o aquecimento a 550°C, colapsa para 10Å (Figura 35A). A illita ocorre subordinadamente e é caracterizada pelo pico principal de 10Å (d_{001}) sem alteração após a leitura normal (seca ao ar), glicolada e aquecida a 550°C (Figura 35A). A caulinita ocorre nos arenitos da Formação Sambaíba, sendo representada pelos picos principais de 7Å (d_{001}) e 3.58Å (d_{002}) nas leituras da lâmina seca ao ar e glicolada. Ao ser aquecida a 550°C, sua estrutura é totalmente destruída (Figura 35B).

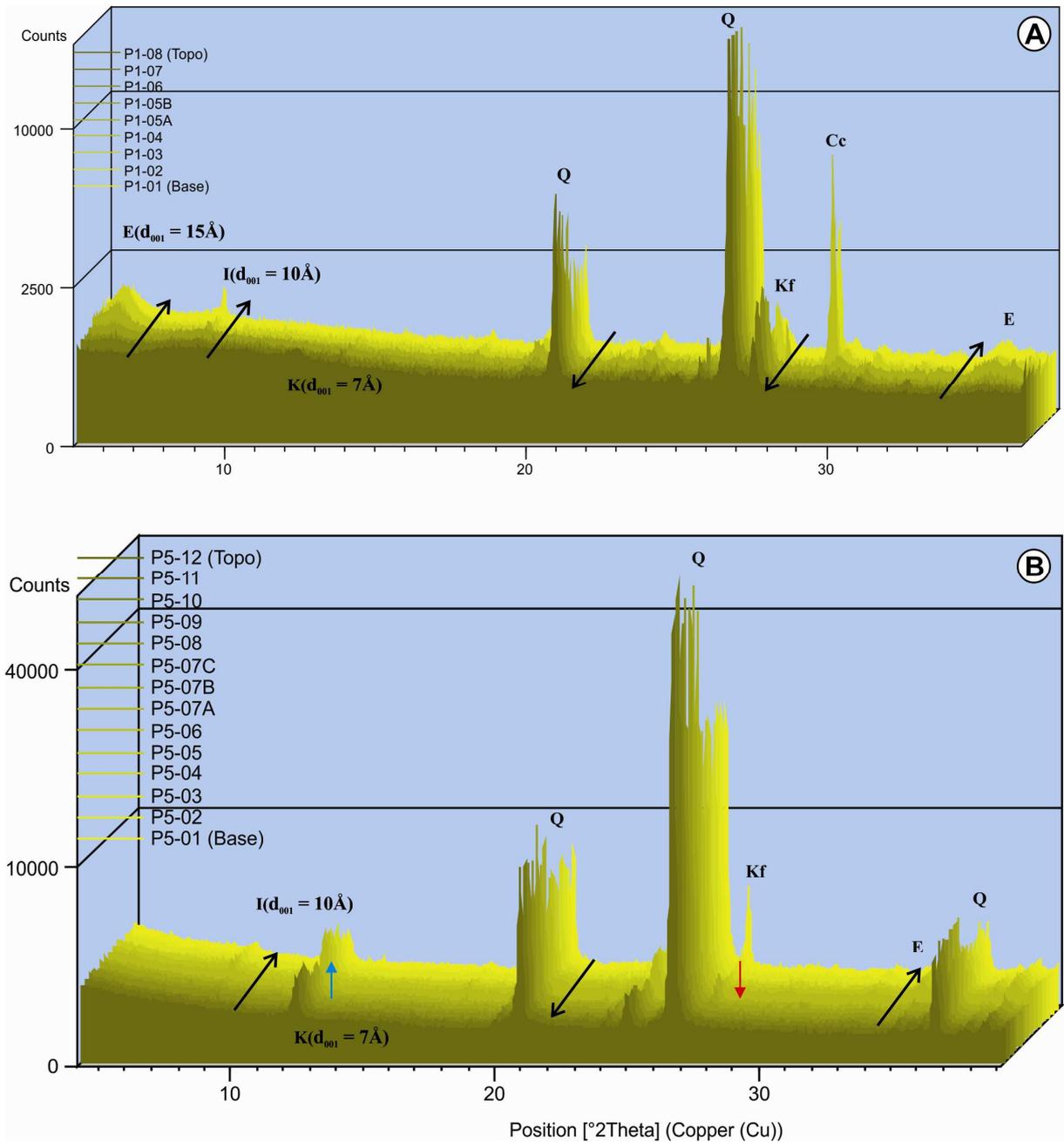


Figura 34 – Superposição 3D dos difratogramas dos perfis P1 e P5. **A)** Difratogramas do perfil P1 exibindo o aumento da proporção de quartzo (Q) e K-feldspato (Kf), e a redução de esmectita (E) e illita (I) para o topo do perfil (setas). Notar a presença isolada de calcita (Cc) e caulinita (K); **B)** Difratogramas do perfil P5 com destaque para o aumento da caulinita (seta azul) e redução do K-feldspato (seta vermelha) em praticamente todas as amostras, atestando o alto grau de intemperismo recente neste perfil.

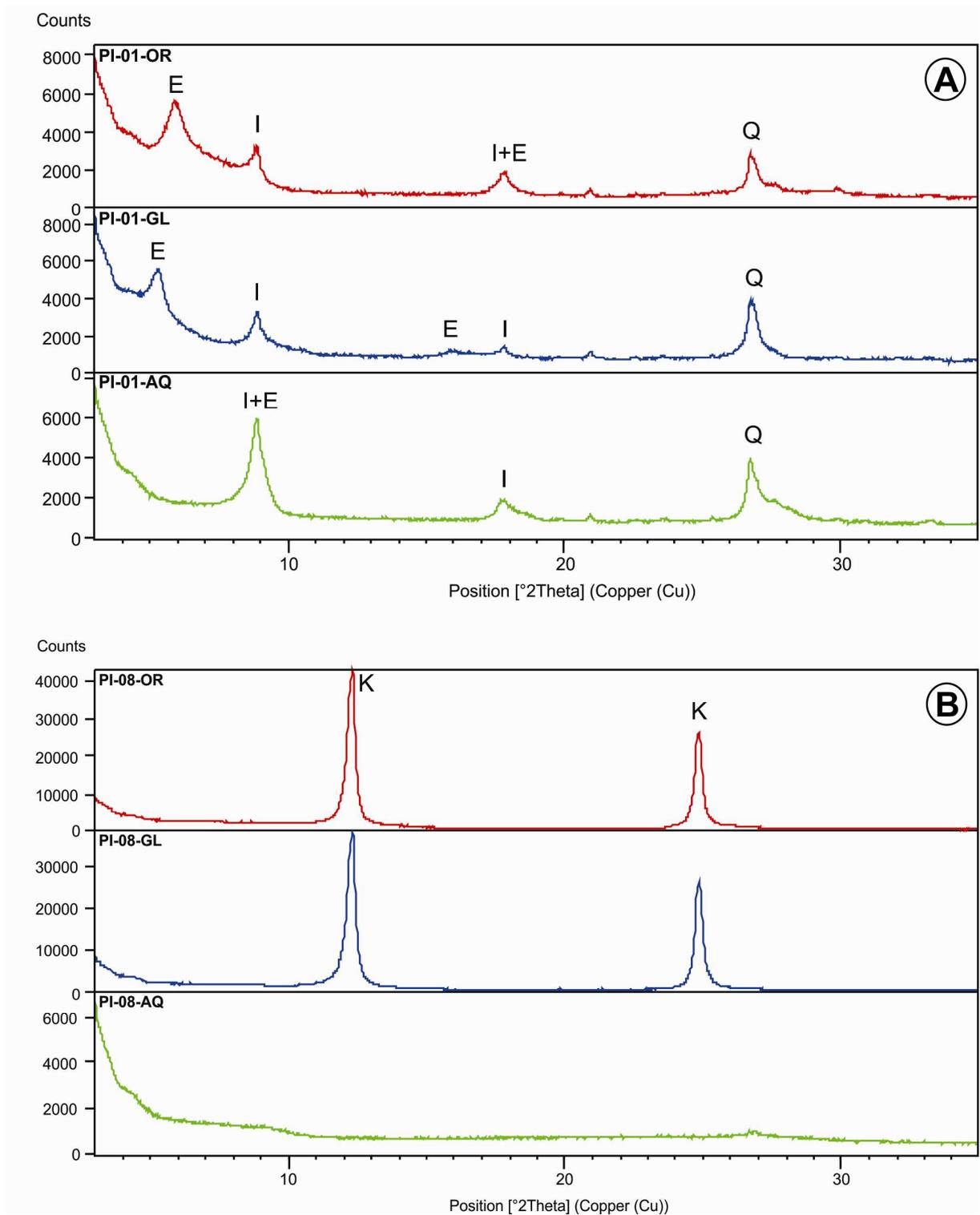


Figura 35 – Difratoogramas de raios-X da fração argila com a identificação dos grupos de argilominerais nos pelitos da Formação Motuca (**A**) e nos arenitos da Formação Sambaíba (**B**). *E* – Esmectita, *I* – Illita, *Q* – Quartzo, *K* – Caulinita, *OR* – Lâmina orientada, *GL* – Lâmina glicolada, *AQ* – Lâmina aquecida.

Em relação a esmectita, observa-se, aparentemente, dois grupos distintos em relação a concentração deste argilomineral (Figura 36): O grupo I é representado pelas esmectitas dos pelitos associados às fácies mais siliciclásticas, que ocorrem na porção leste da área estudada (Perfil P1, Loreto), enquanto o grupo II é formado pelas esmectitas dos pelitos adjuntos às fácies evaporíticas, oeste da área estudada (Perfil P3, Filadélfia). A princípio, as condições mais úmidas (maior influxo) favoreceram a formação da esmectita. Estas interpretações coadunam com a análise faciológica e confirmam a maior atuação de processos evaporativos na porção oeste da área, relacionados às condições paleoclimáticas de extrema aridez no final da deposição da Formação Motuca no Permiano Superior.

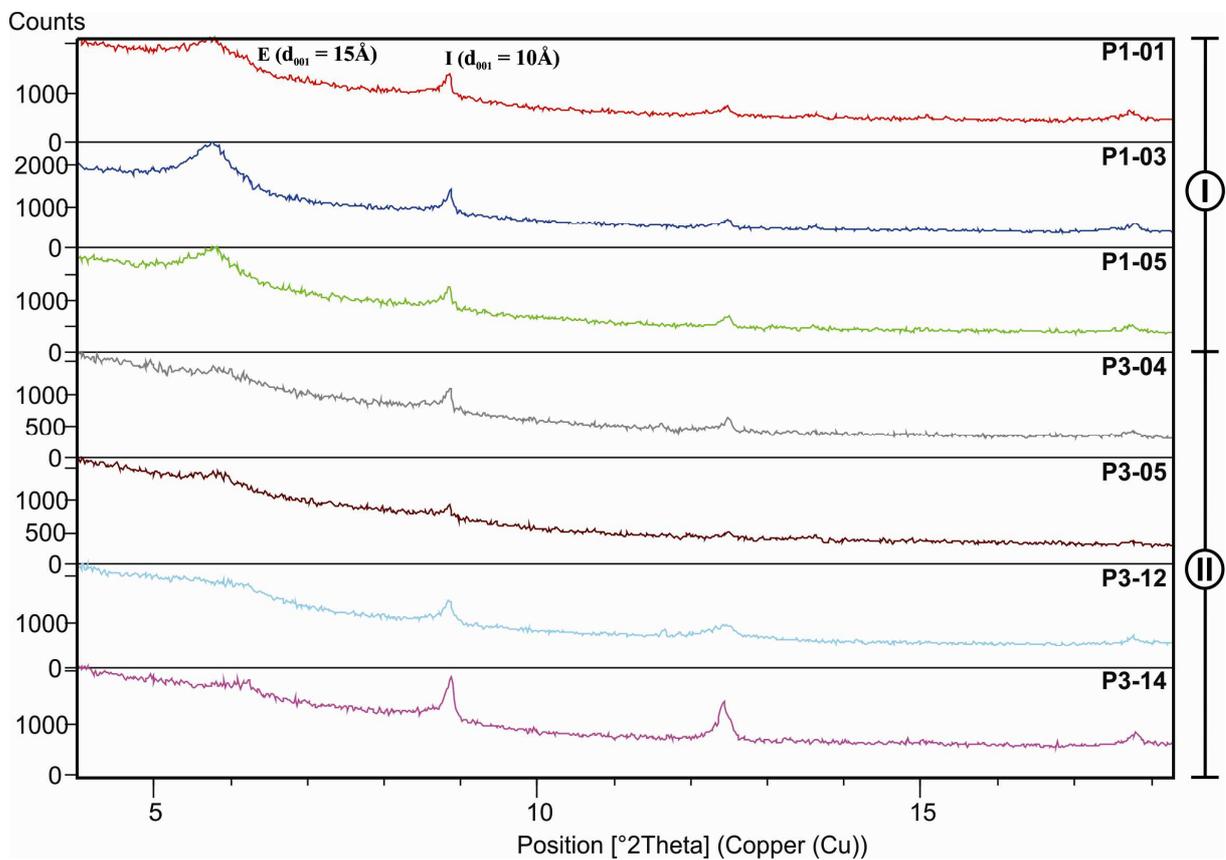


Figura 36 – Difratoformas de raios-X da fração argila separados em dois grupos, I e II, de acordo com as variações no grau de cristalinidade da esmectita. *E* – Esmectita, *I* – Illita.

7.2 ANÁLISE GEOQUÍMICA

Os resultados das análises químicas dos elementos maiores, menores e traços estão apresentados nas tabelas 02 e 03.

7.2.1 Elementos maiores e menores

Os elementos maiores e menores analisados foram: Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , SO_3 , MgO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2 . Os resultados mostram que SiO_2 e Al_2O_3 são mais abundantes nas amostras estudadas e as composições químicas variam para cada tipo litológico (Figuras 37 e 38), refletindo a mineralogia principal presente.

O SiO_2 é o mais abundante na maioria das amostras analisadas. Na Formação Motuca, apresenta teor médio de 58,93% nos arenitos sigmoidais (Asg), 65,54% nos pelitos laminados (Pl) e 76,74% nos arenitos com laminação cruzada (Al). Na Formação Sambaíba esses valores aumentam consideravelmente, variando de 84,91% a 92,5%, diretamente relacionado à grande quantidade de quartzo nos arenitos no topo dos perfis.

O Al_2O_3 é o segundo mais abundante, chegando a apresentar teores de 32,75% nos pelitos laminados da Formação Motuca. Está relacionado à presença de K-feldspato, illita e esmectita. O K_2O também está relacionado a esses minerais. Os teores baixos de Na_2O estão relacionados à ausência e/ou baixa concentração de minerais primários (por ex., plagioclásios).

O CaO concentra-se principalmente nos arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), com valores de 12,49% e 17,26%, ausente na Formação Sambaíba. A grande quantidade de cimento de calcita presente nos arenitos é a principal responsável por estes valores.

O MgO apresenta teores mais elevados no pelito laminado da Formação Motuca, com média de 2,3%, refletindo às proporções elevadas de esmectita (Biesekiet *al.*, 2008).

Tabela 02 – Análise dos elementos maiores e menores (%) por fluorescência de raios-x.

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	PF
P1-08	89,62	6,55	0,39	0,09	-	0,06	1,58	0,06	0,04	0,02	-	1,59
P1-07	85,66	7,43	0,87	0,67	0,08	0,08	2,62	0,21	0,04	0,04	-	2,31
P1-06	86,31	7,66	0,41	0,65	0,18	0,12	2,45	0,14	0,03	0,04	-	2,00
P1-05B	84,91	7,01	0,46	0,97	0,27	0,08	2,97	0,24	0,07	0,03	-	2,82
P1-05A	68,31	13,45	3,33	2,07	0,63	0,09	4,01	0,56	0,02	0,09	-	7,44
P1-04	58,87	6,33	0,81	1,12	17,26	0,25	1,3	0,11	0,05	0,07	0,01	13,81
P1-03	65,59	11,83	1,55	2,22	5,55	0,09	3,39	0,28	0,03	0,16	-	9,29
P1-02	58,99	9,65	1,52	1,86	12,49	0,21	2,94	0,23	0,05	0,14	0,03	11,91
P1-01	62,73	14,68	4,24	2,61	1,67	0,13	4,68	0,67	0,06	0,21	-	8,32
P5-08	92,5	4,54	0,54	-	-	-	0,18	0,11	-	<0,1	-	2,04
P5-07C	89,76	6,11	1,06	-	-	-	0,48	0,16	<0,1	<0,1	-	2,18
P5-07B	91,35	4,39	0,63	-	-	-	0,62	0,1	0,35	<0,1	-	1,83
P5-07A	76,65	13,34	2,78	0,37	<0,1	<0,1	1,06	0,62	-	-	-	4,96
P5-06	75,71	14,01	2,97	0,32	<0,1	-	0,99	0,61	-	<0,1	-	5,18
P5-05	75,69	13,38	3,25	0,35	<0,1	-	1,19	0,73	<0,1	0,1	-	5,01
P5-04	77,2	13,38	2,22	0,39	<0,1	-	1,19	0,38	<0,1	<0,1	-	4,85
P5-03	78,05	11,43	3,21	0,48	<0,1	-	1,47	0,58	0,14	<0,1	-	4,13
P5-02	53,33	32,75	7,54	-	<0,1	-	0,29	1,24	-	0,18	-	4,43
P5-01	77,16	12,38	2,54	0,72	0,12	0,15	1,9	0,62	-	<0,1	-	4,09

Tabela 03 – Análise dos elementos traços (ppm) por fluorescência de raios-x.

Amostra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Y	Zr	Nb	Ba	Pb	Mn
P1-08	8	26	-	4	18	11	84	74	146	104	2	458	132	545
P1-07	10	28	5	11	25	14	82	96	161	323	4	570	138	382
P1-06	19	31	7	5	14	18	80	92	147	273	3	445	136	407
P1-05B	34	722	25	13	57	22	71	106	154	309	2	532	139	621
P1-05A	59	123	13	39	89	42	97	151	176	334	10	622	132	309
P1-04	7	25	-	27	7	20	82	85	140	92	3	246	129	280
P1-03	52	42	-	38	9	32	78	130	149	252	5	535	133	280
P1-02	67	38	2	34	17	34	75	126	146	124	3	957	133	382
P1-01	85	69	7	43	20	53	96	194	159	239	11	611	141	534
P5-08	24	14	-	<10	<10	<10	-	25	12	182	<10	106	-	254
P5-07C	47	19	-	<10	<10	<10	-	38	10	257	<10	251	<10	596
P5-07B	140	<10	-	<10	<10	15	-	<10	13	246	-	1204	-	5578
P5-07A	50	49	<10	13	<10	29	-	56	15	279	14	285	<10	368
P5-06	57	43	12	14	15	28	-	65	11	367	14	276	12	257
P5-05	66	40	12	11	12	23	-	80	<10	560	15	486	<10	577
P5-04	45	26	<10	10	12	26	-	74	16	222	<10	557	<10	333
P5-03	132	38	10	20	19	32	-	64	33	273	10	839	<10	1748
P5-02	59	38	<10	19	17	30	-	103	10	380	15	532	<10	417
P5-01	83	44	11	16	27	41	-	107	12	467	14	601	<10	1009
Clark ¹	98	126	24	56	25	65	1,7	78	24	203	19	584	14,8	716
Arenitos ²	20	35	0,3	2	2	20	0,5	40	15	250	10	300	10	100

¹ (Wedepohl, 1995 in Reimann & Caritat, 1998)² (Koljonen, 1992 in Reimann & Caritat, 1998)

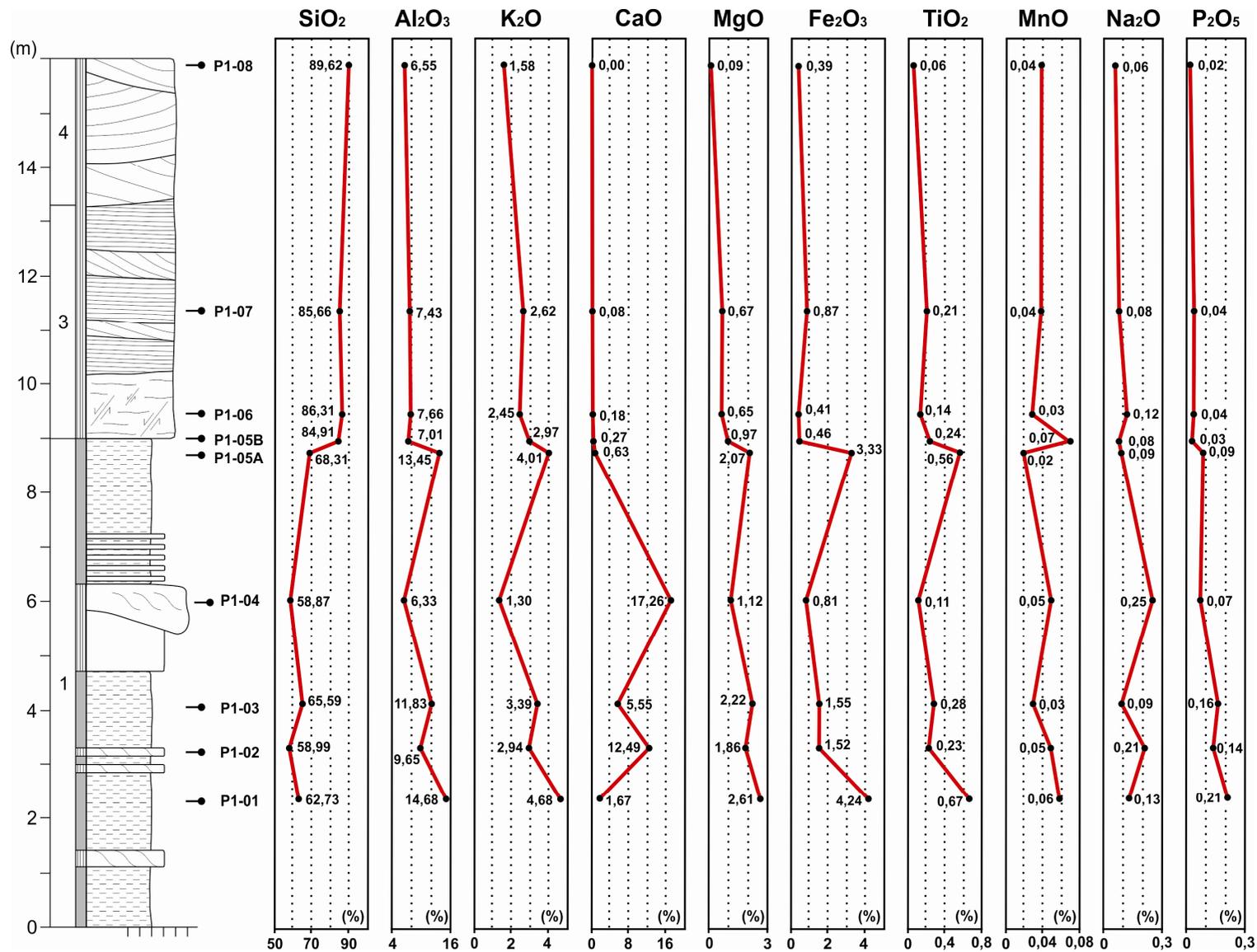


Figura 37 – Distribuição dos óxidos SiO₂, Al₂O₃, K₂O, CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂, MnO, Na₂O e P₂O₅ no perfil P1. Símbolos e convenções estão na Fig. 10.

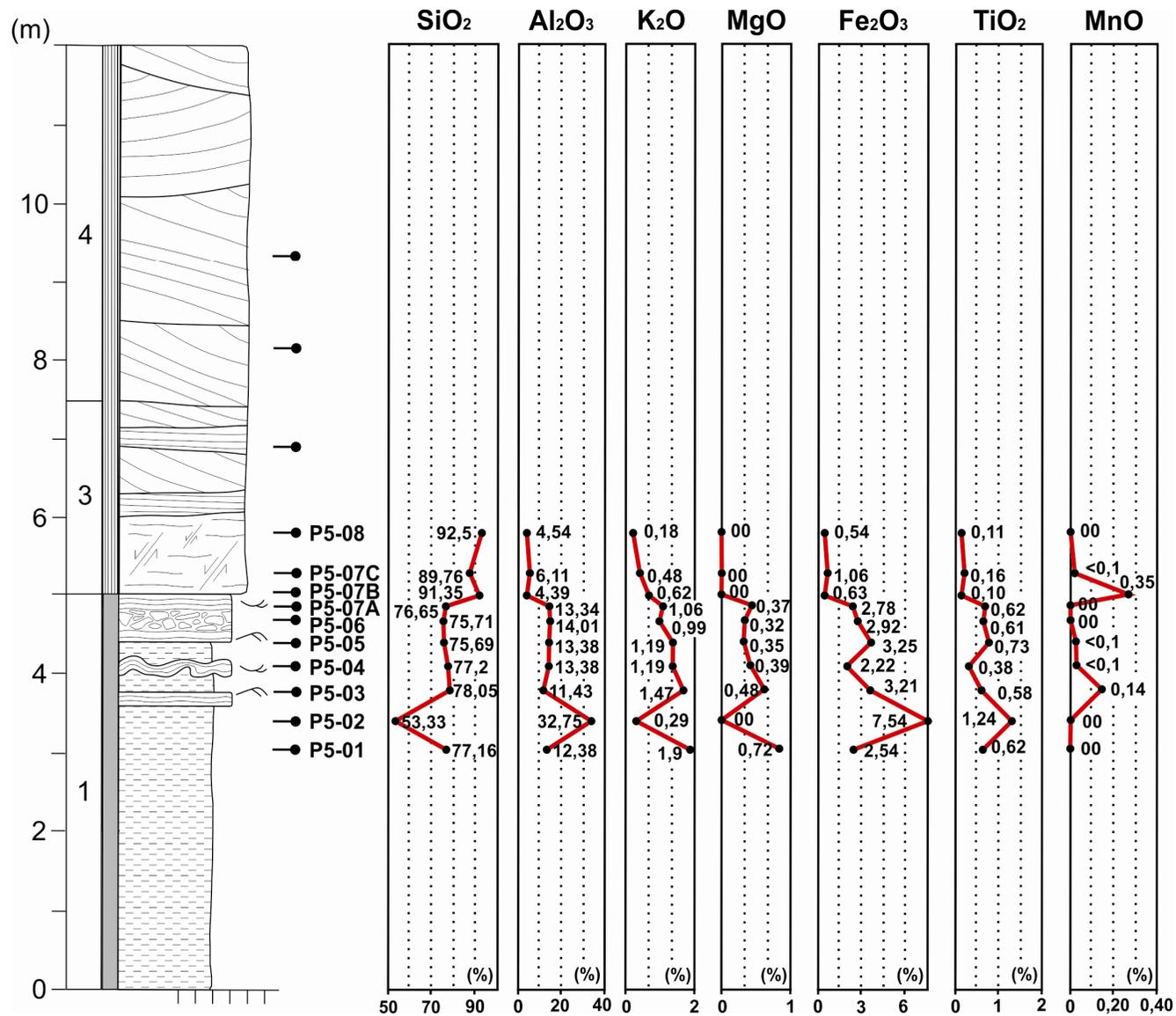


Figura 38 – Distribuição dos óxidos SiO₂, Al₂O₃, K₂O, MgO, Fe₂O₃, TiO₂ e MnO no perfil P5. Símbolos e convenções estão na Fig. 10.

De um modo geral, a proporção de SiO_2 é distribuída em dois conjuntos: baixos valores na Formação Motuca e maiores valores na Formação Sambaíba. Os óxidos Al_2O_3 , K_2O , MgO e P_2O_5 apresentam comportamento semelhante na Formação Motuca, com maiores proporções no pelito laminado (P1) e menores nos arenitos sigmoidais (Asg) e arenitos com laminação cruzada (Al). Porém, na Formação Sambaíba, a proporção de Al_2O_3 , K_2O , MgO e P_2O_5 diminui. Os valores de Fe_2O_3 e TiO_2 decrescem ascendentemente até o contato entre as formações. Neste, eles apresentam valores bastante elevados (anômalos) no perfil P1. A partir daí, os valores decaem bruscamente.

7.2.2 Elementos traços

Os elementos traços analisados foram: V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb e Mn. A distribuição vertical desses elementos e a associação com o perfil litológico estão apresentadas nas figuras 39 e 40. O ponto mais marcante nessa distribuição é a presença de uma pronunciada anomalia de alguns elementos traços no contato entre as duas unidades principais, o que será descrito e discutido com maior detalhe ao final desse capítulo. Inicialmente é interessante avaliar as variações gerais no comportamento dos elementos traços nos perfis como um todo.

De um modo geral, com exceção das amostras anômalas, os teores da maioria dos elementos traços estão abaixo da média crustal (Clarke de concentração) e próximo da média global de arenitos, como apresentado nas tabelas 02 e 03.

Os teores de Zr ao longo do perfil variam de 92 ppm a 560 ppm, com teor médio na Formação Motuca de 108 ppm nos arenitos sigmoidais, 361 ppm nos arenitos com laminação cruzada e de 245 ppm nos pelitos laminados. Na Formação Sambaíba apresenta média de 233 ppm e no contato de 296 ppm. Estes valores estão relacionados a concentrações de zircão. Entretanto, é curioso seus valores mais elevados estarem na fácies P1.

Os elementos Rb, Y, Ba e Pb não possuem variações significativas nas amostras analisadas. Os teores elevados de Mn no topo do perfil P1 e no contato entre as formações Motuca e Sambaíba no perfil P5 podem estar relacionados a concentrações de óxidos-hidróxidos de Mn em perfil de solo recente/intemperismo.

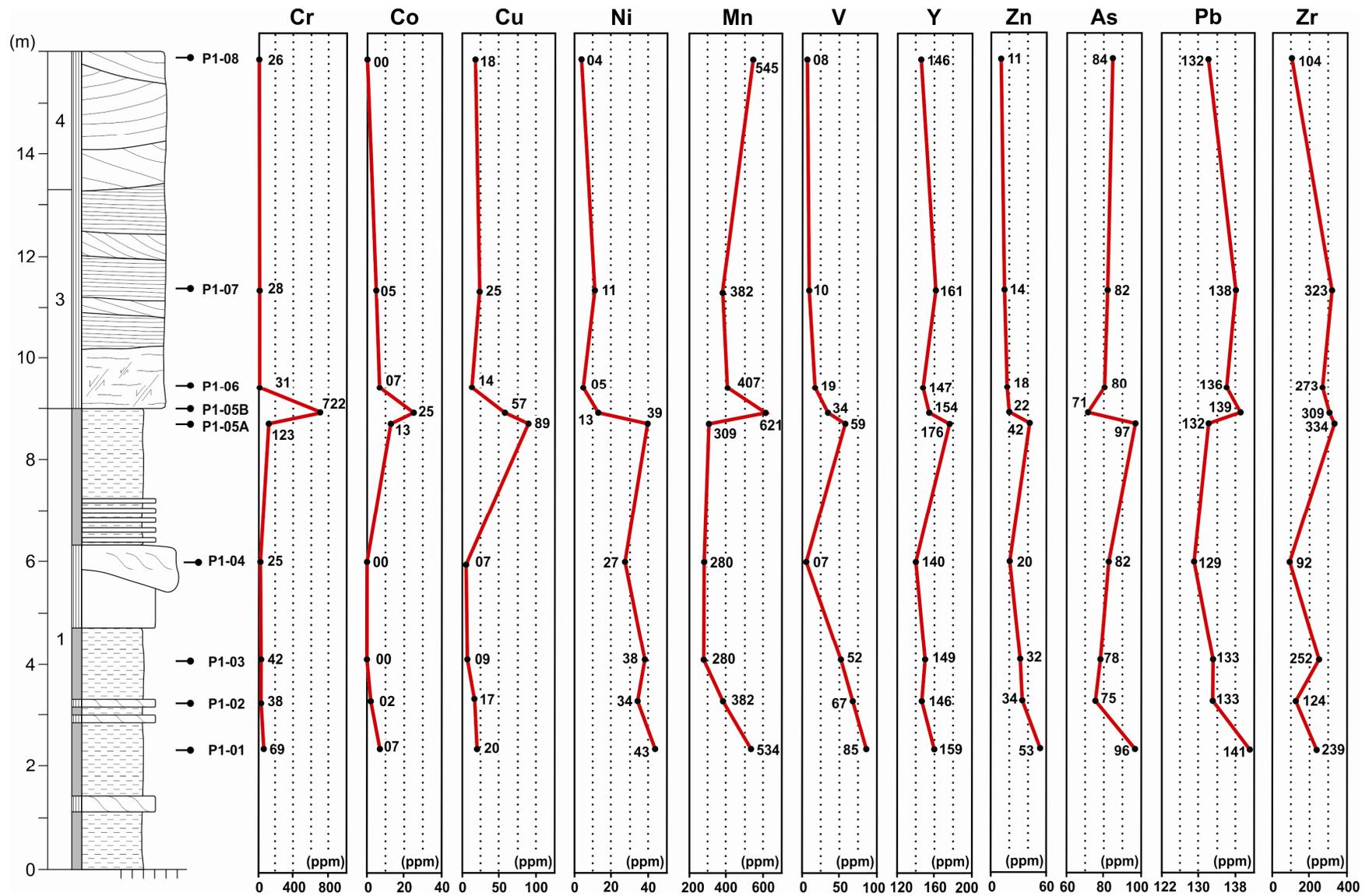


Figura 39 – Distribuição dos elementos Cr, Co, Cu, Ni, Mn, V, Y, Zn, As, Pb e Zr no perfil P1. Símbolos e convenções estão na Fig. 10.

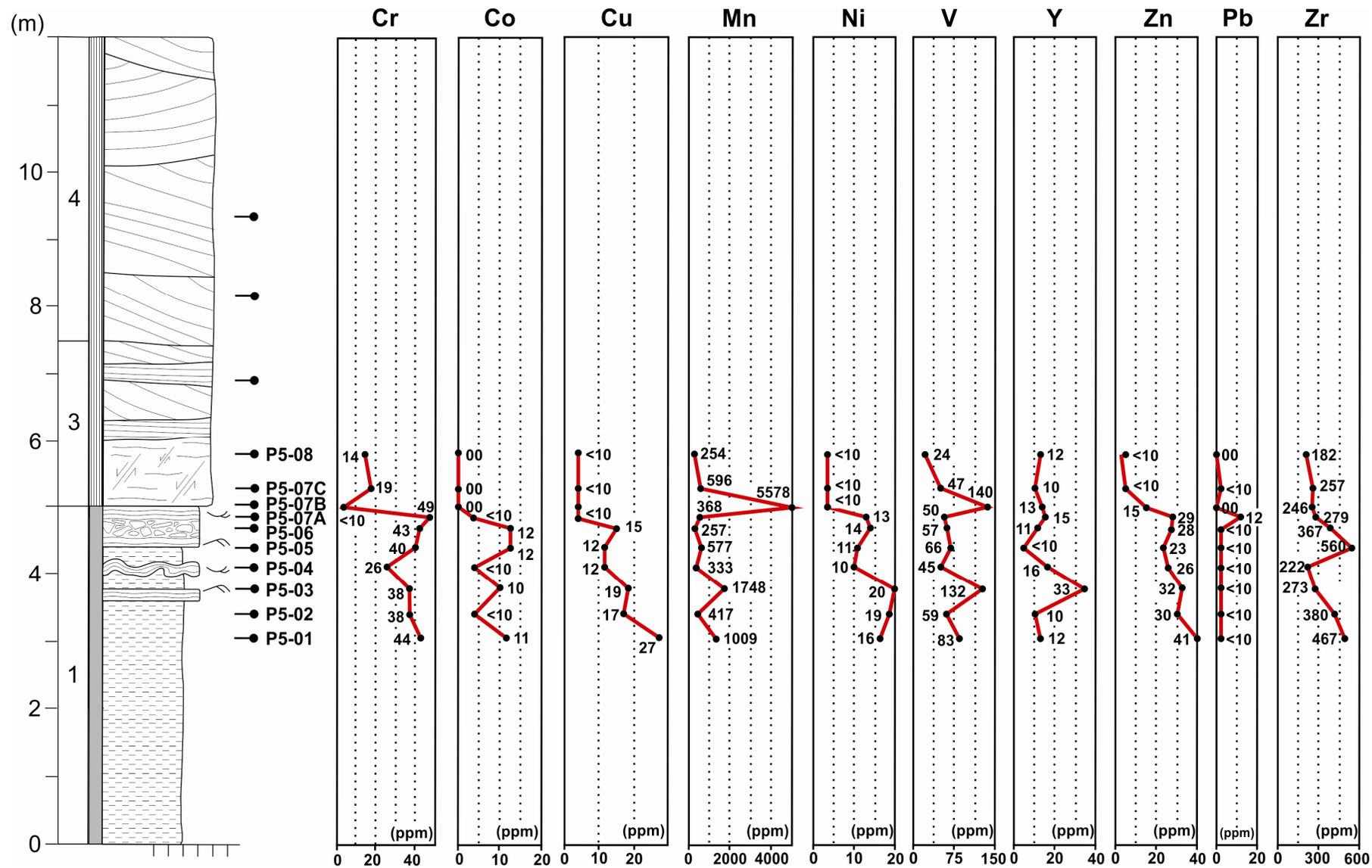


Figura 40 – Distribuição dos elementos Cr, Co, Cu, Ni, Mn, V, Y, Zn, Pb e Zr no perfil P5. Símbolos e convenções estão na Fig. 10.

Os elementos de filiação máfica-ultramáfica, V, Cr, Co e Ni, apresentam comportamento semelhante, com valores mais elevados nos pelitos do que nos arenitos. Podemos citar como exemplo o Cr, que possui teor médio na Formação Motuca de 31 ppm nos arenitos sigmoidais e de 78 ppm nos pelitos laminados. Na Formação Sambaíba esses valores diminuem para uma média de aproximadamente 28 ppm. No contato entre as formações este valor atinge 722 ppm, superando consideravelmente a média crustal.

7.2.3 Interpretações

A Formação Motuca é composta mineralogicamente por quartzo (SiO_2), K-feldspato (KAlSi_3O_8), illita $[(\text{K},\text{H}_3\text{O})(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})]$, esmectita (grupo de argilominerais hidratados contendo Si, O, Al, Mg, Na e Ca) e calcita (CaCO_3). Estes são distribuídos de maneira diferente nas fácies Pl, Asg e Al. A maior proporção de Al_2O_3 , K_2O e MgO no pelito laminado reflete a concentração mais elevada de illita e esmectita. O CaO concentra-se principalmente nos arenitos, estando relacionado ao cimento de calcita.

A Formação Sambaíba não possui grande diversidade mineralógica, sendo composta basicamente por quartzo, e em menor proporção, K-feldspato e caulinita $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$. A quantidade de quartzo aumenta para o topo do perfil (depósitos de campo de dunas) e a de K-feldspato diminui, ocasionando assim, a elevação dos teores de SiO_2 e redução de alguns óxidos. Esta redução também é ocasionada pelo intemperismo do K-feldspato, gerando caulinita (Figura 34B). A caulinita é produto comum da hidrólise, ocorrendo de maneira abundante onde a drenagem é livre. Esta reação química separa progressivamente a sílica em solução aquosa do alumínio, que permanece na fase sólida (Widdowson, 2007).

Para explicar as anomalias observadas no contato, podemos citar três hipóteses: 1) Intemperismo; 2) Lixiviação e 3) Impacto de meteorito.

A primeira hipótese explica a formação de paleossolo provocada pela exposição subaérea dos pelitos do topo da Formação Motuca, ocasionando a concentração de alguns elementos, tais como Zr, Ti, Cr e Cu, durante o intemperismo.

A segunda hipótese refere-se à lixiviação relacionada ao fluxo de água nos arenitos da Formação Sambaíba. Estes apresentam grande porosidade e permeabilidade, o que favorece a percolação de água. O fluxo lateral contínuo de água em subsuperfície pode ter remobilizado alguns elementos para o limite entre as formações Motuca e Sambaíba.

A última hipótese relaciona-se ao provável impacto de meteorito durante a passagem Permiano-Triássico (Basuet *al.*, 2003; Retallack *al.*, 1998; Yang *et al.*, 1995). As concentrações anômalas de elementos traços como Mn, Cr, Co, Cu e Ni, podem estar relacionadas a rochas máficas e ultramáficas, no caso, meteoritos.

O desenvolvimento de um paleossolo (hipótese 1) no topo da Formação Motuca é improvável em função dos depósitos estarem relacionados a um ambiente subaquoso sem evidência de exposição subaérea. Além disso, a passagem gradual entre as duas formações coadunam com a ausência de exposição subaérea. A hipótese da lixiviação pode ser considerada, já que o próprio limite entre as unidades (pelito/arenito) representa uma barreira geoquímica onde os elementos poderiam se concentrar. Retallack *et al.* (1998) demonstram esta hipótese para a anomalia de irídio observada abaixo do limite permo-triássico em seus perfis estudados. A última hipótese parece ser viável, pois a presença de anomalias geoquímicas de elementos traços (Mn, Cr, Cu, Co e Ni) relacionam-se à micropartículas de composição metálica na matriz argilosa e a sismitos na passagem entre as formações Motuca e Sambaíba.

CAPÍTULO 8

8 MODELO E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL

A análise faciológica e estratigráfica dos depósitos das regiões de Filadélfia (TO), Riachão (MA) e Loreto (MA) permitiram reconhecer quatro associações de fácies relacionadas a um sistema desértico, estando representadas pela passagem de depósitos lacustres rasos com planícies de lama (*mudflats*) e painéis salinos (*saline pans*) da Formação Motuca, para depósitos eólicos de lençol de areia e de campo de dunas da Formação Sambaíba (Figura 41).

A parte inicial da sedimentação Motuca nos perfis estudados é marcada pela deposição de espessas camadas de pelitos laminados em um extenso ambiente lacustre raso de baixa energia (AF1), influenciado esporadicamente por influxos de areias oriundas de rios efêmeros (Figura 41A). Esta sedimentação em clima árido sugere que o nível de base estratigráfico (nível freático) encontrava-se relativamente elevado, com a predominância de subsidência local. No entanto, regionalmente ocorria o soerguimento da porção setentrional da Plataforma Sul-Americana resultante da colisão entre os continentes Gondwana e Laurásia (Orogenia Allegheniana) durante o Neopermiano/Eotriássico (Zalán, 1991). Esta compressão generalizada ao norte do Gondwana poderia ser capaz de gerar deflexões locais na sinéclise possibilitando a acumulação de sedimentos na Bacia do Parnaíba, e soerguimentos expressivos nas bacias do Solimões e do Amazonas, originando discordâncias erosivas regionais que se estendem até a Bacia do Paraná (Cunha *et al.*, 2007). O contínuo soerguimento a noroeste da Bacia do Parnaíba refletiu no deslocamento do depocentro da Bacia para leste e redução do nível de base estratigráfico, levando ao isolamento e à evaporação contínua de corpos aquosos na borda oeste da Bacia, ocasionando a precipitação de sulfatos em *saline pans* (AF2) envolvidas por *mudflats* (Figura 41B).

Estes depósitos são recobertos gradualmente por extensas planícies arenosas caracterizadas pela migração de *wind ripples* e dunas eólicas de porte reduzido (AF3), representando a porção marginal do deserto Sambaíba (Figura 41C). Após a implantação desde lençol de areia, a região de Riachão (MA) foi afetada, provavelmente, por impacto de meteorito (McHone, 1986; Maziviero *et al.*, 2012). Esta interpretação é condizente, devido à continuidade por pelo menos 200 km de camadas apresentando acamamento convoluto e falhas/microfalhas sindeposicionais, além da variação lateral da deformação na base da Formação Sambaíba (Figura 41D). Próximo a cratera de impacto de Riachão, a deformação

afeta até o topo da Formação Motuca, sendo observadas brechas e camadas dobradas sinsedimentares. Os pelitos da Formação Motuca foram injetados nas falhas e fraturas dos arenitos basais da Formação Sambaíba. Estes processos de liquefação e de deformação sinsedimentar em larga escala, apontam para abalos sísmicos que poderiam ser provocados pelo impacto de meteoritos, semelhante a alguns casos descritos na literatura (Alvarez, *et al.*, 1998; Simms, 2003).

Além dos abalos sísmicos, outra evidência destes impactos meteoríticos é a liberação de uma grande quantidade de partículas enriquecidas em elementos siderófilos e platinóides. Esta poeira é disseminada pela região do impacto e depositada em suas proximidades (Tsikalas, 2004). Anomalias geoquímicas de elementos traços (Mn, Cr, Cu, Co e Ni) e micropartículas de composição metálica na matriz argilosa dos arenitos deformados podem estar relacionadas a este evento. Estas partículas foram introduzidas pela nuvem gerada pelo impacto diretamente nas areias eólicas adjacentes, incorporando-se a matriz deposicional. Esta matriz em conjunto com os grãos eólicos forma um arcabouço com inversão textural depositados em áreas úmidas do deserto Sambaíba. Posteriormente, estes depósitos foram deformados por abalos sísmicos. Admite-se a ocorrência de impactos múltiplos na região com intervalos de tempo entre eles. Alguns teriam fornecido as partículas de poeira para a fase inicial da deposição do deserto Sambaíba. Os abalos sísmicos posteriores seriam advindos de impactos mais próximos da área investigada, como a Cratera de Riachão.

Os depósitos de campos de dunas (AF4) são os mais abrangentes da Formação Sambaíba e marcam a intensa desertificação do megacontinente Pangea durante o Triássico (Figura 41E). Estas condições exclusivamente continentais perduraram até Jurássico, devido ao intenso magmatismo básico relacionado à tafrogênese de separação do Gondwana, que levou a abertura do Oceano Atlântico (Caputo, 1984).

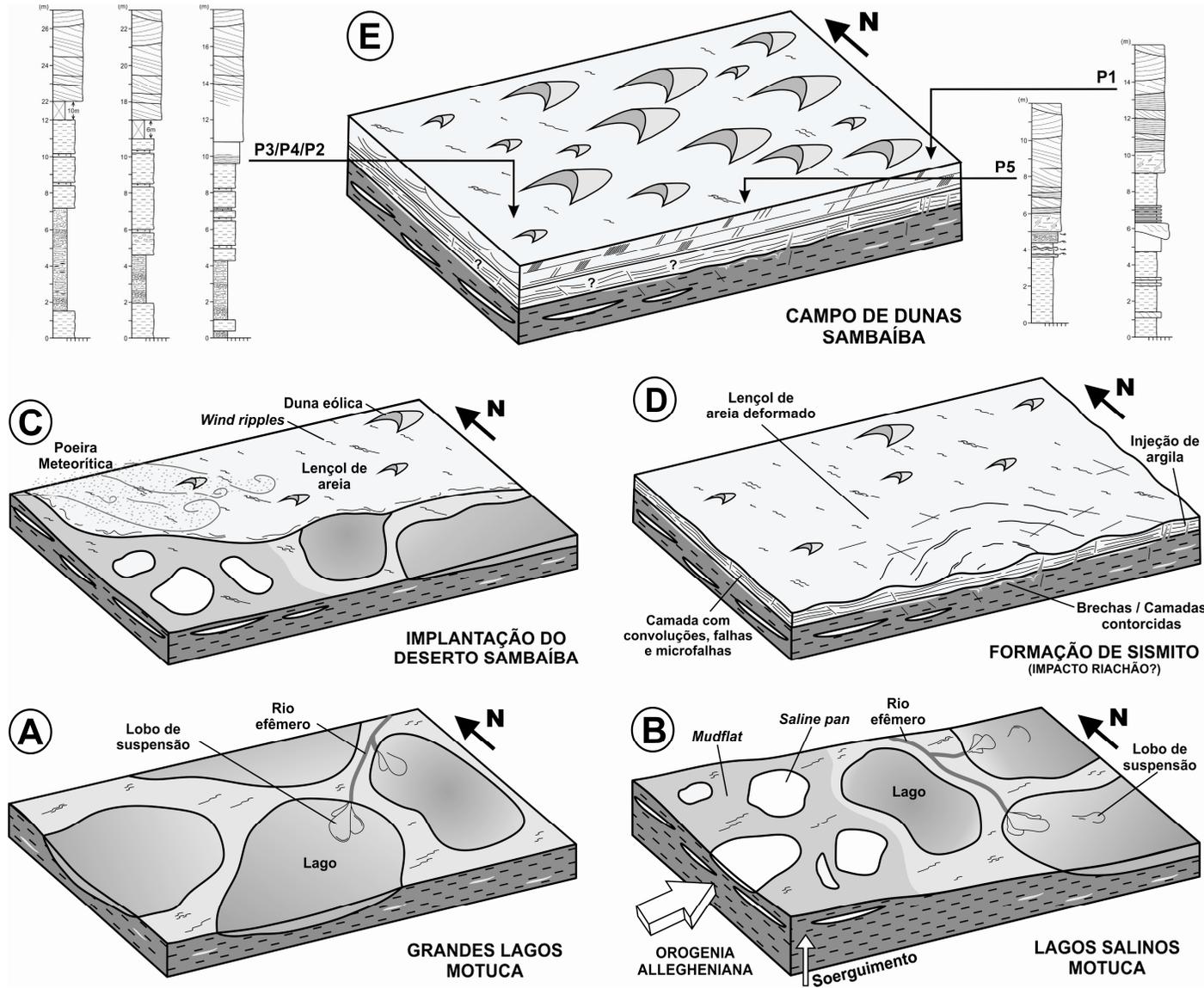


Figura 41 – Modelo deposicional da passagem entre as formações Motuca e Sambaíba com a provável localização dos perfis estudados.

CAPÍTULO 9

9 CONCLUSÕES

❖ O limite Permiano-Triássico foi marcado pela crescente aridez do Pangea e extinção em massa da fauna e/ou flora marinha e terrestre. Na Bacia do Parnaíba esta passagem é representada pelos depósitos das formações Motuca e Sambaíba;

❖ Os dados de campo mostraram que a Formação Motuca apresenta, pelo menos, 11 fácies sedimentares: Arenito com laminação cruzada cavalgante (Al), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), arenito maciço (Am), ritmito arenito/pelito (Rap), pelito laminado (Pl), marga maciça (Mm), calcário maciço (Cm), pelito laminado com nódulos de dolomita (Pln), gipso nodular (Gn), gipso laminado (Gl) e gipsarenito (Ga). Enquanto que a Formação Sambaíba possui três fácies: Arenito com laminação convoluta, falhas e microfalhas (Ac), arenito com estratificação plano-paralela (Ap) e arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Acz). Estas fácies foram agrupadas em quatro associações faciológicas: Lacustre/Mudflat (AF1), saline pan (AF2), lençol de areia (AF3) e Campo de dunas (AF4);

❖ A Formação Motuca é constituída predominantemente por pelitos vermelhos laminados com lentes de gipsita, calcita e marga. Na porção leste da Bacia do Parnaíba, as fácies tornam-se mais arenosas com a ocorrência expressiva de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal. A Formação Sambaíba consiste em arenitos de coloração creme alaranjada com estratificação plano-paralela e estratificação cruzada de médio a grande porte. Em geral, o contato entre as unidades é brusco, representado pela passagem de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante e acamamento *flaser/wavy* da Formação Motuca para arenitos com falhas/microfalhas sinsedimentares e laminações convolutas da Formação Sambaíba;

❖ Diferenças na concentração da esmectita (aumentando de oeste para leste), juntamente com a presença de palygorskita na porção oeste da área, confirmam uma tendência geral do aumento de processos evaporativos e soerguimento associado à orogênia Allegheniana;

❖ Anomalias geoquímicas de elementos traços como Mn, Cr, Co, Cu e Ni na zona de contato entre as formações, juntamente com a presença de micropartículas de composição metálica na matriz argilosa dos sismitos, corroboram com impactos de meteoritos no limite Permo-Triássico, relacionado à Cratera de Riachão;

❖ A presença de sismitos e anomalias geoquímicas possivelmente relacionadas a impactos Permo-Triássicos na passagem Motuca-Sambaíba, permite sugerir que a sedimentação Sambaíba tenha iniciado antes do Triássico (Figura 11).

REFERÊNCIAS

- Aguiar, G. A., 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: **Anais do 25º Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, 3: 113 – 122.
- Aguiar G. A. & Nahass S., 1969. **Mapa Geológico da Bacia do Maranhão**. PETROBRÁS, RENOR-DIREX, Relatório 371, 1p.
- Ahlbrandt, T. S. & Fryberger, S. D., 1981. Sedimentary features and significance of interdunes deposits. In: Ethridge, F.G. & Flores, R.M. (eds). **Recent and ancient nonmarine Depositional Environments**. Soc. Econ. Paleont. Miner., 31, pp.293-314.
- Alvarez, W., Staley, E., O'Connor, D., and Chan, M. A., 1998. Synsedimentary deformation in the Jurassic of southeastern Utah—A case of impact shaking? **Geology** 26: 579–582.
- Basu, A. R., Petaev, M. I., Poreda, R. J., Jacobsen, S. B., Becker, L., 2003. Chondritic Meteorite Fragments Associated with the Permian- Triassic Boundary in Antarctica. **Science** 302: 1388 - 1392.
- Bice, D. M., Newton, C. R., McCauley, S., Reiners, P.W., McRoberts, C. A., 1992. Shocked quartz at the Triassic-Jurassic boundary in Italy. **Science** 259: 443–446.
- Bieseki, L., Acorsi, M., Bertella, F., Scherer, R. P., Pergher, S. B. C., Penha, F. G., Lengler, H. C. M., 2008. Caracterização de argilas esmectitas: estudo da temperatura desecagem. In: **16º Encontro de Química da Região Sul**, Pelotas. FURB.
- Boggs, S., 1987. **Principles of sedimentology and stratigraphy**. Columbus: Merrill Publishing Co., 784 p.
- Boggs, S., 2009. **Petrology of Sedimentary Rocks**. 2º ed., Cambridge University Press, 600p.
- Bowring, S. A., Erwin, D. H., Yin, Y., Martin, M. W., Davidek, K. & Wang, W., 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of the end- Permian mass extinction. **Science** 280: 1039 – 1045.
- Bridge, J. S. & Demicco, R. V., 2008. **Earth surface processes, landforms and sediment deposits**. 1ª Ed, Cambridge University Press, 815p.
- Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. **Sedimentology** 24(3): 303-332.
- Caldasso, A. L. S., 1978. A sedimentação mesozóica e seu relacionamento com a evolução geomorfológica na Bacia do Parnaíba. In: **Anais do 30º Congresso Brasileiro de Geologia**, Recife, 2: 784-792.
- Cañaveras, J. C., Sánchez Moral, S., Calvo, J. P., Hoyos, M., Ordoñez, S., 1996. Dedolomites associated with karstification: An example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the Tertiary Madrid Basin, Central Spain. **Carbonates and Evaporites** 11: 85–103.

- Caputo, M. V., 1984. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. Thesis (Doctorate) - University of Califórnia - Santa Bárbara. 586 p.
- Chifang, C., Yaoqi, Z., Xueying, M., Shulan, M., Jianguo, M., Kong Ping, K., Jingwen, H., 1992. Geochemical constraints on the Permo-Triassic boundary event in South China. In: Sweet, W. C., Zunyi, Y., Dickins, J. M., Hongfu, Y. **Permo-Triassic events in the eastern Tethys**. Cambridge University Press, 158-168.
- Crósta, A. P., 2002. Domo de Araguainha, GO/MT – O maior astroblema da América do Sul. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Queiroz, E. T., Winge, M., Berbert-Born, M. (Editores). **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. 1ª ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) 1: 531-540.
- Crósta, A. P., Gaspar, J. C.; Candia, M. A. F., 1981. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguainha. **Revista Brasileira de Geociências** 11: 139-146.
- Cunha, F. M. B., 1986. **Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. Dissertação (Mestrado em geologia) - Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro – Rio de Janeiro.
- Cunha, F. M. B. & Carneiro, R. G., 1972. Interpretação fotogeológica do Centro Oeste da Bacia do Maranhão. In: **Anais do 25º Congresso Brasileiro de Geologia**, Belém, 65-79.
- Cunha, P. R. C., Melo, J. H. G., Silva, O. B., 2007. **Bacia do Amazonas**. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15(2): 227-251.
- De Ros, L. F. & De Césero, P., 1986. Argilas em arenitos – Bases para a interpretação petrogenética. In: **Anais do 34º Congresso Brasileiro de Geologia**, Goiânia, 4:1663-1670.
- Dino, R., Antonioli, L., Braz, S. M. N., 2002. Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia** 3: 24-35.
- Erwin, D. H., 1994. The Permo–Triassic extinction. **Nature** 367: 231-236.
- Erwin, D. H., 1999. Biospheric perturbations during Gondwana times: from the Neoproterozoic - Cambrian radiation to the end-Permian crisis. **Journal African Earth Sciences** 28(1): 115-127.
- Faria Jr., L. E. C., 1984. O Permotriássico na Bacia do Maranhão: Um modelo de paleodeserto. In: **Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia**, Rio de Janeiro, 2: 777-791.
- Folk, R. L., 1968. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphill’s Pub., Austin, TX. 107p.
- Fryberger, S. G., Ahlbrandt, T. S., Andrews, S., 1979. Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. **Journal of Sedimentary Petrology** 49(3): 440-460.

- Glennie, K. W. & Buller, A. T., 1983. The Permian Weisslied of N.W. Europe: the Partial Deformation of Aeolian Dune Sand caused by the Zechstein Transgression. **Sedimentary Geology** 35: 43-81.
- Góes, A. M., 1995. **A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba**. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo - São Paulo. 171 p.
- Góes, A. M., Travassos, W. A., Nunes, K. C., 1992. **Projeto Parnaíba: Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias**. PETROBRÁS (relatório interno), Belém.
- Góes, A. M. O. & Feijó, F. J., 1994. **Bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências da PETROBRÁS (Relatório interno), 8(1).
- Golonka, J. & Ford, D., 2000. Pangean (Late Carboniferous – Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 161: 1-34.
- Hammerschmidt, K. & Engelhardt, W. V., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil. **Meteoritics** 30: 227–233.
- Holliday, D. W., 1970. The petrology of secondary gypsum rocks: a review. **Journal of Sedimentary Petrology** 40: 734–744.
- Jones, B. F. & Galan, E., 1988. Sepiolite and Palygorskita. In: **Hydrous Phyllosilicates** (exclusive of micas). Mineralogical Society of America, Washington D.C.: 631- 674.
- Kasprzyk, A., 2003. Sedimentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporite basin of the Carpathian Foredeep, southern Poland. **Sedimentary Geology** 158: 167–194.
- Keller, G., 2005. Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect? **Australian Journal of Earth Sciences** 52: 725–757.
- Kendall, A. C. & Harwood, G. M., 1996. Marine evaporites: arid shorelines and basins. In: Reading, H.G. (Editor). **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Blackwell Science, p.: 281-324.
- Kenkmann, T., Vasconcelos, M., Crósta, A. P., Reimold, W. U., 2010. Serra da Cangalha, Tocantins, Brazil: insights to the structure of a complex impact crater with an overturned central uplift. In: **41st Lunar and Planetary Science Conference**, Texas, 1237.pdf.
- Kerr, R. A., 1996. A shocking view of the Permo-Triassic. **Science** 274: 1080.
- Kocurek, G. & Havholm, K. G., 1993. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: Weimer, P. & Posamentier, H. W. (editors). **Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications**. SEPM Special Publication, 52: 393-409.
- Koeberl, C., Farley, K. A., Peucker-Ehrenbrink, B., Sephton, M. A., 2004. Geochemistry of the end-Permian extinction event in Austria and Italy: No evidence for an extraterrestrial component. **Geology** 32(12): 1053-1056.

- Lima, E. A. M. & Leite, J. F., 1978. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética - Relatório final da etapa III.** Recife - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 212 p.
- Mabesoone, J. M., 1977. Paleozoic-Mesozoic Deposits of the Piauí-Maranhão Syncline (Brazil): Geological History of a Sedimentary Basin. **Sedimentary Geology** 19: 7-38.
- Maziviero, M. V., Vasconcelos, M. A. R., Góes, A. M., Crósta, A. P., Reimold, W. U., 2012. The Riachão ring impact structure, northeastern Brazil: re-evaluation of its stratigraphy and evidence for impact. In: **43rd Lunar and Planetary Science Conference**, Texas, 1511.pdf
- McHone, J. F., 1986. **Terrestrial impact structures: Their detection and verification with two new examples from Brasil.** Ph.D. thesis - University of Illinois – USA. 210 p.
- Melo, M. T. & Prade, G. O., 1968. **Geologia da região Sudeste de São Raimundo das Mangabeiras – Maranhão.** DIREX/RENOR, Rel. 297M, PETROBRÁS, Belém.
- Mesner, J. G. & Wooldridge, L. C., 1964. **Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão.** Boletim Técnico da PETROBRÁS 7(2): 137-164.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. **Earth Science Review** 13(1): 1-62.
- Miall, A. D., 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: Miall, A. D. & Tyler, N. (Editors). **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery.** Society for Sedimentary Geology/SEPM, p. 6-12.
- Miall, A. D., 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. **Journal of Sedimentary Research** B64: 146-158.
- Moraes, M. A. S. & De Ros, L. F., 1992. Depositional infiltrated and authigenic clays in Fluvial Sandstones of the Jurassic Sergi Formation Reconcavo Basin northeastern Brazil. **Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstone** 1: 197-208.
- Mountney, N. P., 2006. Eolian facies models. In: Posamentier, H. W. & Walker, R. G. **Facies models revisited.** Tulsa, Oklahoma, U.S.A: SEPM. p.19 - 83.
- Nascimento, M. S. & Góes, A. M., 2007. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luís Luís-Grajaú, norte do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências** 37(1): 50-63.
- Nichols, G., 2009. **Sedimentary and Stratigraphy.** 2º ed., Wiley-Blackwel, 419 p.
- Oliveira, A. I. & Leonardos, O. H., 1940. **Geologia do Brasil.** 1ª edição, XXXVI Estampas. 472 p.

- Parrish, J. M., Parrish, J. T., Ziegler, A. M., 1986. **Permian-Triassic Paleogeography and Paleoclimatology and Implications for the Rapsid Distributions**. Editors, Washington: Smithsonian Press, p.109-132.
- Paz, J. D. S. & Rossetti, D. F., 2006. Petrography of gypsum-bearing facies of the Codó Formation (Late Aptian), Northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 78(3): 557-572.
- Plummer, F. B., Prince, L. I., Gomes, F. A., 1948. **Estados do Maranhão e Piauí**. In: Relatório do Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro. p.87-134.
- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Colella, A. & Prior, D.B. (editors). **Coarser-grained deltas**. Special Publication n° 10 of International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publication, p. 29-74.
- Reimann, C. & Caritat, R., 1998. Chemical Elements in the Environment: Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist. Germany, Springer, 398 p.
- Retallack, G. J., Seyedolali, A., Krull, E. S., Holser, W. T., Ambers, C. P., Kyte, F. T., 1998. Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia. **Geology** 26(11): 979-982.
- Rhodes, M. K., Carroll, A. R., Pietras, J. T., Beard, B. L., Johnson, C. M., 2002. Strontium isotope record of paleohydrology and continental weathering, Eocene Green River Formation, Wyoming. **Geology** 30: 167–170.
- Robinson, P. L., 1973. Paleoclimatology and Continental Drift: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. In: Tarling, D. H. and Runcorn, S. K. (Editors). **New York: Academic** 1: 449-476.
- Rodríguez-Pascua, M. A., Calvo, J. P., De Vicente, G., Gómez-Gras, D., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. **Sedimentary Geology** 135: 117–135.
- Salvany, J. M., 1997. Continental evaporitic sedimentation in Navarra during the Oligocene to Lower Miocene: Falces and Lerín Formations. In: **Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene)**. Busson, G. & Schreiber, B. C. (Editors), Columbia University Press, New York. p. 397-411.
- Santos, M. E. C. M. & Carvalho, M. S. S., 2004. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB**. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. In: CPRM, Serviço Geológico do Brasil/DIEDIG/DEPAT, Rio de Janeiro, 211 p.
- Schreiber, B. C. & El Tabakh, M., 2000. Deposition and early alteration of evaporites. **Sedimentology** 47: 215–238.
- Scotese, C. R., Bouco, T. A. J., Mckerrow, W. S., 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. **Journal of African Earth Sciences** 28(1): 99-114.
- Simms, M. J., 2003. Uniquely extensive seismites from the latest Triassic of the United Kingdom: Evidence for bolide impact? **Geology** 31(6): 557–560.

- Talbot, M. R. & Allen, P. A., 1996. Lakes. In: Reading, H.G. (editor). **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**, 3rd edition. Blackwell Science, Oxford, p. 83–124.
- Tlili, A., Felhi, M., Montacer, M., 2010. Origin and depositional environment of palygorskite and sepiolite from the ypresian phosphatic series, southwestern. **Clays and Clay Minerals** 58: 573–584.
- Tohver, E., Lana, C., Cawood, P. A., Fletcher, I. R., Jourdan, F., Sherlock, S., Rasmussen, B., Trindade, R. I. F., Yokoyama, E., Souza Filho, C. R., Marangoni, Y., 2012. Geochronological constraints on the age of a Permo–Triassic impact event: U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for the 40 km Araguinha structure of central Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 86: 214–227.
- Tsikalas, F., 2004. Mjølnir Crater as a Result of Oblique Impact: Asymmetry Evidence Constrains Impact Direction and Angle. In: Koeberl, C. & Henkel, H. (Editors). **Impact Tectonics**. Springer, p. 285-306.
- Tucker, M. E., 1991. **Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks**. 2^o ed., Blackwell Scientific Publications, 260 p.
- Vasconcelos, M. A. R., Crósta, A. P., Maziviero, M. V., Molina, E. C., Reimold, W. U., 2012. Geophysical signatures of the Riachão impact structure, Brazil. **43rd Lunar and Planetary Science Conference**, Texas, 1120.pdf
- Vaz, P. T., Rezende, N. G. A. M., Filho, J. R. W., Travassos, W. A. S., 2007. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 15(2): 253-263.
- Velde, B., 1985. Clay Minerals: a Physico-Chemical Explanation of their Occurrence. **Developments in Sedimentology** 40: 225-256.
- Walker, R.G., 1990. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. **Journal of Sedimentary Petrology** 60: 777-786.
- Walker, R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R. G. & James N. P. (Editors). **Facies Models** - Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, Ontario, Canada.
- Warren, J. K., 1985. On the significance of evaporite lamination. In: Schreiber, B. C. (Editor), Proc. Sixth Int'l Sym. On Salt, Toronto, 1: 161-170.
- Warren, J. K., 2006. **Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons**. 1^a ed., Springer, 1035p.
- Widdowson, M., 2007. Laterite and ferricrete. In: Nash, D. J. & McLaren, S. J. **Geochemical sediments and landscapes**. Australia. Blackwell. p. 70-118.
- Wignall, P. B., 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. **Earth-Science Reviews** 53: 1-33.
- Wilson, I. G., 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. **Geographical Journal** 137: 180-189.

- Wizevic, M. C., 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall, A.D. & Tyler, N. (editors). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Tulsa, **Society for Sedimentary Geology/SEPM**. p. 22-24 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).
- Yang, Z. Y., Sheng, J. Z., Yin, H. F., 1995. The Permian-Triassic boundary: The global stratotype section and point. **GSSP: Episodes** 18: 49-53.
- Zalán, P. V., 1991. Influence of Pré-Andean orogenies on the Paleozoic Intracratonic Basins of South América. In: **Anais do 4° Simpósio Bolivariano**, Bogotá. Association Colombiana de Geólogos y Geofísicos Del Petróleo. Tomo I, Trabajo 7.
- Zharkov, M. A. & Chumakov, N. M., 2001. Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere. **Stratigraphy and Geological Correlation** 9(4): 340-363.