



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ALEXANDRE RIBEIRO CARDOSO

**FÁCIES E PETROGRAFIA DA SUCESSÃO JURÁSSICA SUPERIOR
(FORMAÇÃO PASTOS BONIS) DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE
FLORIANO - PI**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PARÁ
SETEMBRO/ 2016

ALEXANDRE RIBEIRO CARDOSO

**FÁCIES E PETROGRAFIA DA SUCESSÃO JURÁSSICA
SUPERIOR (FORMAÇÃO PASTOS BONS) DA BACIA DO
PARNAÍBA, REGIÃO DE FLORIANO – PI**

Trabalho de Conclusão de Curso, apresentado à
Faculdade de Geologia do Instituto de
Geociências da Universidade Federal do Pará –
UFPA em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira

Belém
2016

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Cardoso, Alexandre Ribeiro 1994-
Fácies e petrografia da sucessão jurássica superior (Formação Pastos
Bons) da Bacia do Parnaíba, região de Floriano - PI / Alexandre Ribeiro
Cardoso. – 2016.
81 f : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal
do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2016.

1. Fácies (Geologia) - Piauí. 2. Petrologia - Piauí. 3. Parnaíba, Rio,
Bacia (PI). 4. Gondwana (Continente) I. Título.

CDD 22 ed.: 552.509813

ALEXANDRE RIBEIRO CARDOSO

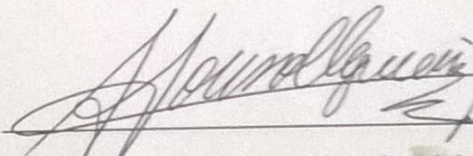
**FÁCIES E PETROGRAFIA DA SUCESSÃO
JURÁSSICA SUPERIOR (FORMAÇÃO PASTOS
BONS) DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE
FLORIANO – PI**

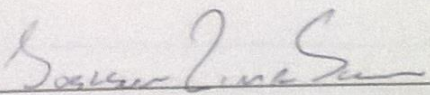
Trabalho de Conclusão de Curso, apresentado à
Faculdade de Geologia do Instituto de
Geociências da Universidade Federal do Pará –
UFPA em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

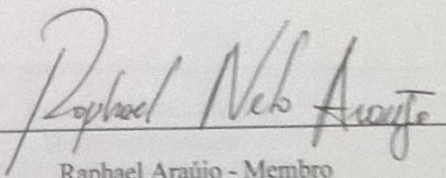
Data de aprovação: 30/03/16

Conceito: Exc

Banca examinadora:


Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira - Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará


Prof. Joelson Lima Soares - Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará


Raphael Araújo - Membro
Mestre em Geologia
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

Aos meus pais,
pilares da minha vida, razões de tudo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Azarias Cardoso e Cintia Ribeiro, que, apesar das dificuldades, nunca mediram esforços para que eu alcançasse os meus objetivos.

Ao meu irmão, Alessandro Cardoso; aos meus avós, Ruth e Virgílio Cardoso, Amparo e José Ribeiro; a minha avó de coração Pastora da Silva (*in memoriam*); tios e primos, pelo apoio e incentivo.

Ao Prof. Dr. Afonso Nogueira, pela amizade, paciência, orientações e oportunidades.

Aos Profs. Drs. Joelson Soares e José Bandeira, pelas valiosas sugestões e ensinamentos.

Ao CNPq e à Universidade Federal do Pará pelo apoio financeiro e estrutural durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Rômulo Angélica e a Msc. Manoella Cavalcante pelo auxílio nas análises de difração de raios-X.

Aos amigos do GSED, que foram essenciais em várias etapas do curso e deste trabalho, principalmente Francisco Abrantes, Cleber Rabelo, Hudson Santos, Pedro Augusto, Kamilla Santos, Isaac Salém, Roberto Araújo, Taynara Martins, Mateus Xavier e Mateus Morgado.

Aos técnicos do Laboratório de Sedimentologia, Lopes e Everaldo Cunha, e Laboratório de Laminação, Joelma Lobo, pelo auxílio na preparação de amostras.

Ao Prof. Dr. Michel Sauma, pela amizade e incentivo.

Aos amigos da turma de 2011, em especial Williamy Queiroz, Danilo Cruz, Daniela Soares, Brenda Moreira e Evelyn Melo; e de 2012, Ivinny Barros, Vitor Centeno, Paulo Ronny, Layse Hollanda, Paulo Faro, Malu Ferreira, Lucy Soares e Enzo Venturieri, pelos momentos e por tornarem esta caminhada mais fácil.

Aos amigos de fora da geologia, Lana Castro e Marcelo Assunção.

À Carla Arnaud, pelo carinho, paciência e apoio.

Aos demais professores do IG, pelos ensinamentos; e aos funcionários e bolsistas da Biblioteca do IG, pelo auxílio e solicitude.

Agradeço a todos que direta ou indiretamente me ajudaram a ingressar e concluir este curso, cujos nomes não caberiam em uma página.

“A vida é breve, mas cabe nela
muito mais do que somos capazes
de viver.”

José Saramago

RESUMO

A fragmentação do supercontinente Gondwana durante o Triássico Superior ao Jurássico foi marcada por mudanças climáticas intensas, concomitantes à implantação de extensos sistemas desérticos/lacustres. Esses depósitos sucedem a colocação e extrusão de derrames vulcânicos, relacionados à fase pré-rift e abertura inicial do Oceano Atlântico Equatorial. Parte destes eventos está registrada na Formação Pastos Bons, exposta principalmente na porção sudeste da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil. As facies sedimentares foram agrupadas em duas associações de facies (AF), representativas de um ambiente lacustre. A associação de facies lacustre central (AF1) é composta por pelitos laminados, ritmitos arenito/pelito e arenito com laminação plano-paralela. Turbiditos distais (AF2) consistem em arenitos com laminação cruzada cavalgante supercrítica, arenitos com estratificação plano-paralela, arenitos maciços e arenitos com estruturas deformacionais. A AF1 foi gerada nas porções mais profundas dos lagos, caracterizadas por baixa energia, com influxos fluviais esporádicos. A AF2 sugere fluxos gravitacionais retrabalhados por fluxo combinado. Este conjunto esteve, provavelmente, ligado a um sistema de *flysch-like delta front*, alimentado por canais fluviais efêmeros, em fluxos hiperpicnais. A instalação dos lagos Pastos Bons foi controlada por áreas subsidentes, provavelmente, depocentros restritos. O predomínio de facies siliciclásticas e o contato lateral com o sistema desértico úmido da Formação Corda evidenciam uma atenuação climática, que gerou condições favoráveis à atividade biológica. Petrograficamente, os arenitos desta unidade podem ser classificados como subarcósios, com grãos de areia fina a média, subangulosos, bem a moderadamente selecionados. A diagênese destas rochas abrangeu os estágios eo- e mesodiagenético, com compactação mecânica, cimentação de dolomita e óxido de Fe e geração de poros secundários. As análises de difração de raios-X apontam, principalmente, esmectita e alto teor de feldspatos, que coadunam um clima árido a semiárido, com intemperismo químico incipiente. A assembleia de minerais pesados é caracterizada pela abundância a superabundância de minerais estáveis, o que evidencia a alta maturidade mineralógica destes depósitos. Apesar da pequena espessura e da distribuição restrita, a Formação Pastos Bons pode servir como um guia estratigráfico, uma vez que indica porções subsidentes no supercontinente Gondwana Oeste, anteriormente à ruptura continental pós-Jurássico.

Palavras-chave: Paleoambiente. Jurássico. Turbiditos modificados por ondas. Formação Pastos Bons. Bacia do Parnaíba. Gondwana Oeste.

ABSTRACT

The West Gondwana fragmentation during the Late Triassic and Jurassic times was marked by intense climatic changes, concomitant to the implantation of extensive desertic/lacustrine systems. These deposits succeeded the emplacement and extrusion of lava flows, related to the pre-rift phase and initial opening of the Equatorial Atlantic Ocean. Part of these events is recorded in Pastos Bons Formation, exposed mainly in southeastern portion of Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. Sedimentary facies are grouped in two facies associations (FA), representative of a lacustrine system. Central lake facies association (FA1) is composed by laminated mudstone, sandstone/mudstone rhythmite and even-parallel laminated sandstone. Distal turbidites (FA2) consist in sandstones with supercritically climbing ripple cross-lamination, sandstones with even-parallel stratification, massive sandstones and sandstones with soft-sediment deformation structures. FA1 was deposited in the deepest portions of the lake, characterized by low energy, episodically disturbed by fluvial influx. FA2 suggests gravitational flow reworked by combined-flow, probably linked to a flysch-like delta front, fed by ephemeral streams, in hyperpycnal flows. The installation of Pastos Bons lakes was controlled by subsiding areas, probably restricted depocenters. Predominance of siliciclastic facies and the lateral contact with humid desert facies of Corda Formation evidence climatic attenuation, which enhanced biological activity. Petrographically, the sandstones of this unit are classified as subarkoses, fine to medium-grained, with subangulose grains, well to moderated-sorted. Diagenesis of these rocks included eo- and mesodiagenetic stages, with mechanical compaction, dolomite cementation, iron-oxide cementation and generation of secondary porosity. X-ray diffraction analyses evidence mainly smectite and high content of feldspars, which coadunate an arid/semiarid climate, with incipient chemical weathering. Heavy mineral assemblage is characterized by abundance to superabundance of stable minerals, which evidences the high mineralogical maturity of these deposits. Despite of the small thickness and restrict distribution, Pastos Bons Formation can be a stratigraphical guide, which indicates subsiding portions in the Western Gondwana supercontinent, prior to post-Jurassic continental breakup.

Keywords: Paleoenvironment. Jurassic. Wave-modified turbidity currents. Parnaíba Basin. Western Gondwana. Jurassic. Pastos Bons Formation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de localização dos perfis litoestratigráficos estudados na região de Nova Iorque – MA e Floriano – PI..... 14
- Figura 2 - Paleogeografia mesozoica. A. Triássico Inferior a Médio. B. Jurássico Médio. C. Cretáceo Superior..... 18
- Figura 3 – Caracterização paleoclimática, composição atmosférica, eventos de colocação de LIPs, impactos de meteoros e intensidade das extinções durante a Era Mesozoica.19
- Figura 4 - Histórico de estudos sobre a estratigrafia do Mesozoico da Bacia do Parnaíba, com destaque para a Formação Pastos Bons.....24
- Fig. 5. Localization map of the study area and main outcrops of the Pastos Bons Formation. A. Maranhão and Piauí States, northeast Brazil. B. São João dos Patos (MA) and Floriano (PI) cities, study area. C. Geological units in the study area..... 33
- Fig. 6. Stratigraphic cross-sections of the Pastos Bons Formation showing main lithologies, sedimentary features, and locations of the samples. 35
- Fig. 7. Panoramic view of the Pastos Bons Formation outcrops. A. Section of the Pastos Bons Formations in Floriano region (Scale: 1.70 m). B. Detail of the thickening and fining upward cycles (Scales: 50 cm and 34 cm, respectively). C. Contact between the facies associations, FA1 at the base and FA2 at the top. 37
- Fig. 8. Central lake facies association. A. Panoramic view of the Ml facies, which show thickening upward cycles of mudstone beds (Scale: 1.72 m); B. Basic dike intrusion (yellow lines limit the dike) (Scale: 1.76 m) C. Tabular rhythmite beds, from facies S/Mr (Scale: 34 cm); D. Facies Sel, with thin sets of even-parallel lamination (Scale: 5 cm). 40
- Fig. 9. Src and Ses facies. Locally, there are ferruginous concretions (yellow arrows), detached by erosion of surrounding friable grains. These beds show the Tb and Tc horizons from Bouma Sequence (Scale: 5 cm)..... 41
- Fig 10. Wave-influenced structures. A. Supercritically climbing- ripple cross-lamination, locally deformed (Scale: 8 cm). B. Representation of A. C. Pinch and swell structures. Note concave bases (Scale: 8 cm). D. Undulated lamination present in Src facies (Scale: 2 cm)..... 42

| | |
|---|----|
| Fig. 11- Soft-sediment deformation structures of the Sd facies. A. Ball and pillow structures, convolute lamination, disrupted lamination and asymmetric folds (Scale: 34 cm). B. Representation of A. C. Load cast, deforming Ses facies (Scale: 34 cm). D. Injection structures (dykelets), at the upper portion of the beds. E. Beds with fixed pseudonodules and flame structures, sandwiched by undeformed horizons (Scale: 34 cm). F. Isolated pseudonodules, with ball and pillow structures, which include lensoidal, sigmoidal and lenticular bodies (Scale 7 cm)..... | 43 |
| Fig. 12. Emphasis in smectite (Sme) and illite (Ilt) peaks, main clay minerals present in mudstone beds. Note different aspects of the peaks: smectite exhibits ill-defined peaks, whilst illite presents symmetrical peaks. | 45 |
| Fig. 13. Depositional processes of a flysch-like delta front, suggested for Pastos Bons Formation. | 48 |
| Fig. 14. Depositional model for Pastos Bons Formation. A. Lateral relationship between Corda and Pastos Bons formations. B. Lacustrine dynamic during the unconfined flow. | 48 |
| Fig. 15. Paleogeography of the West Gondwana (adapted from Torsvik and Cocks 2013). A. West Gondwana during the Late Jurassic. B. Pastos Bons lakes during the Late Jurassic and C. Early Cretaceous. | 50 |
| Figura 16 - Classificação petrográfica dos arenitos da Formação Pastos Bons. | 55 |
| Figura 17 - Constituintes deposicionais dos arenitos da formação Pastos Bons. A. Grãos de quartzo predominantemente monocristalinos (Qm) e subangulosos, além de microclina (Mc). B. Plagioclásio (Pl) é o feldspato mais comum. C. Grãos de feldspato com lamelas de deformação (setas amarelas), muito comuns nestes arenitos. D. Fragmento de rocha vulcânica (Frv). E. Fragmento de rocha metamórfica, provável quartzito (círculo amarelo) e feldspato com lamelas de deformação (seta amarela). F. Mica deformada e grãos de quartzo embaiado (seta amarela)..... | 58 |
| Figura 18 - Constituintes diagenéticos dos arenitos da Formação Pastos Bons. A. Matriz deposicional com aspecto pore filling, além de finas películas de argila (seta vermelha). B. Cimento dolomítico (Dol - Dolomita). C. Feições de substituição por cimento dolomítico, preservadas devido à presença de películas de argila (círculo vermelho). D. Porosidade dos arenitos e sobrecrescimento de quartzo. E. e F. Grãos parcialmente dissolvidos, com a formação de poros intragranulares. | 59 |

| | |
|--|----|
| Figura 19 - Sobreposição de difratogramas das amostras coletadas em níveis pelíticos, notar certa conformidade entre os picos principais. Sme: esmectita; Illt – illita; Kln – caulinita; Qz – quartzo; Or – ortoclásio; Ab – albita; Hem – hematita; Dol – dolomita. | 63 |
| Figura 20 - Argilominerais da Formação Pastos Bons. A. Destaque para os picos de esmectita (Sme) e illita (Illt), principais minerais utilizados para inferências paleoambientais. B. Difratograma de amostra glicolada, com destaque para o realce do pico de esmectita. | 64 |
| Figura 21 - Minerais Pesados da Formação Pastos Bons (detalhes no texto). A. Turmalina 1 B. Turmalina 2 C. Turmalina 3. D. Zircão 1. E. Zircão 2. F. Rutilo 1. G. Rutilo 2. H. Topázio. I. Epidoto. J. Cianita. L. Opacos. M. Estauroлита. N. Granada. Setas vermelhas – fragmentação; Setas verdes – inclusões de opacos; Setas azuis – zoneamento; Setas pretas – microfraturas; Setas roxas – marcas de abrasão; Setas cinzas – “crista de galo”; Setas amarelas – marcas mamilares. | 68 |
| Figura 22 - Índice ZTR e bordas dos minerais pesados da Formação Pastos Bons. A. Índice ZTR, com superabundância a abundância de zircão, turmalina e rutilo. B. Estágio intempérico das bordas dos minerais pesados, com predomínio de bordas corroídas. | 69 |

SUMÁRIO

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 13 |
| 1.1 | Apresentação | 13 |
| 1.2 | Localização | 13 |
| 2 | OBJETIVOS | 15 |
| 3 | MESOZOICO | 16 |
| 4 | CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL | 20 |
| 4.1 | Bacia do Parnaíba | 20 |
| 4.2 | Grupo Mearim | 20 |
| 4.3 | Formação Pastos Bons | 21 |
| 5 | MATERIAIS E MÉTODOS | 25 |
| 5.1 | Análise de Fácies | 25 |
| 5.2 | Petrografia de Arenitos | 25 |
| 5.3 | Difratometria de Raios-X | 25 |
| 5.4 | Separação de Minerais Pesados | 26 |
| 5.5 | Mapa de Localização | 26 |
| 6 | REVISÃO DE CONCEITOS – AMBIENTE LACUSTRE | 27 |
| 7 | WAVE-MODIFIED TURBIDITES IN A MASSIVE LACUSTRINE SYSTEM OF THE PARNAÍBA BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL: PALAEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS TO WESTERN GONDWANA | 30 |
| 7.1 | Introduction | 31 |
| 7.2 | Geological Setting | 31 |
| 7.3 | Methods | 33 |
| 7.3.1 | Facies Analysis | 33 |
| 7.3.2 | X-Ray Diffraction | 33 |
| 7.4 | Depositional Facies of the Pastos Bons Formation | 34 |
| 7.5 | Mineral Composition of the Pastos Bons Formation | 44 |
| 7.6 | Paleoenvironment and Depositional System | 45 |

| | | |
|-----|---|----|
| 7.7 | The palaeogeographic role of the Pastos Bons lakes in Western Gondwana | 48 |
| 7.8 | Conclusions | 50 |
| 7.9 | References | 51 |
| 8 | DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DE ARENITOS | 55 |
| 8.1 | Descrição e Classificação | 55 |
| 8.2 | Evolução Diagenética | 60 |
| 9 | MINERALOGIA | 62 |
| 9.1 | Difratometria de Raios-X | 62 |
| 9.2 | Minerais Pesados | 65 |
| 10 | CONCLUSÕES | 70 |
| | REFERÊNCIAS | 71 |
| | APÊNDICES | |
| | APÊNDICE A – TABELA PETROGRÁFICA | 79 |
| | APÊNDICE B – TABELA DE CONTAGEM – MINERAIS PESADOS (Perfil FL-01) | 80 |
| | APÊNDICE C – TABELA DE CONTAGEM – MINERAIS PESADOS (Perfil PB-11) | 81 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

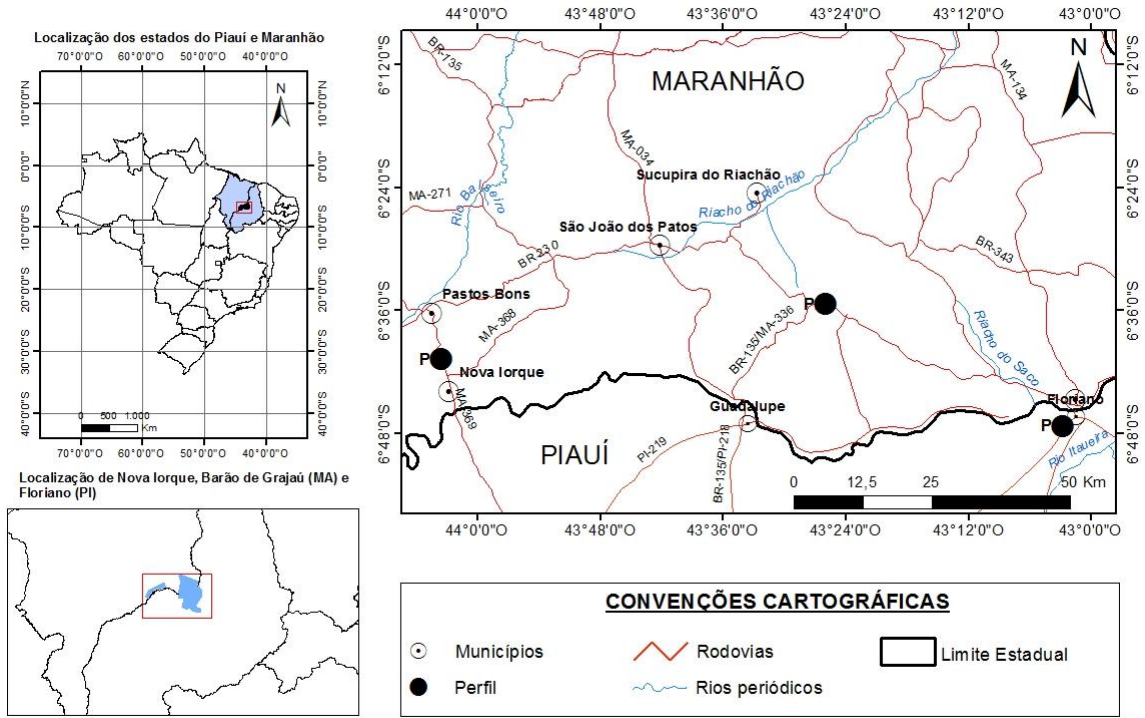
O Mesozoico foi marcado por mudanças geológicas significativas decorrentes de soerguimentos generalizados durante a consolidação do megacontinente Pangea no início do Triássico, e por sua fragmentação durante o Jurássico e Eocretáceo, o que possibilitou a implantação de sistemas desérticos/lacustres, assim como a ocorrência de significativos eventos magmáticos (UCHUPI; EMERY, 1991; VICTOR ZÁLAN, 1991). Na Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil, estes eventos estão registrados nas unidades jurássicas, representadas pelos derrames basálticos da Formação Mosquito, arenitos flúvio-eólicos da Formação Corda e depósitos lacustres da Formação Pastos Bons (GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ et al., 2007), além dos derrames cretáceos da Formação Sardinha (REZENDE, 1998), como consequência de processos de rifteamento e abertura do Oceano Atlântico (BAKSI; ARCHIBALD, 1997; MILANI; THOMAZ FILHO, 2000; VEEVERS, 2004).

Problemas estratigráficos relacionados à Formação Pastos Bons são bastante discutidos na literatura geológica (SANTOS, 1974; CALDASSO, 1978; REZENDE, 1998) e vários autores destacam a necessidade de estudos mais detalhados com enfoque em sua idade e relações de contato, sobretudo com as formações Poti, Piauí, Sambaíba, Mosquito e Sardinha (VAZ et al., 2007; ROMERO BÁLLEN, 2012). Em vista disto, este trabalho pretende caracterizar as fácies sedimentares, reconstituir o paleoambiente, caracterizar a mineralogia e interpretar a evolução diagenética dos depósitos siliciclásticos da Formação Pastos Bons na região de Floriano (PI). Os trabalhos acerca desta unidade ainda são regionais ou direcionados ao estudo paleontológico e, até o momento, não existem estudos sedimentológicos e estratigráficos de detalhe que permitam um melhor entendimento faciológico e paleoambiental destes depósitos. Além disso, a caracterização mineralógica dessa sucessão é pouco conhecida. A descrição petrográfica e classificação de arenitos são esforços ainda incipientes para esta unidade.

1.2 Localização

As melhores exposições da Formação Pastos Bons ocorrem na porção central e sudeste da Bacia do Parnaíba, principalmente na fronteira entre os estados do Maranhão e Piauí. Neste sentido, os afloramentos estudados estão situados nas rodovias BR-230, entre São João dos Patos (MA) e Floriano (PI), e MA-369, entre Pastos Bons (MA) e Nova Iorque (MA). A área de estudo localiza-se nas folhas SB-23-Z-A e SB-23-Z-B (Fig. 1).

Figura 1 - Mapa de localização dos perfis litoestratigráficos estudados na região de Nova Iorque – MA e Floriano – PI.



Fonte: Elaborado pelo autor.

2 OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo principal a reconstituição paleoambiental dos depósitos da Formação Pastos Bons, intervalo Jurássico Superior a Cretáceo Inferior da Bacia do Parnaíba, na porção central e desta bacia. Adicionalmente, foram realizadas análises paleoclimáticas e de proveniência, bem como a construção de uma sequência diagenética.

3 MESOZOICO

A Era Mesozoica, compreendida entre 251 e 66 Ma, foi marcada pela fragmentação do supercontinente Pangea, com amplas consequências paleogeográficas, paleoclimáticas, geológicas e biológicas. Subdivide-se nos períodos Triássico (251 – 201 Ma), Jurássico (201 – 145 Ma) e Cretáceo (145 – 65,5 Ma) (INTERNATIONAL UNION ON GEOLOGICAL SCIENCES- IUGS, 2013). No Triássico Inferior houve a separação do Pangea entre Laurásia e Gondwana e consequente abertura do Oceano Índico. No Triássico Superior iniciou-se a quebra do Gondwana, com a separação de Antártica e Austrália da América do Sul e da África, enquanto a Índia se movimentava em direção ao norte. A transição para o Jurássico foi marcada pela separação entre a América do Norte e América do Sul (Fig. 2a; HOLZ, 2015). No Jurássico ocorreu a abertura do Oceano Atlântico Norte, a partir da separação da África e da América do Norte e início da abertura do Oceano Atlântico Sul (Fig. 2b). Esta abertura foi finalizada no Cretáceo Inferior, com a separação da América do Sul da África, enquanto o mar de Tethys era progressivamente fechado. América do Norte e Groenlândia também passaram por processos de fissão continental e abertura de um mar restrito. No Cretáceo Superior, Austrália e Antártica migraram para o hemisfério sul, próximo a linha do Equador (Fig. 2c, VEEVERS, 2004; HOLZ, 2015).

A temperatura média global do Mesozoico era de $\sim 25^{\circ}\text{C}$ (6 - 9°C acima da atual), com oscilações de condições *greenhouse* quentes a frias, e alguns intervalos curtos de *hothouse*, comumente associados à colocação de LIPs (*large igneous provinces*) (Fig. 3, HOLZ, 2015). O clima da Terra era controlado, principalmente, pela 1) redistribuição paleogeográfica dos continentes; 2) erupções vulcânicas associadas ao rifteamento do Pangea; e 3) liberação de metano em erupções vulcânicas e por répteis gigantes, abundantes no Mesozoico (HOLZ, 2015). Esta tendência ao aumento global da temperatura foi esporadicamente revertida por invernos de impacto (*impact winters*), ocasionados pela queda de meteoros e resultante ascensão de nuvens de poeira, responsáveis pelo bloqueio temporário de raios solares. Pelo menos nove grandes crateras de impacto (diâmetro > 20 km) são datadas como mesozoicas (HOLZ, 2015).

O Mesozoico foi caracterizado pelo nível elevado do mar, a exceção do Induano Inferior (Triássico Inferior), Hettangiano/Sinemuriano (Jurássico Inferior) e Valangiano (Cretáceo Inferior) (HOLZ, 2015). A separação das massas continentais resultou na migração das linhas de costas, formação de mares epíricos, além da aceleração dos padrões de circulações oceânicas e atmosféricas (WICANDER; MONROE, 2013). O conteúdo de O_2

atmosférico chegou a valores de 15% no Triássico Inferior, com aumento gradual e ápice em 25 – 30% no Cretáceo Superior (HOLZ, 2015). O teor de CO₂ alcançou valores de 1200 – 4800 ppm, 4 a 16 vezes acima do valor atual (Fig. 3; HOLZ, 2015).

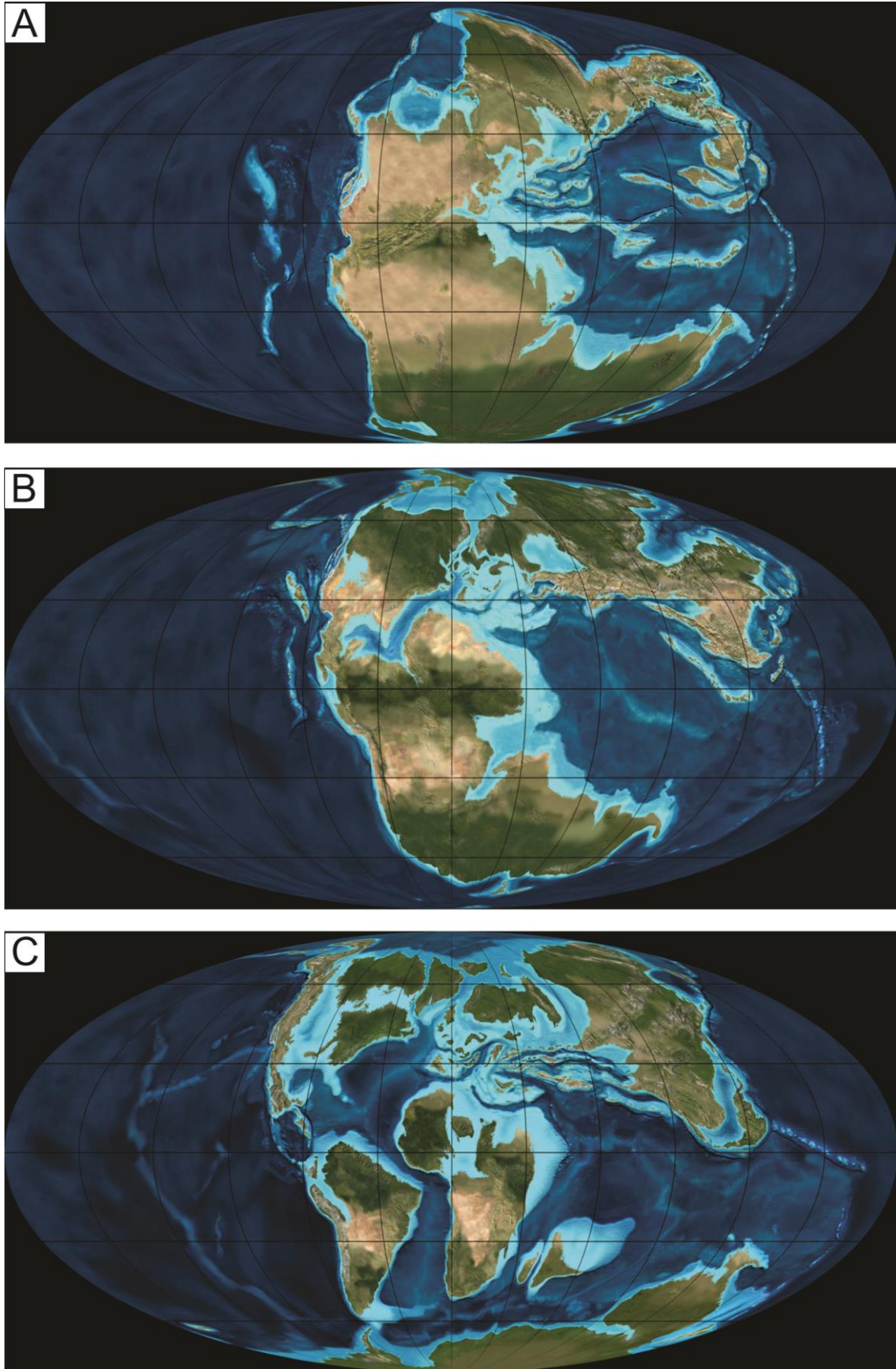
A transição Permiano/Triássico foi marcada por uma extinção em massa propiciada por alterações climáticas extremas (Fig. 3). No final do Triássico Superior, os invertebrados marinhos repovoaram os oceanos e mares, no entanto, com baixa diversidade de espécies. Esta diversidade foi expandida no Triássico Superior, com maior proliferação de espécies escavadoras. A ictiofauna era dominada por teleósteos, mas também houve a elevação no número de espécies cartilaginosas (WICANDER; MONROE, 2013).

Os continentes eram amplamente dominados por répteis gigantes, principalmente os dinossauros, surgidos no Triássico Superior, com epíbole no Jurássico (HOLZ, 2015). A transição Triássico/Jurássico também registrou a evolução de répteis mamaliformes (terapsídeos e cinodontes), enquanto que o Cretáceo presenciou o aparecimento das primeiras espécies de mamíferos. Quanto à flora, predominavam plantas sem sementes e gimnospermas no Triássico/Jurássico, o que mudou com o surgimento das angiospermas no Jurássico Superior/Cretáceo Inferior (WICANDER; MONROE, 2013).

A extinção em massa ocorrida na transição Cretáceo/Paleoceno (Fig. 3) decorreu de impactos extraterrestres, os quais geraram grandes nuvens de poeira que bloquearam a luz solar, fato que afetou intensamente a fotossíntese, com consequências catastróficas para a cadeia alimentar (VEEVERS, 2004; HOLZ, 2015). Houve a vaporização das rochas e consequente liberação dos ácidos sulfúrico e nítrico, que resultou em chuvas ácidas. Além disso, ocorreu a diminuição abrupta da temperatura superficial e vulcanismo intenso. O final do Cretáceo foi marcado pela sazonalidade climática, o que exigiu uma grande capacidade adaptativa dos organismos da época (HOLZ, 2015).

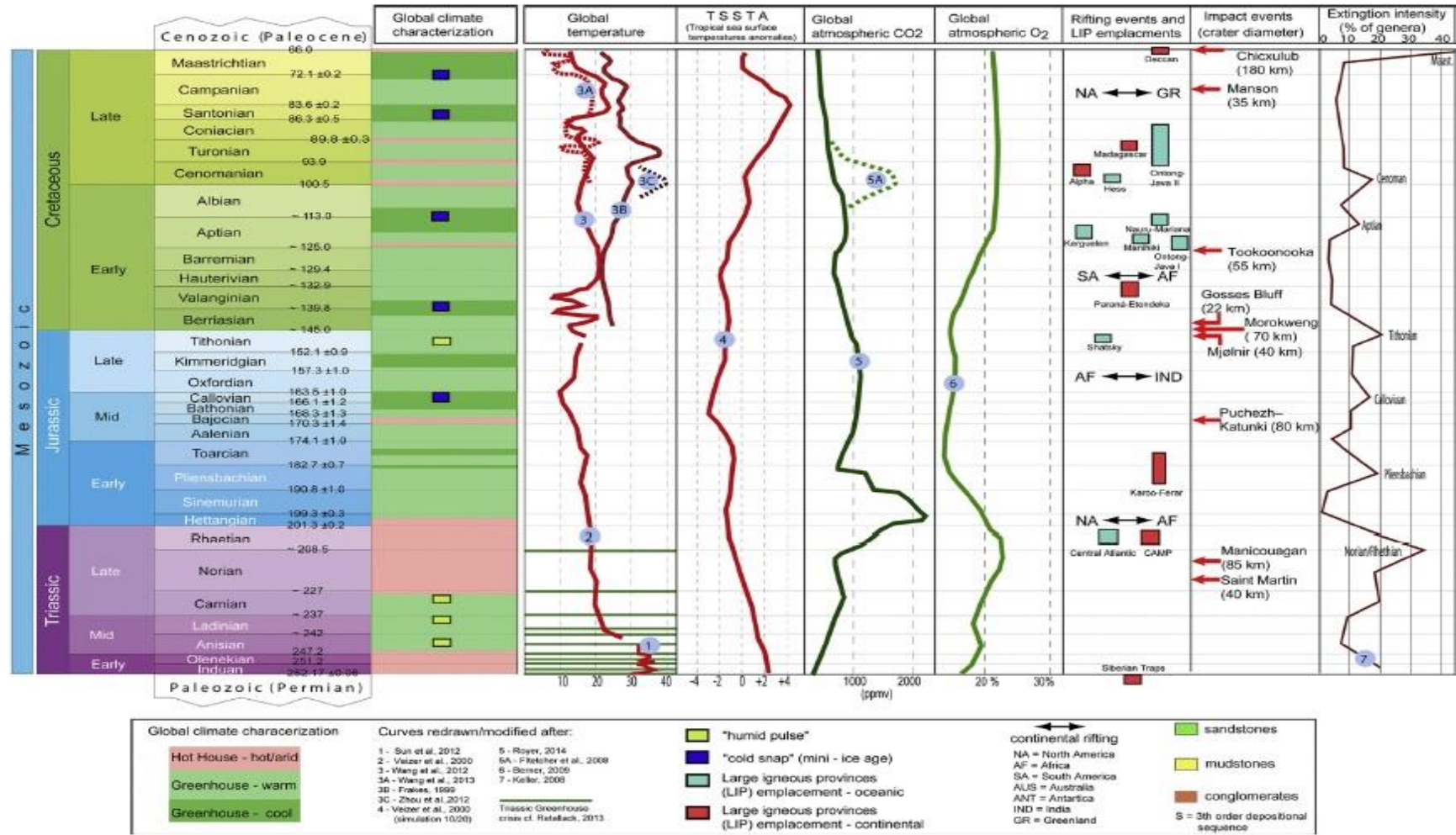
Os principais recursos econômicos do Mesozoico são depósitos de carvão (e.g. Bacia de Kaitanga, Austrália); petróleo e gás natural (e.g. Bacia de Indus, Paquistão; de San Juan, México; e Bacia Potiguar, no Brasil); urânio, potássio e vanádio (e.g. Platô do Colorado, EUA). Kimberlitos diamantíferos estão presentes, principalmente no Platô Iramba (África do Sul), além de BIFs restritas, como na Bacia de Lorraine (Luxemburgo). *Placers* de ouro são comuns nas Montanhas Klamath (EUA) e depósitos porfiríticos de cobre ocorrem em maior quantidade no *Copper Belt* dos Andes (Peru e Chile) (WICANDER; MONROE, 2013).

Figura 2 - Paleogeografia mesozoica. A. Triássico Inferior a Médio. B. Jurássico Médio. C. Cretáceo Superior.



Fonte: Software *Global Paleogeography*(ano).

Figura 3 – Caracterização paleoclimática, composição atmosférica, eventos de colocação de LIPs, impactos de meteoros e intensidade das extinções durante a Era Mesozoica.



Fonte: Adaptado de (HOLZ, 2015).

4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, anteriormente referida como Bacia do Maranhão ou Bacia do Piauí-Maranhão, é uma bacia intracratônica, que está localizada no norte da Plataforma Sul-Americana e no nordeste do Brasil, mais precisamente nos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (AGUIAR, 1969; GÓES; FEIJÓ, 1994). Ocupa uma área de, aproximadamente, 600 000 km², e pode atingir de 3400 a 3500 m no seu depocentro (CAPUTO, 1984; VAZ et al., 2007).

O embasamento consiste em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares (VAZ et al., 2007), formadas ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro do Cinturão Araguaia-Tocantins, crátons Amazônico e São Francisco, além da Província Borborema (VICTOR ZÁLAN, 1991), as quais abrangem idades arqueanas a ordovicianas. Este embasamento foi consolidado no Proterozoico Superior e início do Fanerozoico (700 – 450 Ma) (ALMEIDA; HASUI, 1976). Importantes eventos tectonomagmáticos também contribuíram na evolução e arcabouço estratigráfico da Bacia do Parnaíba. Schobbenhaus et al. (1984) associaram, ainda, o arcabouço da bacia em questão com as estruturas de lineamentos e dobramentos originadas ou reativadas por eventos de descompressão e resfriamento, que influenciaram no estabelecimento de estruturas grabeniformes, principalmente, durante a fragmentação do Gondwana. Vaz et al. (2007) definem como elementos estruturais mais significativos da bacia os Lineamentos Pico Santa-Inês, Marajó-Parnaíba e a Zona de Falha Transbrasileira. Estas estruturas foram importantes nos estágios iniciais da evolução local e no direcionamento deposicional na Bacia do Parnaíba (VAZ et al., 2007).

Góes e Feijó (1994) dividiram esta bacia em cinco sequências: Sequência Siluriana; Sequência Devoniana; Sequência Carbonífero-Triássica; Sequência Jurássica e Sequência Cretácea. No entanto, mais recentemente, Vaz et al. (2007) subdividiram a Bacia do Parnaíba em Sequência Siluriana; Sequência Mesodevoniana-EoCarbonífera; Sequência Neocarbonífera-Eotriássica; Sequência Jurássica e Sequência Cretácea.

4.2 Grupo Mearim

O termo Camadas Pastos Bons foi criado por Lisboa (1914) para designar folhelhos e calcários verdes a marrom-chocolate, os quais contêm lentes de opala, intercalados com arenitos brancos. Este autor criou também o termo Série Mearim e Formação Corda, para basaltos e arenitos na parte superior (Triássico) do Rio Mearim, respectivamente. Posteriormente, o termo Grupo Mearim foi utilizado por Aguiar (1969), com o intuito de

agrupar, adicionalmente à então intitulada Formação Pastos Bons, as formações Mosquito, Corda e Sardinha. Góes e Feijó (1994) detalharam o Grupo Mearim e sugeriram que este é constituído pelas formações Pastos Bons e Corda, interdigidadas e sobrepostas discordantemente sobre a Formação Mosquito e ao Grupo Balsas, além de serem sotopostas, em discordâncias, pelos depósitos cretáceos das formações Sardinha, Grajaú, Codó e Itapecuru. A partir de reavaliações feitas por Vaz et al. (2007), foi sugerida a idade cretácea para a Formação Corda, o que deixou apenas a Formação Pastos Bons como representante do Jurássico na Bacia do Parnaíba. Romero Ballén (2012) e Rabelo (2013) discutem tal afirmação, sugerindo que a Formação Corda é, também, jurássica.

A Formação Corda é composta por arenitos finos a médios, cinza esbranquiçados e avermelhados, contendo grãos arredondados de quartzo, foscos, por vezes bimodal, com alguns níveis de ventifactos e de sílex (GÓES; FEIJÓ, 1994; SANTOS; CARVALHO, 2004). De acordo com Vaz et al. (2007), a deposição dessa unidade foi influenciada pelo arqueamento Alto Parnaíba. O ambiente determinado foi desértico, influenciado por sistemas flúvio-lacustres, com eventuais retrabalhamentos por ação eólica (GÓES; FEIJÓ, 1994; ROMERO BÁLLEN et al., 2013; RABELO; NOGUEIRA, 2015).

4.3 Formação Pastos Bons

A Formação Pastos Bons foi primeiramente definida por Lisboa (1914) como Camadas Pastos Bons, com o intuito de referir-se à intercalação de calcários, folhelhos e arenitos entre a cidade homônima e o município de São João dos Patos, ambos no estado do Maranhão. Apesar disto, muitos dos trabalhos posteriores não seguiram esta definição, o que gerou grande incerteza na estratigrafia do Mesozóico da Bacia do Parnaíba. Brazil et al. (1948) posicionaram as camadas referentes às formações Motuca, Sambaíba e Pastos Bons na Formação Melancieiras. Campbell (1949), contudo, atribuíram as Camadas Pastos Bons à Formação Motuca. Mesner e Wooldridge (1964) elevaram as Camadas Pastos Bons ao nível de formação. Posteriormente, Aguiar (1969) utilizou esta denominação para referir-se à lamitos do vale do rio Pedra de Fogo, ao sul da cidade de Pastos Bons. Cunha e Carneiro (1972) unificaram as formações Pastos Bons e Corda (Sistema Desértico Corda-Pastos Bons). Nunes (1973) reavaliaram a estratigrafia da região entre Teresina-Jaguaribe e incluíram as formações Pastos Bons e Motuca na Formação Pedra de Fogo e omitiram a Formação Corda. Tantas divergências estratigráficas e litológicas levaram alguns autores a recomendarem a redefinição ou mesmo a exclusão do termo “Formação Pastos Bons” (CALDASSO, 1978; REZENDE, 1998).

A deposição desta unidade se deu ao longo da Estrutura de Xambioá, que se comportou como um baixo deposicional no Mesozóico (HASUI et al., 1991). De acordo com Lima e Leite (1978), Góes e Feijó (1994) e Vaz et al. (2007), esta deposição localiza-se em paleodepressões, concentradas entre altos topográficos gerados por derrames magmáticos. A Formação Pastos Bons apresenta 77 m de espessura no seu depocentro, e abrange folhelhos e arenitos esverdeados e marrom-avermelhados, observados próximos ao município de Pastos Bons, localizado no Maranhão. Representa a porção Jurássica Superior da Bacia do Parnaíba (GALLO, 2005; VAZ et al., 2007; MONTEFELTRO et al., 2013), e apresenta-se, de leste para oeste, em contato discordante com as Formações Poti, Piauí (entre Floriano e Monsenhor Gil) (SANTOS; CARVALHO, 2004), Pedra de Fogo (no Riacho Pedra de Fogo) e Motuca (LIMA; LEITE, 1978) e concordante e gradacional com a Formação Corda (AGUIAR, 1971). A Formação Pastos Bons estende-se ao longo do vale do Rio Itapecuru e seus afluentes, no estado do Maranhão até o Piauí, onde aflora de modo intermitente até a cidade de Floriano (LIMA; LEITE, 1978).

Caputo (1984) subdividiu esta unidade em três partes: 1) a base é constituída por arenito branco com variações esverdeadas-amareladas, com grãos de granulometria fina a média, subarredondados e, comumente, com estratificação plano-paralela e, por vezes, lentes de calcário; 2) parte média, composta por siltito, folhelho/argilito cinza-esverdeados, com intercalações de arenito; 3) o intervalo superior contém arenito vermelho/rosado, de granulometria fina, e grada para siltito, com alguns níveis de folhelho. Embora o posicionamento estratigráfico da Formação Pastos Bons seja motivo de muitas divergências, o paleoambiente da unidade é definido pela maioria dos autores como lacustre, com influência fluvial, em clima semiárido a árido (MESNER; WOOLDRIDGE, 1964; CAPUTO, 1984; GÓES; FEIJÓ, 1994; PETRA, 2006; VAZ et al., 2007; ROMERO BÁLLEN et al., 2013).

Romero Ballen (2012), com base na disposição de padrões sedimentares, falhas de direção NNW-SSE nas margens oeste e sul do Alto do Itapecuru e na presença de uma janela da Formação Sambaíba na área da Serra das Alpercatas (CUNHA; CARNEIRO, 1972; LIMA; LEITE, 1978), sugere tectônica em blocos para esta unidade, bem como para a Formação Corda. Estas feições estariam associadas ao episódio distensivo de abertura do Oceano Atlântico. Segundo este autor, dados de paleocorrente indicam fluxo para oeste, com a fonte sedimentar representada pelo próprio Alto do Itapecuru. Estas evidências levaram Romero Ballen (2012) a subdividir duas sub bacias, nomeadas com base nas cidades homônimas: a sub bacia de Fortaleza dos Nogueiras (a oeste) e a sub bacia de Pastos Bons (a leste).

O conteúdo fossilífero desta formação é constituído, principalmente, por peixes, conchostráceos e palinórfos (LIMA; CAMPOS, 1980; GALLO, 2005) e sua unidade fossilífera principal é representada pelo Folhelho Muzinho. Nestas camadas foi encontrado o gênero *Lepidotes piauhyensis* (ROXO; LÖEFGREN, 1936), cuja idade sugerida foi Cretáceo Superior. Posteriormente, Kegel (1956)* *apud* Caldasso (1978) utilizaram a associação *Lepidotes* e *Semionotus* para atribuir idade Triássica superior para estes folhelhos. Entretanto, o registro do gênero *Pholidophoridae* conduziu Santos (1953) a recomendar que estas camadas fossem posicionadas no Triássico Médio-Jurássico Superior. Em seguida, por intermédio de *Macrolimnadiopsis* que ocorrem no Folhelho Muzinho, Beurlen (1954) adotou idade triássica superior. Já Santos (1974) sugeriu idade jurássica média, a partir de *Pleurophoídeos* e *Macrosemiídeos*. A partir da identificação de organismos lacustrinos pertencentes aos gêneros *Lioestheria*, *Macrolimnadiopsis*, ostracodes do gênero *Candona* e conchostráceos, a idade jurássica superior também foi proposta por Pinto e Purper (1974), que associaram estas ocorrências com a Formação Pastos Bons, assim como Plummer (1948) e Mesner e Wooldridge (1964). Os estudos palinológicos de Lima e Campos (1980) no Folhelho Muzinho indicaram idade eocretácea (Barremiano).

Gallo (2005), em reavaliação do trabalho de Roxo e Löefgren (1936), atestou idade jurássica superior-cretácea inferior para a Formação Pastos Bons. Outra ocorrência importante desta unidade é o registro de uma nova espécie de crocodiliano (*Batrachomimus pastosbonensis*; MONTEFELTRO et al., 2013), pertencente ao Jurássico Superior, único representante dos *Paralligatoridae*, grupo anteriormente reconhecido apenas na Ásia.

*Kegel, W; 1956. As inconformidades na Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. Rio de Janeiro, DNPM/DMG, Boletim 141, 46p, 1956.

Figura 4 - Histórico de estudos sobre a estratigrafia do Mesozoico da Bacia do Parnaíba, com destaque para a Formação Pastos Bons.

| | Mesner e Wooldridge (1964) | Aguiar (1969) | Cunha e Carneiro (1972) | Góes (1990) | Góes et al (1993) | Góes e Feijó (1994) | Rezende (2002) | Vaz et al (2007) | Romero et al (2013) | Rabelo e Nogueira (2015) |
|-----------|----------------------------|-----------------|-------------------------|-----------------|-------------------|---------------------|-----------------|------------------|---------------------|--------------------------|
| Cretáceo | Fm. Codó | Fm. Codó | Fm. Codó | Fm. Codó | Fm. Itapecuru | Fm. Itapecuru | Fm. Itapecuru | Fm. Itapecuru | Grupo Itapecuru | |
| | | Fm. Grajaú | Fm. Sardinha | Fm. Codó | | | Fm. Codó | | | |
| | | Fm. Sardinha | Fm. Grajaú | Fm. Sardinha | Fm. Sardinha | Fm. Sardinha | Fm. Sardinha | Fm. Sardinha | Fm. Sardinha | Fm. Sardinha |
| Jurássico | Fm. Corda | Fm. Corda | Fm. Corda | Fm. Corda | Fm. Corda | Fm. Corda | Fm. Sardinha | Fm. Sardinha | Fm. Sardinha | Fm. Sardinha |
| | Basaltos/Diabásios | Fm. Pastos Bons | Fm. Pastos Bons | Fm. Corda | Fm. Pastos Bons | Fm. Pastos Bons | Fm. Mosquito | Fm. Pastos Bons | Fm. Corda | Fm. Corda |
| | | | | Fm. Pastos Bons | Fm. Mosquito | Fm. Pastos Bons | Fm. Mosquito | Fm. Mosquito | Fm. Mosquito | Fm. Mosquito |
| Triássico | Fm. Sambaíba | Fm. Mosquito | Fm. Mosquito | Fm. Mosquito | Fm. Sambaíba | Fm. Mosquito | | Fm. Sambaíba | Fm. Sambaíba | Fm. Sambaíba |
| | Fm. Pastos Bons | Fm. Sambaíba | Fm. Sambaíba | Fm. Sambaíba | | Fm. Sambaíba | Fm. Pastos Bons | Fm. Motuca | | |

Fonte: Modificado de RABELO, 2012 e ROMERO BÁLLEN, 2012.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Análise de Fácies

A análise de fácies teve como base a técnica de modelamento de fácies sugerida por Walker (1992), que é composta pela 1) individualização e descrição de fácies, a fim de caracterizar a composição, os aspectos texturais e geométricos, além de estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente; 2) o entendimento dos processos sedimentares que atuaram na formação das fácies e 3) a associação de fácies, a partir de fácies contemporâneas e cogenéticas, as quais definem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais presentes. Este método foi utilizado em campo e auxiliado por seções panorâmicas e perfis colunares produzidos nos pontos aflorantes.

5.2 Petrografia de Arenitos

A análise diagenética, textural e mineralógica foi feita a partir da confecção de lâminas delgadas e a contagem de, no mínimo, 300 pontos, com posterior classificação segundo a proposta de Folk (1968). O equipamento utilizado nesta etapa do trabalho foi um microscópio petrográfico Axioskop polarizador e acessórios Zeiss, acoplado a uma câmera digital Sony CYBERSHOT, MPEG MOVIE EX, com 3.3 Mega Pixels e zoom de 6.0x em modo de cena, com a qual foram obtidas as fotomicrografias.

5.3 Difratomia de Raios-X

A preparação das amostras orientadas para identificação dos argilominerais na técnica de DRX foi conduzida a partir da desagregação de amostras em grau de ágata. Após este procedimento, as amostras passaram por peneiramento a úmido em peneiras com abertura de 0,062 mm para a separação da fração silte-argila ($< 62 \mu\text{m}$). Em seguida, esta fração foi posta para decantar em cilindros de *Atterberg* com 350 ml de água destilada. A floculação das amostras foi revertida com adição de 75 ml de pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), concentrado a 9,8 g/l. A separação das frações silte e argila foi realizada a partir de centrifugação. A etapa final consistiu na pipetagem de 1,5 ml de argila concentrada sobre as lâminas de vidro (CARROL, 1970; ALVES, 1987; MORTON; ROBERT JR, 2011) e posterior confecção de três tipos de amostras: 1) lâminas com argilominerais orientados; 2) imersas em etilenoglicol; e 3) aquecidas a 550°C.

As análises foram realizadas no Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em um difratômetro modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60) da PANanalytical, com goniômetro PW3050/60 (θ/θ), tubos de raios X cerâmico

e anodo de Cu ($K\alpha_1=1,540598 \text{ \AA}$), modelo PW3373/00 com foco fino longo (2200 W- 60 kV), filtro $K\beta$ de níquel. A aquisição de dados foi feita com o software *X'Pert Data Collector*, versão 2.1a, e o tratamento dos dados com o software *X'PertHighScore* versão 2.1b, que contém um banco de dados do PCPDFWIN (*PowderDiffraction File-International Centre for Diffraction Data*), também da PANanalytical.

5.4 Separação de Minerais Pesados

A coleta sistemática de amostras foi realizada nos pacotes de arenito da sucessão estudada, cujas granulometrias variam de finas a médias. Esta etapa foi seguida pela desagregação e peneiramento, primeiramente a seco e, posteriormente, a úmido. A determinação da assembleia de minerais pesados seguiu a metodologia clássica descrita por Morton (1985), onde os minerais pesados foram separados nas frações 0,062-0,125 mm e 0,125-0,250 mm, com a elutriação em bromofórmio (densidade $2,8 \text{ g/cm}^3$) e posterior montagem em lâminas de vidro no Laboratório de Laminação da UFPA para avaliação em microscópio ZEISS, modelo AXIOLAB. Foram realizadas contagens de pelo menos 100 grãos em 11 lâminas produzidas, segundo a técnica de *ribbon counting* (Galehouse, 1971).

5.5 Mapa de Localização

A confecção do mapa de localização foi feita a partir do *software ArcGis 10.1*, com *shapefiles* obtidos no banco de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e da Carta Planialtimétrica Florianópolis (SB.23-Z-B-IV), publicada em 1972 pela Diretoria de Serviço Geográfico – Brasil. A atualização destes dados vetoriais foi realizado com auxílio do *software Google Earth* e *ArcGis Earth*.

6 REVISÃO DE CONCEITOS – AMBIENTE LACUSTRE

Lagos são corpos de água suficientemente profundos, concentrados em regiões continentais, de maneira que a flora terrestre não possa enraizar-se completamente (NEUMANN et al., 2008). Compõem, aproximadamente, 1% da superfície terrestre e 0,02% da água da hidrosfera. No entanto, estes números não representam a importância destes ambientes. A grande variabilidade de tamanhos, formas, profundidades, componentes químicos e climas atuantes nestes locais gera sucessões estratigráficas complexas e dificultam generalizações (READING, 1996; NICHOLS, 2009). A importância no reconhecimento destes ambientes também inclui depósitos minerais, como o urânio, a ocorrência de hidrocarbonetos, gás natural e carvão (GALLOWAY; HOBDAI, 2000). O estudo de lagos modernos é denominado de limnologia (NICHOLS, 2009).

Os lagos de maior expressão são formados por ação tectônica que resultam em depressões epirogênicas, tais como processos de rifteamento, bacias *strike-slip*, bacias *foreland* e bacias tipo *sag*. Estes locais são cercados por falhas que causam o soerguimento ou a subsidência local, portanto, a drenagem segue para porções de menor nível de base, ou seja, a região de subsidência (NICHOLS, 2009). Depressões na superfície continental podem, também, ser formadas por erosão, especialmente por processos glaciais. Em tais ambientes, os lagos possuem baixa profundidade e as chances de preservação são reduzidas (GALLOWAY; HOBDAI, 2000; NICHOLS, 2009). Atividades vulcânicas podem criar grandes lagos, em depressões geradas pelo colapso de calderas e/ou erupções explosivas (READING, 1996).

Os principais processos deposicionais atuantes são influxos fluviais; ondas superficiais em lagos rasos; mudanças climáticas; fluxos de densidade; *seiches*; precipitação/evaporação química e/ou bioquímica; deposição de vulcanoclastos e processos glácio-lacustres (GALLOWAY; HOBDAI, 2000; STOW, 2011). A densidade das águas é dependente da temperatura e da concentração de sólidos. Estas propriedades também podem resultar na estratificação de lagos (READING, 1996).

A superfície dos lagos é aquecida pela energia solar, o que resulta na estratificação da água, principalmente em lagos profundos. A porção superior, oxigenada, em contato direto com os raios solares, é denominada de epilimnion, e a porção inferior, fria, de circulação restrita e geralmente anóxica, é denominada de hipolimnion. A superfície entre essas duas subdivisões é denominada de termoclina (NEUMANN et al., 2008; NICHOLS, 2009). Lagos com circulação total, comuns em regiões temperadas e frias, são classificados

como holomíticos, enquanto que lagos com circulação parcial são classificados como meromíticos (READING, 1996; NEUMANN et al., 2008).

A ação de organismos em ambientes lacustres é definida pelo conteúdo de oxigênio e de nutrientes dissolvidos. Lagos eutróficos são ricos nestes dois compostos; lagos oligotróficos são ricos em oxigênio, porém pobre em nutrientes; já lagos distróficos têm concentrações muito reduzidas em oxigênio e nutrientes (NEUMANN et al., 2008).

O ambiente lacustre pode ser dominado por sedimentação siliciclástica, com conglomerados, arenitos, argilitos, folhelhos e folhelhos betuminosos ou sedimentação bioquímica/química, com evaporitos, carbonatos, margas, cherts e carvão. Alguns depósitos lacustres apresentam, também, sedimentos vulcanoclásticos (STOW, 2011). A sedimentação lacustre, em sua maioria, é suprida por canais fluviais e pela taxa pluviométrica. Fatores que controlam a profundidade do lago, tamanho da bacia, e o equilíbrio entre deposição/evaporação incluem 1) condições climáticas; 2) taxa de deposição; 3) tectônica e 4) variações no nível do lençol freático (CARROL; BOHACS, 1999).

Lagos antigos e modernos são verdadeiros laboratórios naturais para outros ambientes, como ambientes fluviais, eólicos, deltas, leques aluviais e ambientes costeiros, com os quais estão, normalmente, associados (NEUMANN et al., 2008; STOW, 2011). Deste modo, o influxo, efluxo e a taxa de evaporação controlam o nível da água, bem como a química do lago. Portanto, os lagos podem ser hidrologicamente abertos, quando há equilíbrio entre o aporte sedimentar com o efluxo e a evaporação; ou hidrologicamente fechados, quando a taxa de efluxo e evaporação excede o aporte sedimentar. Nestes últimos, a concentração iônica resulta em precipitação química (READING, 1996; NEUMANN et al., 2008). A sedimentação cíclica pode resultar de atividades biológicas, influência climática, atividade tectônica e perturbações na órbita terrestre (READING, 1996).

Depósitos lacustres são subdivididas em lacustre marginal e lacustre central. O lago marginal contém rochas de granulometria grossa e grãos mal selecionados, depositados em decorrência da desaceleração abrupta na barra de desembocadura, quando o canal fluvial adentra o lago e forma um delta. No centro do lago ocorrem rochas de granulometria fina e/ou carbonatos; neste subambiente, a deposição é dominada pela dispersão de plumas (*sheetflow*) e correntes de densidade (*underflows*) (NICHOLS, 2009).

As principais estruturas sedimentares em ambientes lacustres incluem laminações plano-paralelas, laminações cruzadas, gretas de contração e marcas de chuva; laminação

microbial e estromatólitos; feições de água profunda, como escorregamentos, gradação, turbiditos; e ritmitos, como varves (STOW, 2011). Estes ambientes podem ser ricos em peixes, plantas e/ou fósseis não marinhos, bivalves, gastrópodes, ostracodes, artrópodes, algas (principalmente do gênero Chlorophyta) e ossos de vertebrados, além de diatomáceas e traços fósseis. A assembleia fossilífera pode ser monoespecíficas, o que corrobora a interpretação de ambientes lacustres. As fácies sedimentares usualmente incluem depósitos que refletem variações climáticas e tectônicas, que influenciam a sedimentação e nível da água. São comuns unidades com raseamento ascendente, intercalados com depósitos de carvão, evaporitos e fluviais ou, ainda, paleossolos (READING, 1996; STOW, 2011). No entanto, o preenchimento progressivo de lagos com domínio de sedimentação siliciclástica pode produzir sequências com espessamento ascendente, principalmente em lagos rasos (GALLOWAY; HOBDAI, 2000). Apesar das similaridades faciológicas com outros ambientes, como plataformas marinhas e lagunas, depósitos lacustres podem ser diferenciados através do conteúdo fossilífero (ausência de organismos marinhos e eurihalinos); sais distintos da água marinha (como a trona) e pelas associações com subambientes adjacentes (NEUMANN et al., 2008).

7 WAVE-MODIFIED TURBIDITES IN A MASSIVE LACUSTRINE SYSTEM OF THE PARNAÍBA BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL: PALAEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS TO WESTERN GONDWANA

ALEXANDRE RIBEIRO CARDOSO¹, AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA¹, FRANCISCO ROMÉRIO ABRANTES JÚNIOR¹, CLEBER NERI RABELO¹

¹ Federal University of Pará, Institute of Geosciences, Faculty of Geology, Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED). Augusto Corrêa Av.; S/N, Cx. Postal 439, CEP 66075-110, (+55) 91 3201-7107, Belém, Pará, Brazil. alexandre_ribeiro@hotmail.com, anogueira@ufpa.br, abrantess@ufpa.br, cleber.rabelo@bol.com.br

*CORRESPONDING AUTHOR: alexandre_ribeiro@hotmail.com

Abstract

The fragmentation of Gondwana supercontinent during Late Triassic to Jurassic times was marked by intense climatic changes, concomitant with the implantation of extensive desertic/lacustrine systems. These deposits succeeded the emplacement and extrusion of lava flows, related to the pre-rift phase and initial opening of the Equatorial Atlantic Ocean. These events are partially recorded in the Pastos Bons Formation, exposed mainly in southeast parts of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. The sedimentary facies were grouped in two facies association (FA), representative of a lacustrine system, influenced by hyperpicinal flows and wave-modified turbidity currents. Central lake facies association (FA1) is composed by laminated mudstone, sandstone/mudstone rhythmite and even-parallel laminated sandstone. Distal turbidites (FA2) consist in sandstones with supercritically climbing ripple cross-lamination, sandstones with even-parallel stratification, massive sandstones and sandstones with soft-sediment deformation structures. FA1 was deposited in the deepest portions of the lake, characterized by low energy, episodically disturbed by fluvial influx. FA2 suggests gravitational flow reworked by combined-flow, probably linked to a flysch-like delta front, fed by ephemeral stream flows. The installation of Pastos Bons lakes was controlled by subsiding areas, probably restricted depocenters. Predominance of siliciclastic facies and the lateral contact with humid desert facies of Corda Formation evidence aridity and salinity attenuation, which enhanced biological activity. X-ray diffraction analyses indicate mainly smectite and feldspars, which coadunate an arid climate with incipient chemical weathering. Pastos Bons Formation may be a stratigraphic guide prior to continental rupture and indicates subsiding areas in Gondwana supercontinent. The new facies and stratigraphic data present in this paper provide an important explanation that contributes to understand the paleoenvironments and paleogeography of West Gondwana during Late Jurassic to Early Cretaceous.

Keywords: Pastos Bons Formation, Wave-influenced Turbidity Currents, Lacustrine System, Jurassic Period, Parnaíba Basin, West Gondwana.

7.1 INTRODUCTION

The Mesozoic Era was marked by significant geological changes due to the fragmentation of the Pangea supercontinent (Veevers 2004; Holz 2015). During Late Jurassic and Early Cretaceous, in the central portion of the west-central Gondwana, particularly in the Parnaíba Basin, a dry system was succeeded by extrusion of basic magmatism, initiating an important phase of thermal subsidence (Uchupi and Emery 1991; Oliveira and Mohriak 2003). Afterwards, the installation of fluvial to wet desert systems was diachronic with a massive lacustrine system (Góes and Feijó 1994). This low energy paleoenvironment dominated the West-Central Gondwana, and is recorded in the Late Jurassic-Early Cretaceous deposits of the Pastos Bons Formation (Bállen et al. 2013).

Instead the local recognition and interpretation of Pastos Bons deposits, the stratigraphic position have been modified in several proposes. Many papers have suggested the necessity of detailed faciological analyses for Pastos Bons Formation (Caldasso 1978; Góes and Feijó 1994; Vaz et al. 2007). Although, until now, this unit has been inserted exclusively in regional studies or paleontological research. Additionally, the lateral relation with adjacent units was never demonstrated adequately. In this paper, based-outcrop facies and stratigraphic analysis reconstructed the paleoenvironment of the siliciclastic deposits of the Pastos Bons Formation.

The Pastos Bons Formation occurs in the southeast portion of the Parnaíba Basin, principally in the southeast limits of Maranhão and Piauí states, northeastern Brazil. In this sense, the studied outcrops are situated in BR-230 highway, between São João dos Patos (MA) and Floriano (PI), and MA-369 highway, between Pastos Bons (MA) and Nova Iorque (MA) (Fig. 5).

7.2 GEOLOGICAL SETTING

The Parnaíba Basin is an intracratonic basin located in the north of South American Platform, Northeast Brazil (Aguiar 1969; Góes and Feijó 1994). It covers an area of approximately 600 000 km² and can achieve 3500 m thick in its depocenter (Caputo 1984; Vaz et al. 2007). The Mesozoic of Parnaíba Basin is represented by the Mearim Group (Aguiar 1969), constituted by the Pastos Bons and Corda formations. These units overlap the Paleozoic units and basalts of the Triassic-Jurassic Mosquito Formation, and are overlaid in unconformity by the Late Cretaceous deposits of Grajaú and Codó formations, in addition to Itapecuru Group (Góes and Feijó 1994; Vaz et al. 2007). According to Góes

and Feijó (1994), these units represent the Jurassic Sequence, while Vaz et al. (2007) consider this as the Jurassic (Pastos Bons Formation) and Cretaceous sequences (Corda Formation). Stratigraphic problems related to the Pastos Bons Formation are thoroughly discussed in geological literature (Santos 1974; Caldasso 1978; Rezende 1998; Vaz et al. 2007) and many authors emphasize the necessity of more detailed studies with focus on its age and contact relationships, mostly with Balsas Group, Mosquito and Sardinha formations.

The deposition of Pastos Bons Formation occurred at paleovalleys, concentrated between topographic highs, generated by magmatic flows (Vaz et al. 2007). This unit is 77 m thick in its depocenter and includes shales, limestones and greenish to reddish-brown sandstones (Lima and Leite 1978; Caputo 1984; Góes and Feijó 1994; Vaz et al. 2007). The paleoenvironment of Pastos Bons Formation is defined as lacustrine, with fluvial influence (Mesner and Wooldridge 1964; Caputo 1984; Góes and Feijó, 1994; Petra 2006; Vaz et al., 2007; Bállen et al. 2013). The stratigraphic divergences related to this unit lead some authors to advise the redefinition or even the exclusion of the term “Pastos Bons Formation” (Caldasso 1978; Rezende 1998; Vaz et al. 2007). The fossil content of this formation is represented by fishes (mainly *Lepidotes piauhyensis*), conchostracea and palinomorphs (Lima and Campos 1980; Gallo and Figueiredo 2004; Gallo 2005; Petra 2006) and its main fossiliferous bed is the Muzinho Shale. Of great importance to this unit is the record of a new crocodylian specie (*Batrachomimus pastosbonensis*; Montefeltro et al. 2013), which belong to the Upper Jurassic, single representative of the *Paralligatoridae*, a group previously known exclusively in Asia.

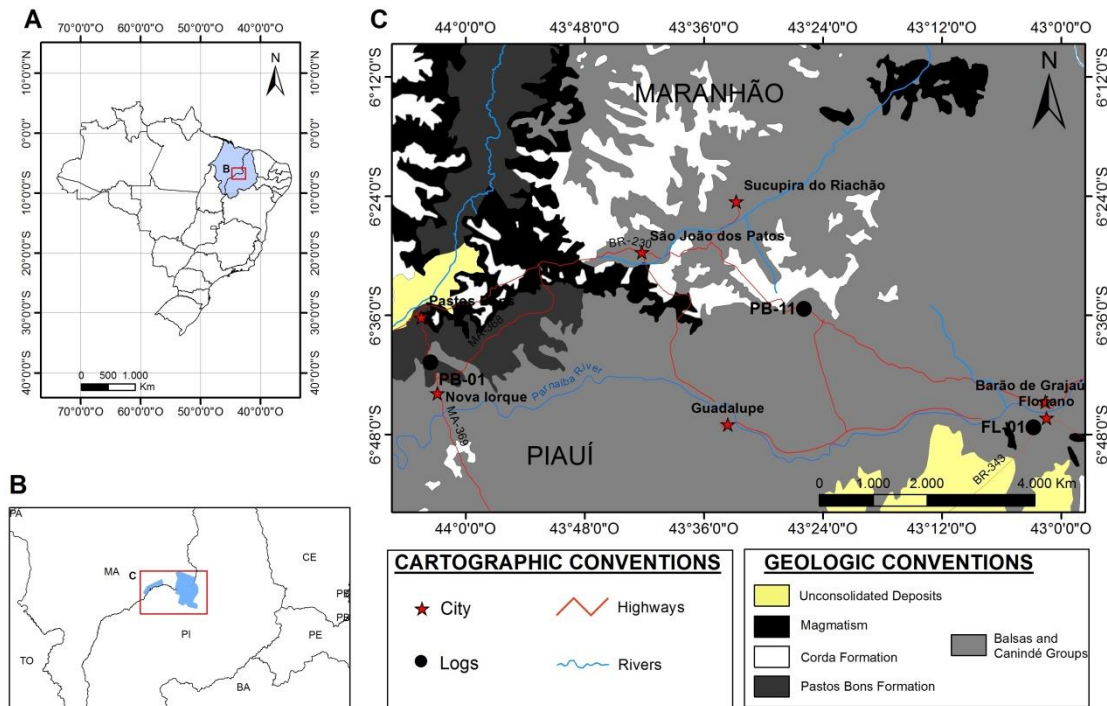


Fig. 5. Localization map of the study area and main outcrops of the Pastos Bons Formation. A. Maranhão and Piauí States, northeast Brazil. B. São João dos Patos (MA) and Floriano (PI) cities, study area. C. Geological units in the study area.

7.3 METHODS

7.3.1 Facies Analysis

Facies analysis was based in the facies modeling technique, suggested by Walker (1992), which is composed by: 1) facies individualization and description; 2) the understanding of the sedimentary processes that acted in the facies formation; and 3) the facies association, which define the different environments and depositional systems present. This method was utilized in fieldwork and supported by overview sections and stratigraphic logs.

7.3.2 X-Ray Diffraction

The preparation of samples to identify clay minerals in the X-Ray Diffraction method was executed as from sample disaggregation in the agate mortar. Humid sieving of the samples in frames with 0.062 mm opening size allowed the separation of silt-clay fraction (< 0.062 mm). These fractions were placed to decant in *Atterberg* cylinders with 350 ml of distilled water. The flocculation of samples was reverted with the addition of 75 ml of sodium pyrophosphate ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), concentrated at 9.8 g/l. The separation of silt and clay fractions was made from centrifugation. This final stage consisted in the pipetting of 1.5 ml of concentrated clay over thin sections (Carrol 1970; Alves 1987).

Three different types of analyses were realized: oriented samples, which were dried at the air; samples saturated in ethylene glycol; and samples heated to approximately 550°C. The data acquisition was made with the software *X'Pert Data Collector*, version 2.1a, and the data treatment with software *X'PertHighScore*, version 2.1b, which contains a database of PCPDFWIN (*Powder Diffraction File-International Centre for Diffraction Data*), also from PANanalytical.

7.4 DEPOSITIONAL FACIES OF THE PASTOS BONS FORMATION

The Late Jurassic-Early Cretaceous succession of the Pastos Bons Formation is divided in seven sedimentary facies (Fig. 6; Tab. 1). Two main facies association (FA) characterize this unit: 1) Central Lake and 2) Distal Turbidites. The general stratigraphic aspects of the outcrops from Pastos Bons Formation are shown in Figure 7.

Central Lake (FA1)

The FA1 is constituted by laminated mudstone (Ml), sandstone with even-parallel lamination (Sel) and sandstone/mudstone rhythmite (S/Mr). These are tabular beds, laterally persistent, with fine-grained and well-sorted constituents, which are dominated by Ml facies, interlayered with Sel and S/Mr, sometimes with gradational contacts. This FA presents, approximately, 4 – 12 m thick and composes cycles of thickening upward of the mudstone beds.

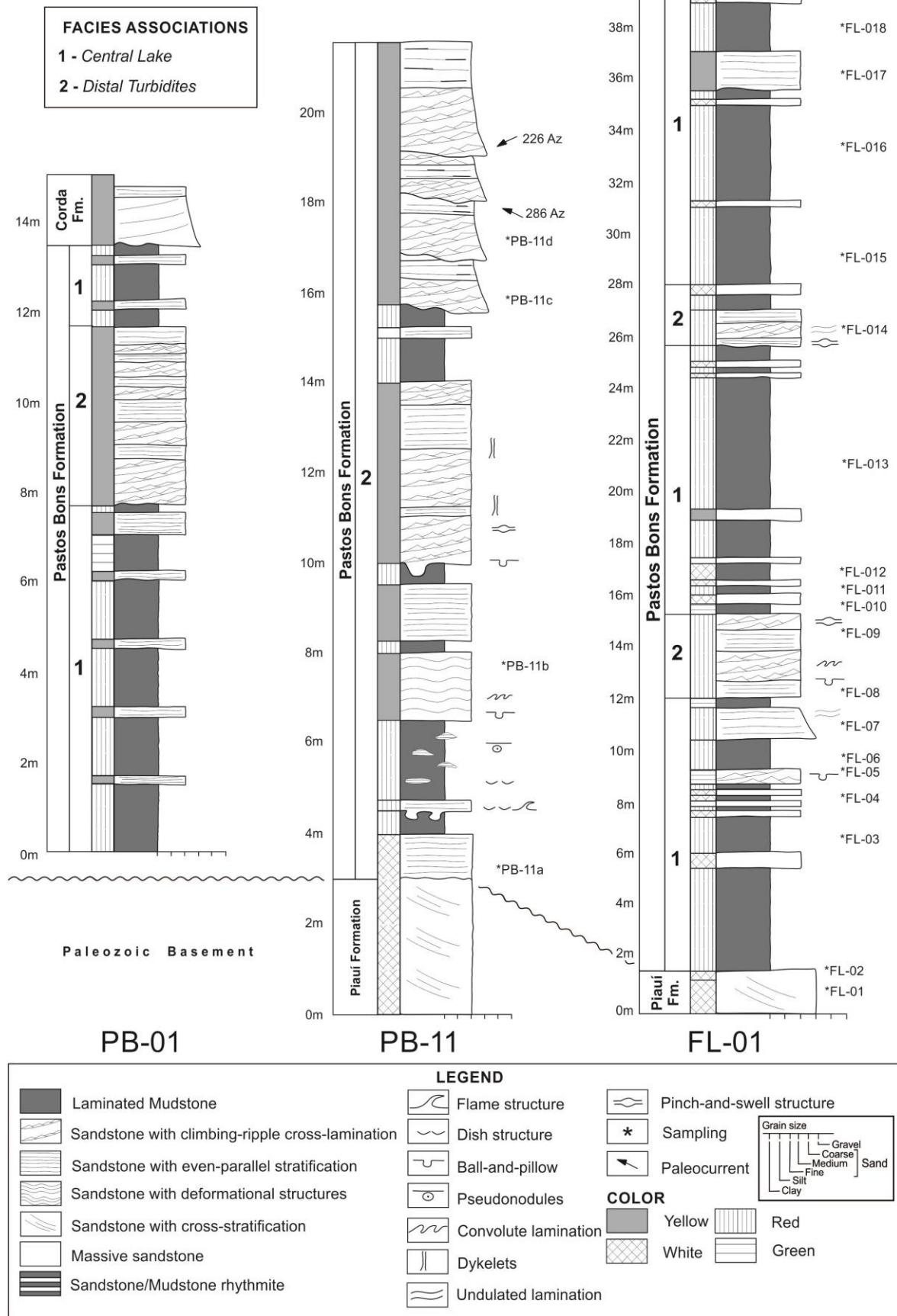


Fig. 6. Stratigraphic cross-sections of the Pastos Bons Formation showing main lithologies, sedimentary features, and locations of the samples.

Table 1 - Facies, depositional processes and facies associations (FA) of the Pastos Bons Formation.

| Facies | Description | Processes | FA |
|--|---|---|-------------------------|
| Laminated Mudstone (MI) | 0.1 – 6 m thick, reddish-brown mudstones. Even parallel lamination, massive beds or blocky texture (weathering texture). Where it is intruded by a dike, the adjacencies of the intrusion show greenish-gray color. This facies also occurs in FA2. | Transport in suspension and deposition by fall-out in low energy water environments. | CENTRAL LAKE (FA1) |
| Sandstone/Mudstone Rhythmite (S/Mr) | 0.2 to 1 m thick, interlayering of sandstones and mudstone beds with tabular geometry. Locally shows carbonate levels. | Transport by traction/suspension in a shallow water environment. Precipitation of carbonate occurs when the siliciclastic influx is minimal. | |
| Sandstone with even-parallel lamination (Sel) | 0.1 to 0.2 m thick, well-rounded, well-sorted, white to yellowish fine- to medium-grained sandstones. Occur in tabular beds. Even-parallel lamination and gradational contacts with facies MI. | Transport by traction, with migration of small-scale bedforms by upper flow regime. | |
| Sandstone with even-parallel stratification (Ses) | 0.1 to 2.5 m thick, well-rounded, fine-grained sandstones. Occur in tabular beds. Even-parallel bedding and low-angle cross-lamination, in addition to clay films. | Prevalence of unidirectional flow, under upper flow regime. Rapid deposition resulted in sin-sedimentary deformation. | DISTAL TURBIDITES (FA2) |
| Sandstone with supercritically climbing-ripples cross-lamination (Scr) | 0.2 to 1 m thick, well-rounded, moderately-sorted, yellowish to whitish fine to medium-grained sandstones. Occurs in wavy to lobate beds. The most important structure present is the supercritically climbing ripples cross-lamination, sometimes deformed, with forms of 5 – 8 cm, rounded crests and sigmoidal foresets. Pinch and swell structures and undulated lamination also occur. The contact with the MI facies may present load structures. | Migration of small-scale ripple marks by combined-flow in lower flow regime, with variation of traction and suspension. | |
| Sandstone with soft-sediment deformation structures (Sd) | 0.2 to 2 m thick, sub-angular to well-sorted, yellowish to reddish fine-grained sandstones. Occur in irregular beds. Ball-and-pillow, load casts, disrupted lamination, convolute lamination, injection structures and pseudonodules. | Hydroplastic deformation, with predominance of liquefaction, and overloading associated with rapid deposition of sediments on water-saturated horizons. Fluidization. | |
| Massive Sandstone (Sm) | 0.2 to 0.7 m thick, sub-rounded, moderately-sorted, yellowish-whitish fine to medium-grained sandstone. Primary sedimentary structures are incipient or absent. | Rapid deposition and, subordinately, liquefaction. | |

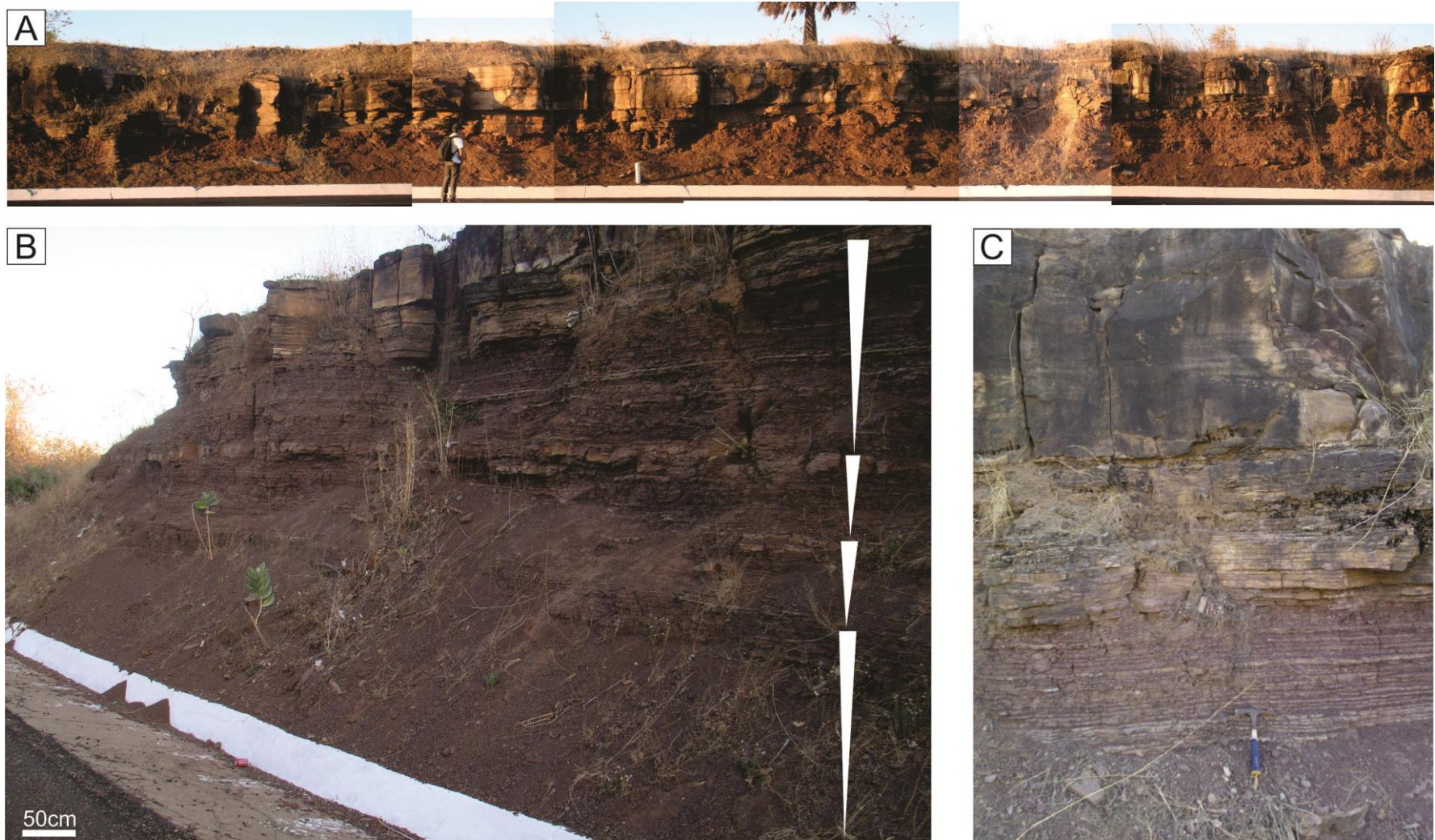


Fig. 7. Panoramic view of the Pastos Bons Formation outcrops. A. Section of the Pastos Bons Formations in Floriano region (Scale: 1.70 m). B. Detail of the thickening and fining upward cycles (Scales: 50 cm and 34 cm, respectively). C. Contact between the facies associations, FA1 at the base and FA2 at the top.

Laminated Mudstone (MI) – This facies is composed by greenish-gray to reddish-brown tabular beds that have a thickness varying from 0.1 to 6 m (Fig. 8a). The mudstones exhibit even-parallel lamination, although, it may present locally massive or with weathering features, as blocky texture. Where these beds are deformed, they can display flame and narrow dish structures. This facies occurs interlayered with the facies Ses and Sd, in sharp basal contacts and sharp or erosive upper contacts, respectively. This facies may be intruded by dikes with basic composition from Sardinha Formation (Fig. 8b). The adjacencies of these intrusions present greenish-gray color rather than the prevailing reddish-brown.

Sandstone/Mudstone Rhythmite (S/Mr) – These are centimeter-scale intercalations of reddish mudstones and yellowish fine-grained sandstones, with well-rounded and well-sorted grains. The thickness of these beds varies from 0.2 to 1 m, with tabular geometry and parallel disposition (Fig. 8c). Some carbonate levels may occur.

Sandstone with even-parallel lamination (Sel) – This facies includes sandstones with tabular geometries, white to yellowish color, and 0.1 to 0.2 m thick. These are well-rounded and well-sorted fine-grained sandstones, which display even-parallel lamination and gradational contacts with facies MI (Fig. 8d).

Distal Turbidites (FA2)

The FA2 is composed by sandstone with supercritically climbing-ripple cross-lamination (Scr), sandstone with even-parallel stratification (Ses), sandstone with soft-sediment deformation structures (Sd), massive sandstone (Sm) and laminated mudstone (MI). FA2 includes well-sorted, well-rounded and fine to medium-grained constituents. This succession ranges from 2 to 15 m thick and composes cycles of thickening and finning upward, with gradational contacts.

Sandstone with even-parallel stratification (Ses) – This facies comprises reddish to yellow tabular sandstone beds with 0.1 to 2.5 m thick. These sandstones are fine-grained, predominantly, with well-sorted and well-rounded grains. It displays even-parallel stratification, and locally, low angle cross-lamination and clay films. Soft-sediment deformation structures, which can locally deform the stratification, occur mainly in the contacts with the superimposed facies. This facies presents ferruginous concretions and

occurs associated to the MI facies in finning-upward cycles or to Scr facies, in reverse-to-normal grading (Fig. 9).

Sandstone with supercritically climbing-ripples cross-lamination (Scr) – The sandstones present wavy to lobate geometries, yellowish to whitish color and 0.2 to 1 m thick. These rocks are fine to medium-grained, with well-rounded and moderately-sorted grains. The main structure present is supercritically climbing-ripples cross-lamination, with straight to concave base (Fig. 9; 10a, b). Paleocurrent measurements indicate flows to NW and SW. These laminations may exhibit rounded crests and sigmoidal foresets. In addition, pinch and swell structure and undulated lamination are also present (Fig. 10c, d). This facies occurs in association with Sd facies in gradational contacts, and with MI facies, whose contact may be defined by load structures, with deformed laminations.

Sandstone with soft-sediment deformation structures (Sd) – These sandstones contain yellowish to reddish color, irregular geometry and 0.2 to 2 m thickness. Fine-grained sandstones, with sub-angular and well-sorted grains, compose this facies. It presents a variety of soft-sediment deformation structures, laterally continuous, as pseudonodules, load casts, disrupted lamination, asymmetric folds, convoluted lamination and injection structures (dykelets) (Fig. 11a-d). Fixed pseudonodules are present where the sandstone beds are thicker than the interleaved mudstone beds (Fig. 11e). Whereas in thin beds of sandstones interlayered with thick beds of mudstones, isolated pseudonodules occur, with included bodies. These characterize ball and pillow structures (0.1-10 cm in length) in predominantly elongated and rounded bodies, and show ribbon, lensoidal and sigmoidal geometries (Fig. 11f). The grade and complexity of the deformation increase in the upper portion of this succession. Load structures domain at the base and water-scape and injection structures of approximately 3-5 cm prevail at the top. Undeformed layers, with similar structures and lithologies, occur above and below this horizon (Fig. 11e). This facies displays amalgamated to well-defined contacts with MI, Scr and Ses facies.

Massive Sandstone (Sm) – These yellowish to whitish massive sandstones are fine to medium grained, with sub-rounded and moderately-sorted grains. The geometry of these beds is tabular, 0.2 to 0.7 m thick. There are no internal structures (Fig. 7c).

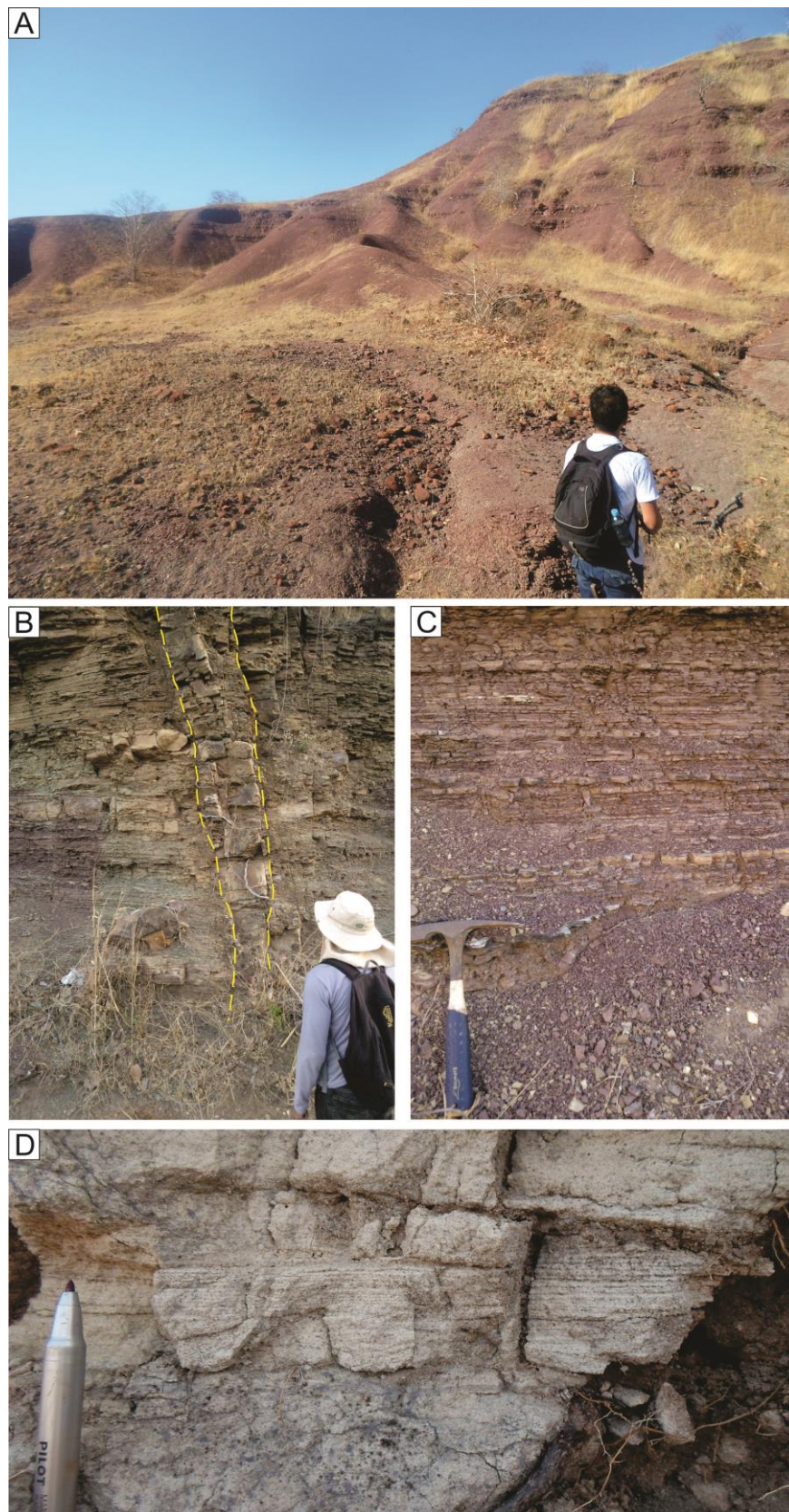


Fig. 8. Central lake facies association. A. Panoramic view of the MI facies, which show thickening upward cycles of mudstone beds (Scale: 1.72 m); B. Basic dike intrusion (yellow lines limit the dike) (Scale: 1.76 m); C. Tabular rhythmite beds, from facies S/Mr (Scale: 34 cm); D. Facies Sel, with thin sets of even-parallel lamination (Scale: 5 cm).

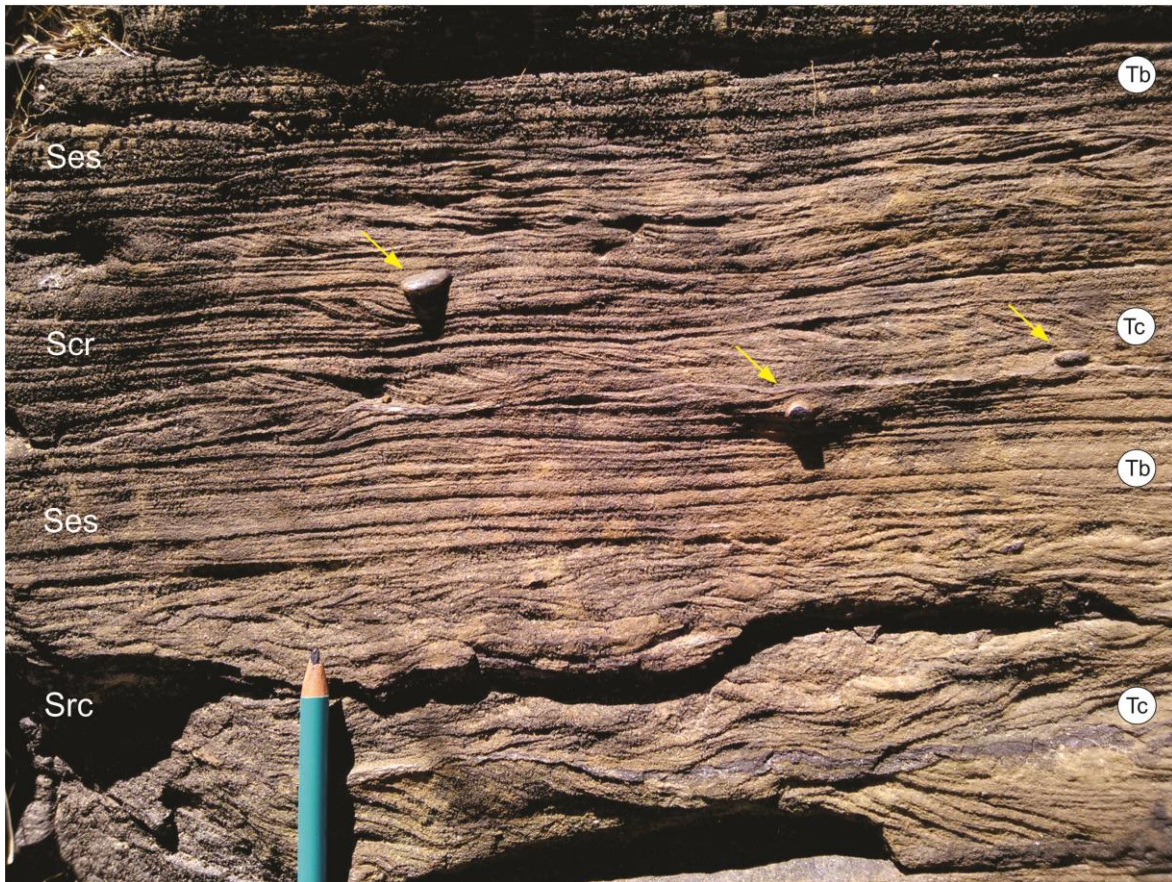


Fig. 9. Src and Ses facies. Locally, there are ferruginous concretions (yellow arrows), detached by erosion of surrounding friable grains. These beds show the Tb and Tc horizons from Bouma Sequence (Scale: 5 cm).

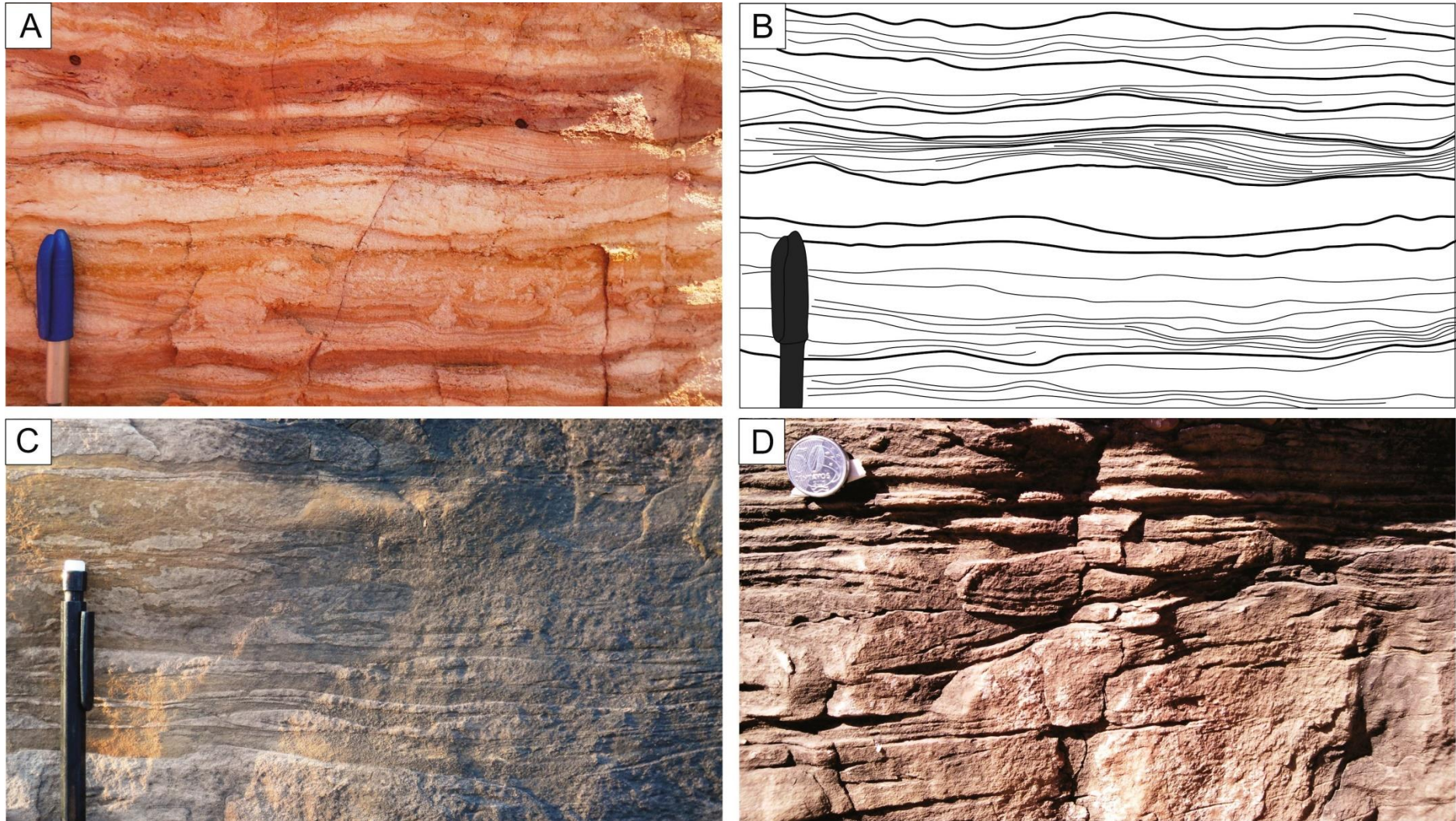


Fig 10. Wave-influenced structures. A. Supercritically climbing- ripple cross-lamination, locally deformed (Scale: 8 cm). B. Representation of A. C. Pinch and swell structures. Note concave bases (Scale: 8 cm). D. Undulated lamination present in Src facies (Scale: 2 cm).

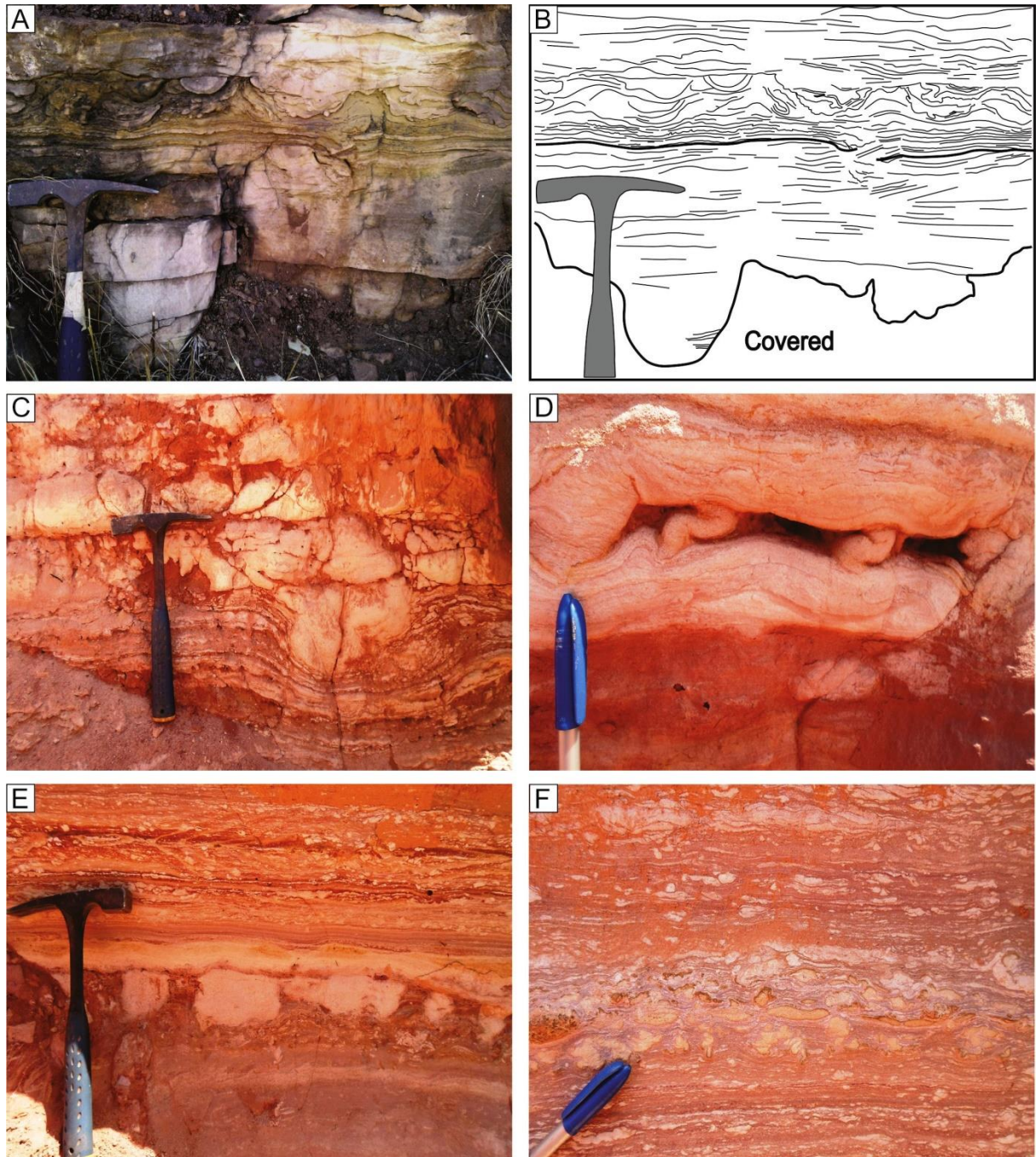


Fig. 11. Soft-sediment deformation structures of the Sd facies. A. Ball and pillow structures, convolute lamination, disrupted lamination and asymmetric folds (Scale: 34 cm). B. Representation of A. C. Load cast, deforming Ses facies (Scale: 34 cm). D. Injection structures (dykelets), at the upper portion of the beds. E. Beds with fixed pseudonodules and flame structures, sandwiched by undeformed horizons (Scale: 34 cm). F. Isolated pseudonodules, with ball and pillow structures, which include lensoidal, sigmoidal and lenticular bodies (Scale 7 cm).

7.5 MINERAL COMPOSITION OF THE PASTOS BONS FORMATION

The clay minerals recognition from X-Ray Diffraction was accomplished for nineteen samples of the Pastos Bons Formation. The samples are composed predominantly by quartz, orthoclase, smectite, illite and hematite. Samples FL-011, FL-013, FL-014, FL-016 and FL-017 (Fig. 6; 12) differ from the others by presenting albite. Sample FL-019, on the other hand, differs by containing dolomite and kaolinite. The diffractograms of these constituents are characterized by wide, open and ill-defined peaks, which show low crystallinity. Samples FL-03, FL-05, FL-07 and FL-011 were collected in beds intruded by a dike with basic composition. Smectite is the main clay mineral identified, followed by illite and kaolinite. The adjacencies of this intrusion, differently than the other levels, display greenish-gray color, instead of red to reddish brown, prevalent in the unit studied. Furthermore, in samples collected at this location, illite presents symmetrical peaks.

In superimposed diffractograms, it is possible to note similarities between the main peaks; however, these similarities do not represent the concentration variability of the identified minerals. The smectite, dominant clay mineral, is individualized from the peaks in $\sim 15 \text{ \AA}$ (d_{001}), 4.50 \AA and 2.60 \AA . Illite occurs in narrow peaks in $\sim 9.90 \text{ \AA}$ (d_{001}), 4.45 \AA , 3.38 \AA and 2.55 \AA (Fig. 12). There is occurrence of kaolinite exclusively in one sample (FL-019), with peaks at 7.20 \AA and 3.58 \AA .

The clay minerals constitute important tools for paleoclimatic inferences (Nichols 2009). In this sense, the smectite indicates environments with a very slow water movement in marshy plains or arid to semiarid regions (McKinley et al. 2003). The illite is generated by the weathering in arid regions, although it can be formed during the burial of smectite and other phyllosilicates (Arostegi et al. 2011). Kaolinite occurs as a weathering product in soils and rocks located in dry and humid areas, or due to the hydrothermal alteration of aluminosilicates, mainly of feldspars (McKinley et al. 2003; Arostegi et al. 2011).

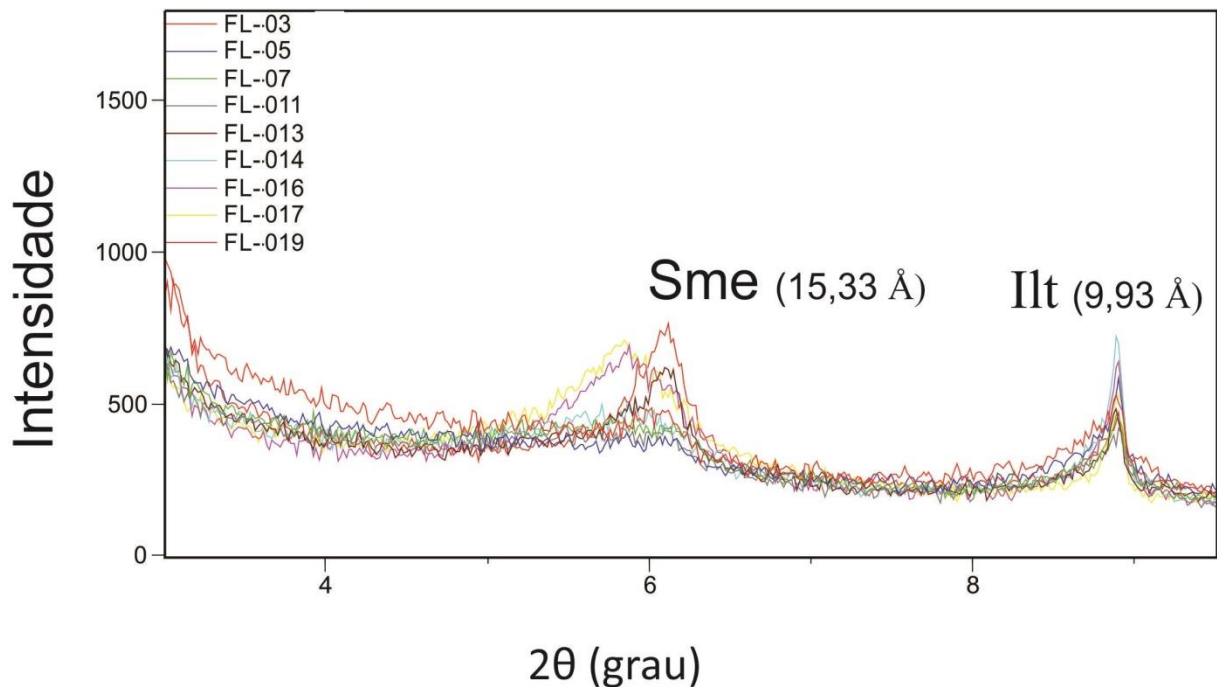


Fig. 12. Emphasis in smectite (Sme) and illite (Ilt) peaks, main clay minerals present in mudstone beds. Note different aspects of the peaks: smectite exhibits ill-defined peaks, whilst illite presents symmetrical peaks.

7.6 PALEOENVIRONMENT AND DEPOSITIONAL SYSTEM

The Pastos Bons Formation was deposited in a lacustrine system influenced by hyperpycnal flows and wave-modified turbidity currents (Fig. 13 and 14). Laminated to massive mudstones (MI facies), sandstone/mudstone rhythmites (S/Mr facies) and fine-grained sandstones with even-parallel lamination (Sel facies) compose the FA1, relative to central lake environment. This portion records the accumulation of very fine to fine-grained sediments, composing tabular beds, as well as thick mudstone strata. The parallel and regular bedding are distinctive of deep water column (Stow 2011). These point sediments transported by suspension and deposited by fall-out in an environment with calm waters (Reading 1996), intercalated with sediments transported by traction (S/Mr and Sel facies). This FA exhibits thickening upward cycles of MI facies, which suggest deepening of the water level (Nichols 2009).

The distal turbidites deposits are composed by sandstones of the MI, Ses, Scr, Sd and Sm facies, arranged in fining and thickening upward cycles. These fine-grained turbidites were generated by hyperpycnal flows from fluvial channels, probably during flash floods,

with wax/wane flow (Bouma 2008). This interpretation is based, especially, on the prevailing tabular to lobate sandstone beds, sometimes massive (facies Sm), and reverse-to-normal grading. These facies suggest unconfined flow, typical of hyperpycnal regimes (Lamb et al. 2008; Stow 2011; North and Davidson 2012).

The formation of turbidity currents was unleashed by the high-concentrated discharge, slipping caused by slopes, and wave-action (e.g. Lamb et al. 2008). This last process is suggested due to features like pinch and swell structure, undulated lamination and climbing-ripples cross-laminations with concave bases, rounded crests and sigmoidal foresets (e.g., Sekiguchi and Yokokawa 2008; Dumas et al. 2005). Thus, these deposits are defined as wave-modified turbidity currents, similar to the models of Lamb et al. (2008) and Luca and Basilici (2013). Variable rates of influx/efflux, subsidence, effective water table and the arid climate in the West-Central Gondwana throughout Jurassic Period (Holz 2015) enabled lake level oscillations during the deposition. Drop of the lake level may have caused gravitational flows and reworking of sediments accumulated at the lake margin. Moreover, in low lake level, turbidity currents may reach distal portions of these environments (Vogel et al. 2015).

The rapid deposition of sediments, from gravity flows, resulted in massive beds and sin-sedimentary deformation, provoked by liquefaction mechanisms (Owen et al. 2011). It is evidenced by the predominance of fine-grained sand fraction, the ductile and pervasive aspects of the deformation, upward increasing in the deformational grade, preservation of laminations/stratifications (facies Scr and Ses) and water-scape structures at the top of facies Sd (Owen et al. 2011; Owen and Moretti 2011). In this sense, the deformation triggers are related to the depositional environment. According to Owen and Moretti (2011), liquefaction occurs in sediments buried below 10 m (mainly < 5 m), water-saturated and with loose packing. Although the facies Sd and Sm are not present in the classic Bouma Sequence, these may be correlated to the T_A horizon, which is formed by rapid deposition, with relatively high energy. Additionally, complex deformation structures at the base of turbidites reflect the deceleration rate and sediment mixing (Tinterri et al. 2016). In this succession, soft-sediment deformation can also occur in T_B, T_C and T_D horizons.

The acceleration-deceleration of the flow is represented by the interlayering of Ses and Scr facies (North and Davidson, 2012), divisions T_B and T_C from Bouma 1962, which indicates variations in the flow regime (Davis 1992; Reading 1996; Nichols 2009). These strata may be capped by thin beds of the facies Ml (horizon T_E; Bouma 1962).

The origin of the FA2 was possibly associated with a delta front (flysch-like delta front; Fig. 13), which is common in distal portions of ephemeral fluvial channels (Della

Fávera 2001). Features of distal, low-density turbidites of the Pastos Bons Formations, based on Walker (1967), Bouma (2008) and Talling et al. (2012) , include: 1) the prevailing of the divisions T_C , T_D and T_E from Bouma (1962); 2) the prevalence of thin beds and fine-grained sandstones; 3) parallel beds with regular bedding; 4) low sand/clay proportion; 5) few small scars, and rare channels; and 6) common ripples and laminations.

It is likely that FA1 and FA2 have cogenetic relations (Fig. 14). The distinctive sedimentological aspects were controlled by the variation in energy of the flow, momentum of the turbidity currents, distance relative to the convergence fluvial channel/lake, hydrodynamic fractioning, thickness of the water level and sedimentary supply. Thickest layers of mudstones, sometimes with high organic matter concentration, were generated in the deepest portions of the lake (Petra 2006). The greater depth of water in this portion probably prevented the wave action; therefore, these structures are not present in FA1. Bállen et al. (2013) suggested that this deepening is influenced by the Transbrasiliano Lineament, which would be responsible for the great accommodation space in the region and the particular sedimentological aspects of the Muzinho Shale, as the great fossiliferous content and thin evaporite beds. Another possibility is that the temperature of these lakes (20 – 30°C, according to Petra 2006), generated stratification of the water column, with strong anoxic conditions and restricted circulation at the lake bottom (hipolimnion), which permitted the preservation of the abundant organic matter at the Muzinho Shale.

The prevalence of smectite, in addition to the enrichment in feldspars, indicates weak chemical weathering (McKinley et al. 2003). These outcomes suggest confined environments and arid to semiarid climate, consistent with the climatic conditions prevailing during the Jurassic-Cretaceous of the Parnaíba Basin (Góes and Feijó 1994; Vaz et al. 2007; Holz 2015). Other clay minerals include illite, which occur at the adjacencies of the dike, in greenish beds. Thus, illitization derives from the contact metamorphism caused by the mafic intrusion, probably with temperature and pressure typical of zeolite facies (Winter 2001). The hematite, in turn, must have diagenetic origins and is probably the phase responsible for the typical reddish color, besides other iron oxides/hydroxides with low crystallinity, beyond the detection limit of the method used. According to Tucker (1991), even in low amounts, these compounds may be able to dye certain layers.

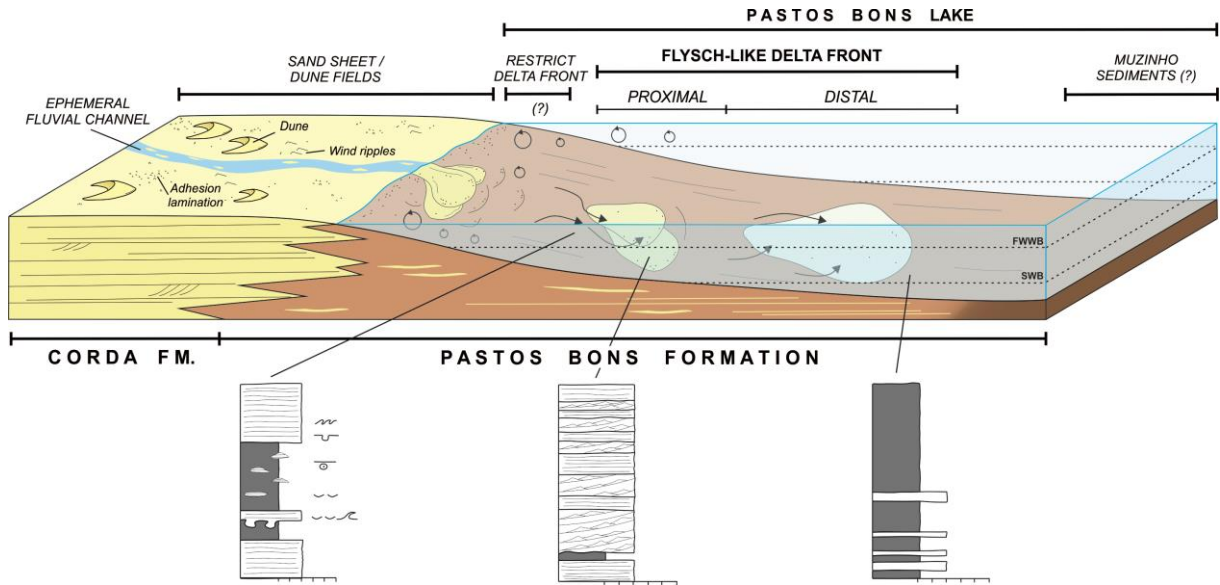


Fig. 13. Depositional processes of a flysch-like delta front, suggested for Pastos Bons Formation.

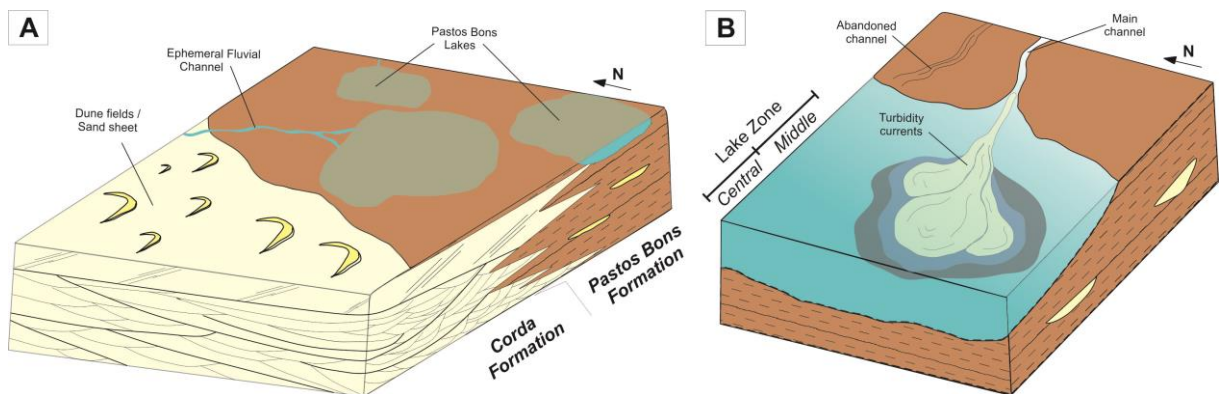


Fig. 14. Depositional model for Pastos Bons Formation. A. Lateral relationship between Corda and Pastos Bons formations. B. Lacustrine dynamic during the unconfined flow.

7.7 THE PALAEOGEOGRAPHIC ROLE OF THE PASTOS BONS LAKES IN WESTERN GONDWANA

The Triassic uplift of the central part of Western Gondwana, caused by expressive crustal emplacement of volcanic rocks, preceded the initial continental rupture. The events of thermal subsidence triggered the magma extrusion in this region, which propitiated the installation of large volcanic plains, frequently reworked by ephemeral fluvial systems (Bállen et al. 2013; Rabelo and Nogueira 2015). Afterwards, a new phase of subsidence affected this region causing the reworking of these volcanic plains and expanding several

depressions, with the establishment of an extensive lacustrine system, the Pastos Bons deposits, fed by a fluvial inflow, provided from northwestern source area (Bállen et al. 2013).

Lateral contact relations between Pastos Bons and Corda formations indicate a linked depositional system (Fig. 14a). Corda Formation characterizes a humid desertic paleoenvironment (Rabelo and Nogueira 2015), which indicates the climatic attenuation during Jurassic-Cretaceous times, which followed the Permian-Triassic desertification apex (Abrantes et al. 2016). This was caused by the initial opening of the Equatorial Atlantic Ocean, which resulted in important palaeogeographic and paleoclimatic modifications (Torsvik and Cocks 2013; Holz 2015). The predominance of siliciclastic deposits in Pastos Bons Formation, without an important saline factor to allow kinetic precipitation of thick evaporite beds, is coherent with the reduction of aridity and salinity, which permitted the reestablishment of eutrophic conditions, favorable to biological activity, mainly represented by conchostracea, fishes and crocodylians (Gallo and Figueiredo, 2004; Gallo 2005; Montefeltro et al. 2013).

The opening of the Equatorial Atlantic Ocean generated numerous Mesozoic extensional basins, mainly dominated by fluvial, desertic and lacustrine deposits in west and central portions of Gondwana, locally with paleossols development, whilst coastal basins were characterized by rift systems, with sporadic marine connections (MacDonald et al. 2003; Fig. 15). Besides Pastos Bons Formation, these events are also recorded in a wide corridor of sedimentary basins of Western Gondwana, as the Jurassic continental deposits of Aliança (Recôncavo Basin), Rio Ávila (Parecis Basin), Dom João (Araripe Basin), Sergi (Tucano-Jatobá Basin), Bananeiras (Sergipe-Alagoas Basin), Ceará Mirim (Potiguar Basin), M'Vone and N'Dombo (Gabon Basin), Lucula and Bacomazi (Congo Basin) formations (Fig. 15; Nürnberg and Müller 1991; Matos 1992; Chaboureaud et al. 2015).

Despite of the small thickness (~77m) of Pastos Bons succession and the restriction in the southeast to central portions of the Parnaíba Basin, this unit can be considered an important palaeogeographic indicator to guide the most subsiding regions in the Western Gondwana, a prelude for the post-Jurassic continental breakup.

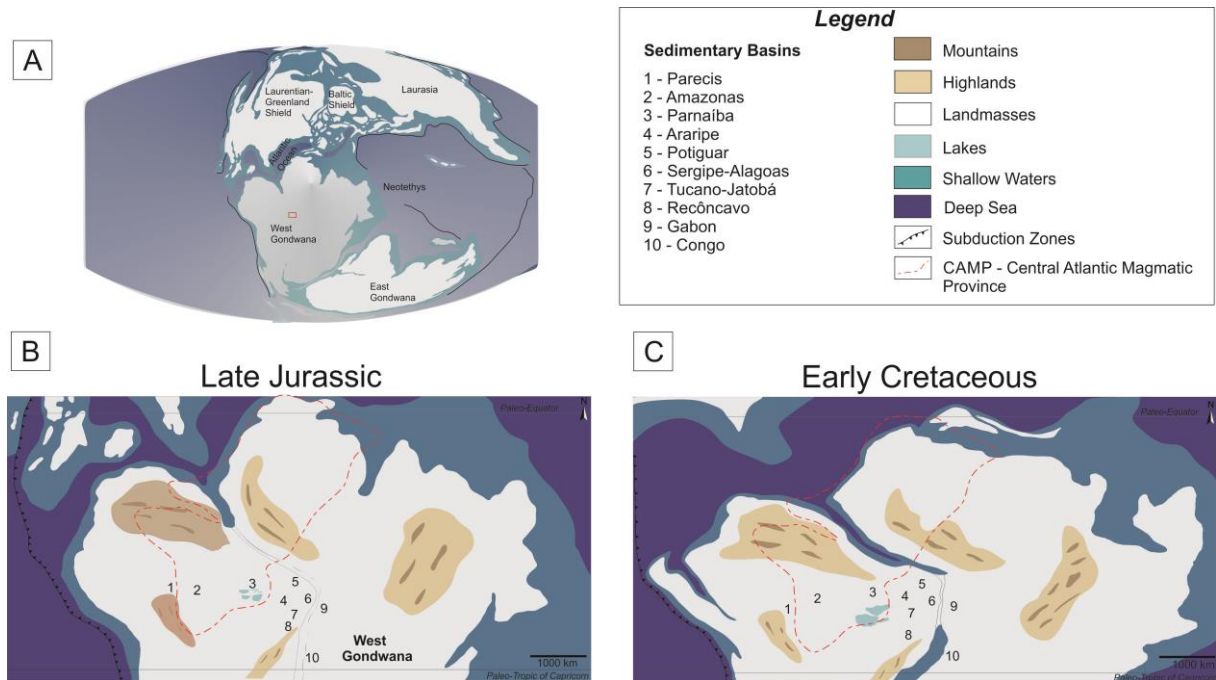


Fig. 15. Paleogeography of the West Gondwana (adapted from Torsvik and Cocks 2013). A. West Gondwana during the Late Jurassic. B. Pastos Bons lakes during the Late Jurassic and C. Early Cretaceous.

7.8 CONCLUSIONS

The sedimentary facies of the Pastos Bons Formation constitute two facies associations, interpreted as central lake (FA1) and distal turbidites (FA2). FA1 is composed by laminated mudstone (MI), sandstone with even-parallel lamination (Sel) and sandstone/mudstone rhythmite (S/Mr). FA2 is composed by massive sandstone (Sm), sandstone with supercritically climbing-ripples cross-lamination (Scr), sandstone with even-parallel stratification (Ses), sandstone with soft-sediment deformation structures (Sd) and laminated mudstone (MI). These sedimentary facies indicate deposition from wave-modified turbidity currents, possibly triggered by flash floods, unconfined and wax/wane flow (hyperpycnal flow). Facies MI presents thickening upwards and characterizes the deepest portion of the lake (FA1), where fall-out was prevailing, with minor traction (facies S/Mr and Sel). The thicker water level at this portion of the lake prevented wave-action. This succession was probably associated to a flysch-like delta front, which represented the distal portion of ephemeral channels. The installation of the Pastos Bons lakes was controlled by ancient subsiding areas, probably restricted depocenters (e.g. Zerfass et al. 2003). These lakes were hydrological open and possibly stratified, with narrow water circulation at the hipolimnion, where anoxic conditions predominated. The mineralogical assemblage indicates confined environment, arid to semiarid climate, with low influence of chemical weathering. The

progressive attenuation of aridity and salinity propitiated the establishment of biological activity (Gallo 2005; Montefeltro et al. 2013). Pastos Bons Formation may be used as an indicator to subsiding areas in Western Gondwana, prior to the post-Jurassic breakup. Contact relations between Pastos Bons and Corda formations suggest that these units probably made up a linked depositional system; nevertheless, additional research is needed to support this assertion.

Acknowledgements

We thank CNPq for the financial support of this project, Dr. Rômulo Angélica and Msc. Manoella Cavalcante for the X-ray diffraction analyses, and Christina Chabali, for linguistic revision.

7.9 REFERENCES

- Abrantes Jr., F. R.; Nogueira, A. C. R.; Soares, J. L., 2016. Permian Paleogeography of west-central Pangea: reconstruction using sabkha-type gypsum-bearing deposits of Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Petrology*, 341, 175-188.
- Aguiar, G.A. de, 1969. Bacia do Maranhão: geologia e possibilidades de petróleo. Belém, PETROBRAS, Technical Report, 371, 55-106.
- Ballén, O. A. R.; Góes, A. M.; Negri, F. A.; Mazivieiro, M. V; Teixeira, V.Z.S., 2013. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba. *Brazilian Journal of Geology*. 43 (4), 695-710.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam.
- Bouma, A. H., 2008. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end-member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*; 17: 137 – 143.
- Caldasso, A. L. S., 1978. O problema Pastos Bons na estratigrafia da Bacia do Parnaíba. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Recife. Internal Technical Report.
- Caputo, M.V., 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. University of California, Santa Barbara, USA. Doctorate Thesis.
- Chaboreau, A. C.; Guillocheau, F.; Robin, C.; Rohais, S.; Moulin, M.; Aslanian, D., 2015. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 604, 191-223.
- Davis, R. A., 1992. *Depositional Systems: an Introduction to Sedimentology and Stratigraphy*. Englewood Cliffs, NJ : Prentice Hall.
- Della Fávera, J. C.; 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Editora Moderna. Rio de Janeiro.

- Dumas, S., Arnott, R.W.C., Southard, J.B., 2005, Experiments on oscillatory flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 501–513.
- Gallo V., 2005. Redescription of *Lepidotes Piauiensis* Roxo and Löefgren, 1936 (Neopterygii, Semionotiformes, Semionotidae) from the Late Jurassic-Early Cretaceous of Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology*. 25 (4): 757-769.
- Gallo V. e Figueiredo, F. J., 2004. A new teleost fish from the Early Cretaceous of Northeastern Brazil. *National Museum Bulletin*. Rio de Janeiro. N. 73.
- Holz, M., 2015. Mesozoic paleogeography and paleoclimate – a discussion of the diverse greenhouse and hothouse conditions of an alien world. *Journal of South American Earth Sciences*. 61: 91 – 107.
- Góes, A.M.O. & Feijó, F.J., 1994. A Bacia do Parnaíba. *Petrobras Geoscience Bulletin*, 8(1): 57-67.
- Lamb, M. P.; Myrow, P. M.; Lukens, C.; Houck, K.; Strauss, J.; 2008. Deposits from wave-influenced turbidite currents: Pennsylvanian Miturn Formation, Colorado, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 78: 480-498.
- Leeder, M. R.; Gawthorpe, R. L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication. The Geological Society of London, Blackwell Scientific Publications (1987), 28, 139–152.
- Lima, E. A. M.; Leite, J. F., 1978. Projeto de Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: Integração Geológico-Metalogenética: Final Report. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 3, 212.
- Lima, M.R.; Campos, D.de A., 1980. *Palinologia dos folhelhos da fazenda Muzinho, Floriano, Piauí*. *Geodiversitas - USP, São Paulo*, 11, 149 – 154.
- Luca, P. H. V.; Basilici, G., 2013. A prodeltaic system controlled by hyperpycnal flows and storm waves: reinterpretation of the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera). *Brazilian Journal of Geology*, 43(4): 673 – 694.
- MacDonald, D.; Gomez-Perez, I; Franzese, J.; Spalletti, L.; Lawver, L.; Gahagan, L.; Dalziel, I.; Thomas, C.; Trewin, N.; Hole, M.; Paton, D. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 287-308.
- Matos, R. M. D.; 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11 (4): 766-791.
- McKinley, J. M.; Worden, R. H.; Ruffel, A. H., 2003. Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publi.* 34: 109-128.
- Mesner, C. J. & Wooldridge, C. P., 1964 – Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basin, north Brazil. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 48 (9), 1475-1512.
- Montefeltro, F. C.; Larsson, H. C. F.; França M. A. G., Langer M. C., 2013. A new neosuchian with Asian affinities from the Jurassic of northeastern Brazil. *Naturwissenschaften* 100, 835–841.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentary and Stratigraphy*. Chichester: Wiley-Blackwell, London.

- North, C. P.; Davidson S. K., 2012. Unconfined fluvial processes: recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Reviews*, 111, 199–223.
- Nürnberg, D.; Müller, R. D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic Ocean from Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, 20, 27-53.
- Oliveira, D. C.; Mohriak, W. U. Jaibas Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag Basin, Northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, Guildford, v. 20, p. 351-383.
- Owen, G.; Moretti, M.; Alfaro P.; 2011. Recognizing triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 235, 133-140.
- Owen; G.; Moretti, M.; 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235, 141-147.
- Petra, M.S.; 2006. Paleoiçtiofauna da Formação Pastos Bons (Bacia do Parnaíba) – Reconstituição Paleambiental e Posicionamento Cronoestratigráfico. Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Dissertation.
- Rabelo, C.N.; nogueira, A.C.R, 2015. O sistema desértico úmido do Jurássico Superior da Bacia do Parnaíba, na região entre formosa da Serra Negra e Montes Altos, Estado do Maranhão, Brasil. *Geologia USP, Séri, Cient.*, 15, 3-21.
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary Environment and Facies*. 3^a ed. Blackwell Scientific Publicatoin. Oxford.
- Rezende, N. G. A. M., 1998. Reordenamento estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Parnaíba. XL Congresso Brasileiro de Geologia. XL Brazillian Congress of Geology, Belo Horizonte.
- Santos, R. da S., 1974. A idade geológica da Formação Pastos Bons. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 46 (3), 589-592.
- Sekiguchi, T.; Yokokawa, M.; 2008. Effect of wave period on combined-flow bedforms: a flume experiment. *Marine and River Dune Dynamics*. 1: 1 – 4.
- Stow, D. A. V., 2011. *Sedimentary Rocks in the Field*. Edinburgh, Scotland. Institute of Petroleum Engineering, Heriott-Watt University. Manson Publishing.
- Talling, P. J.; Masson, D. G.; Sumner, E. J.; Malgesini, G., 2012. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. *Sedimentology*. 59: 1937-2003.
- Tinterri, R.; Muzzi Magalhães, P.; Tagliaferri, A.; Cunha, R.S., 2016. Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France). *Sedimentary Geology*. In press.
- Torsvik, T. H.; Cocks, L. R. M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, 24, 999-1030.
- Tucker. M. E. 1991. *Sedimentary Petrology: an introduction the origin of sedimentary rock*. Blackwell Science: Oxford.

- Uchupi, E.; Emery, K.O., 1991. Pangaeian divergent margins: historical perspective. In: A.W. Meyer, T.A. Davies and S.W. Wise (Eds), *Evolution of Mesozoic and Cenozoic Continental Margins*. *Marine Geology*, 102, 1-28.
- Vaz, P.T.; Rezende, N.G.A.M.; Wanderley Filho, J.R.; Travassos, W.A.S., 2007. Bacia do Parnaíba. *Petrobras Geoscience Bulletin*, 15(2), 253-263.
- Veevers, J. J, 2004. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews*, 68, 1-132.
- Vogel, H.; Russel, J. M.; Cahyarini, S. Y.; Bijaksana, S.; Watruss, N.; Rethemeyer, J.; Melles, M., 2015. Depositional models and lake-level variability at Lake Towuti, Indonesia, during the past ~29 kyr BP. *Journal of Paleolimnology*, 54(4): 359-377.
- Walker, R. G., 1967. Turbidites sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 25-43.
- Walker, R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R. G. Walker, N. P. James (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Canada: Geological Association of Canada, 1, 1-14.
- Winter, J.D.; 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall, New Jersey.
- Zerfass, H.; Lavina, E. L.; Schultz, C. L.; Garcia, A. J. V.; Faccini, U. F.; Chemale Jr., F., 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana paleogeography and paleoclimate. *Sedimentary Geology*, 161, 85-105.

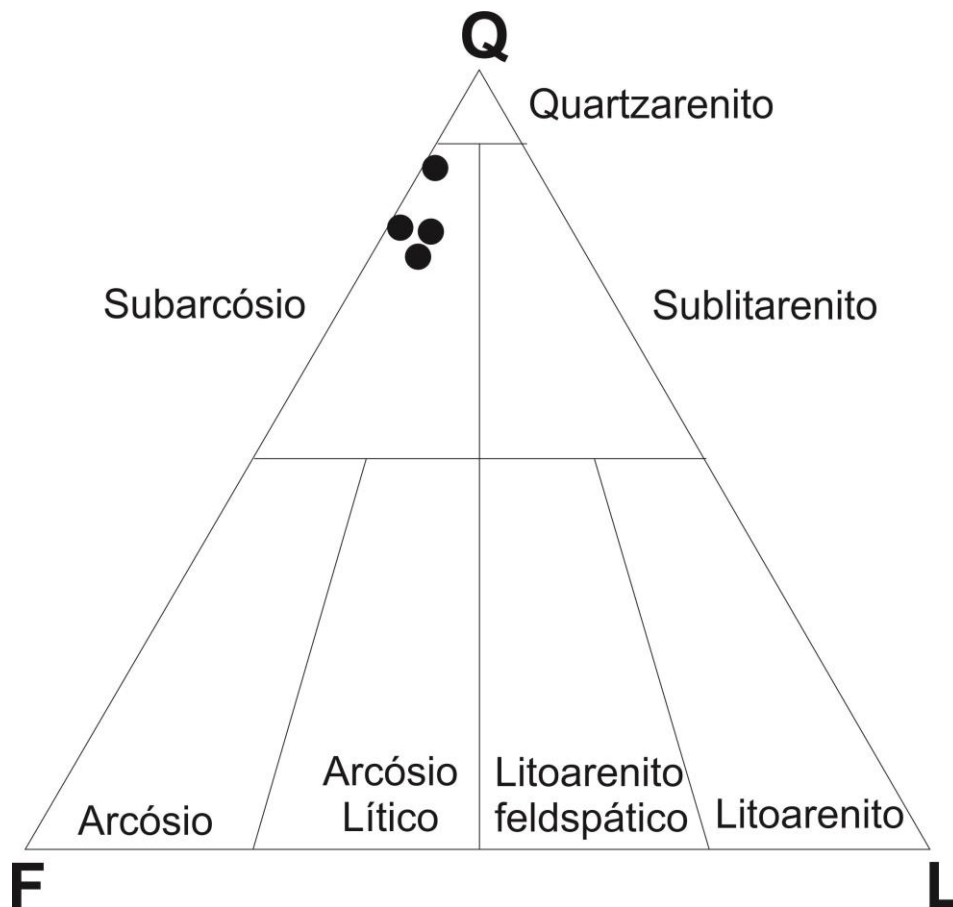
8 DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DE ARENITOS

8.1 Descrição e Classificação

Os arenitos da Formação Pastos Bons, aflorantes nos municípios de São João dos Patos (MA), Barão de Grajaú (MA) e Floriano (PI) foram classificados como subarcósios, de acordo com os parâmetros sugeridos por Folk (1968) (Fig. 16). O suporte destas rochas é realizado por grãos, grãos e cimento ou grãos e matriz. A análise petrográfica foi realizada para as fácies arenito com estratificação plano-paralela (App), arenito maciço (Am) e arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alc), pertencentes à AF2 (turbiditos distais).

Os grãos podem apresentar granulometria muito fina a média e são angulosos a subangulosos, bem a moderadamente selecionados. Estas rochas apresentam arcabouço normal a aberto. Predominam contatos grão-não grão, pontuais, retos e, menos comumente, contatos côncavo-convexos.

Figura 16 - Classificação petrográfica dos arenitos da Formação Pastos Bons.



Fonte: Elaborado pelo autor, baseado em Folk (1968).

Composição Detrítica

O constituinte mais abundante é o quartzo monocristalino (55 – 70%), com grãos subarredondados a subangulosos, extinção ondulante moderada a forte, além de grãos com extinção abrupta (Fig. 17), os quais contêm alta concentração de vacúolos, por vezes alinhados. Quartzo policristalino também ocorre, com contatos internos suturados e teor modal de 2 – 4%. Dominantemente, ocorrem grãos angulosos, com limites côncavos e feições de embaçamento. Localmente, a presença de sobrecrecimento reliquiar de sílica pode realçar a angulosidade dos grãos.

Os grãos de feldspatos, predominantemente subarredondados, ocupam 1 – 7% das rochas e ocorrem na forma de plagioclásio e, subordinadamente, microclina. O primeiro caracteriza-se por apresentar maclamento polissintético, enquanto que o segundo exibe geminação múltipla cruzada. Estes constituintes exibem feições reliquias, tais como intercrescimento mirmequítico, textura pertítica, maclas deformadas e, frequentemente, lamelas de deformação (Fig. 17b-e). Apresentam-se, em geral, subarredondados, comumente com bordas ou núcleos parcialmente dissolvidos, embaçamentos de grãos, bem como grãos alveolados, principalmente de plagioclásio, por vezes com alvéolos retorcidos. Os grãos de feldspatos estão, frequentemente, fraturados e alterados, sobretudo, ao longo dos planos de maclamento. Tais grãos podem estar sericitizados, substituídos parcialmente por argilominerais e parcial ou completamente por carbonato.

Os fragmentos de rocha são alóctones, e de origem sedimentar, ígnea e metamórfica. Ocupam, conjuntamente, apenas 2% dos arenitos. Estão presentes fragmentos de *chert* (quartzo microcristalino) de até 30 – 35 μm , com bordas arredondadas, e fragmentos de pelito, com 20 μm e bordas angulosas, comumente deformados. Localmente, ocorre pseudomatriz, deformada entre grãos de quartzo, em geral, perpendicular ao eixo C destes minerais. Os fragmentos de rocha incluem litologias vulcânicas (Fig. 17d) e fragmentos de quartzitos (Fig. 17e). Os fragmentos de rochas vulcânicas contêm cristais birrefringentes imersos em matriz microlítica.

Outros constituintes incluem muscovita, por vezes, retorcida (Fig. 17f); minerais pesados, predominantemente arredondados, são representados por grãos subarredondados de zircão e turmalina. A proporção modal destes constituintes varia de 0,3 – 1,5%.

Matriz

A matriz argilosa deposicional está presente em todos os arenitos descritos e perfaz 10 – 28% destas rochas. Pode ocorrer como finas películas ao redor dos grãos ou na forma de

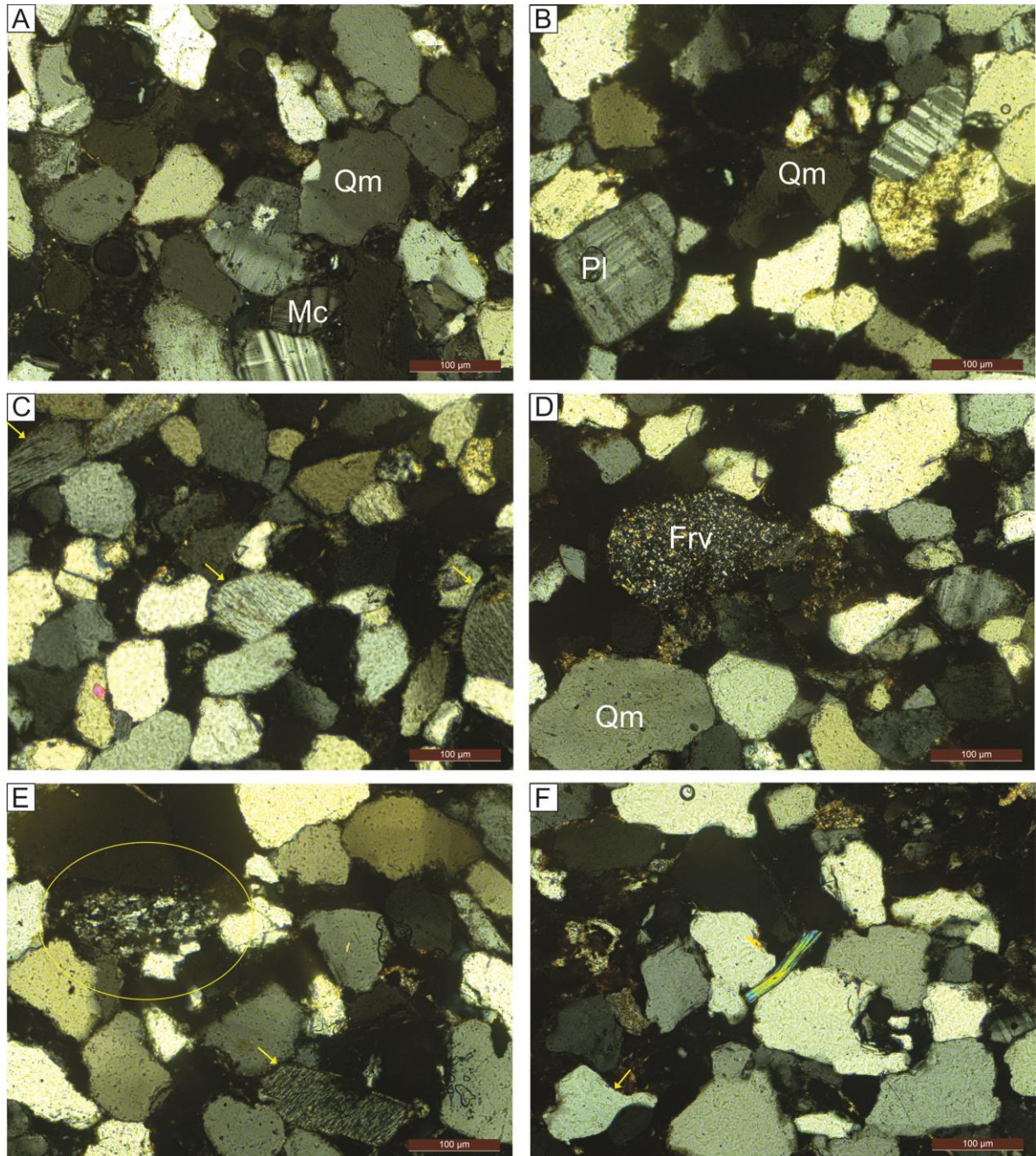
preenchimento do espaço poroso (*pore filling*). Por vezes, películas de argila marcam a forma de grãos dissolvidos (Fig. 18a-c). Argila ocorre como substituição de feldspatos, além de pontes de argila que interligam os grãos.

Cimento e Porosidade

Os tipos de cimento presentes incluem 1) cimento dolomítico (Fig. 18c), que perfaz até 22% dos arenitos, com hábito romboédrico e distribuição heterogênea; e 2) óxido de Fe, na forma de películas envolvendo os grãos, ou como preenchimento de poros (*pore filling*). Apresenta distribuição heterogênea e proporção modal de 1,6%.

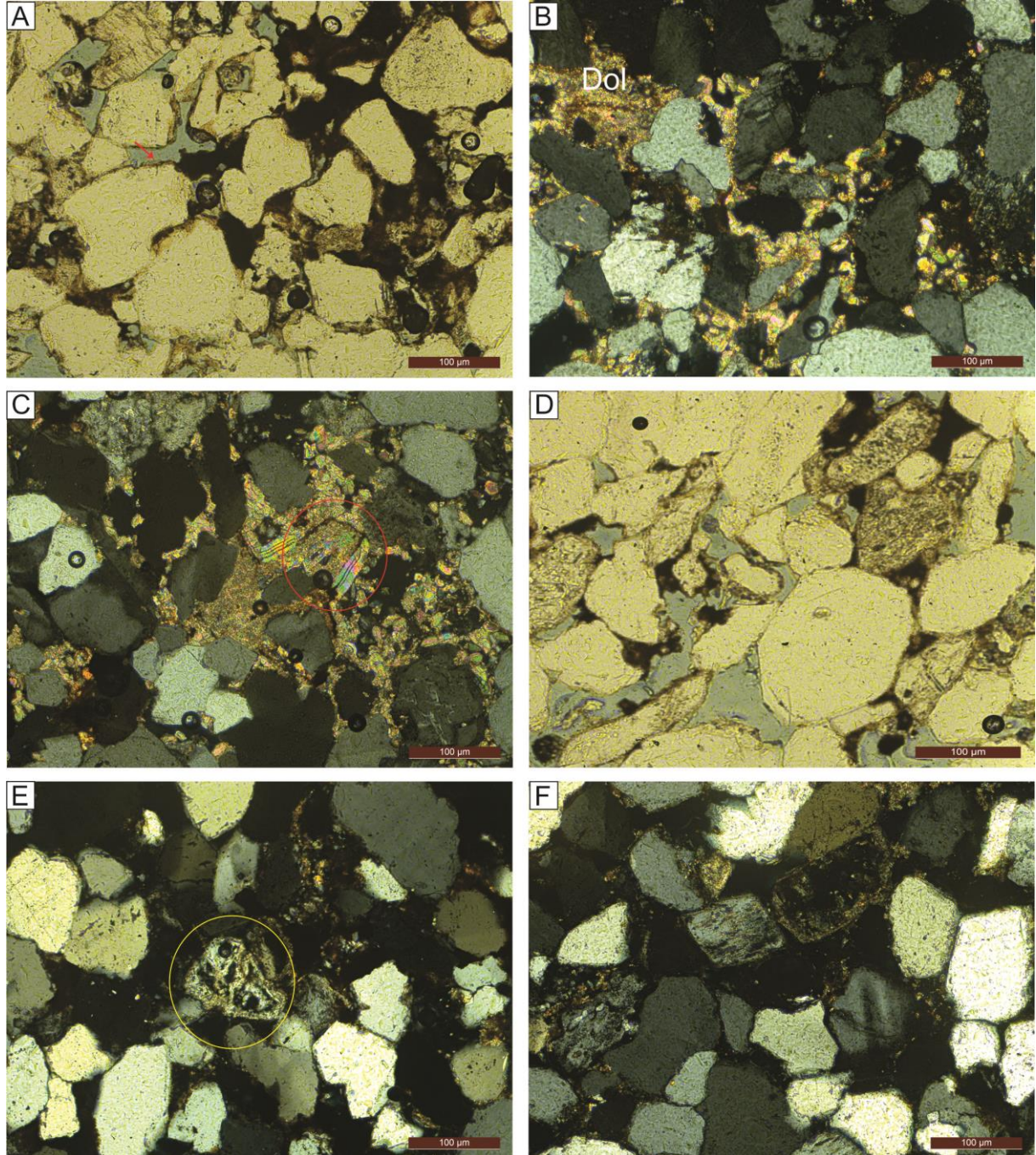
Predominam poros intergranulares, primários ou secundários, além de poros intragranulares, móldicos e agigantados, em menor frequência. Os poros primários apresentam formato côncavo-triangular (Fig. 18d), sem modificadores diagenéticos. Enquanto que os poros secundários são representados por grãos parcialmente a totalmente dissolvidos (Fig. 17e, f), comumente representados por grãos alveolados, grãos flutuantes e grãos com bordas corroídas.

Figura 17 - Constituintes deposicionais dos arenitos da formação Pastos Bons. A. Grãos de quartzo predominantemente monocristalinos (Qm) e subangulosos, além de microclina (Mc). B. Plagioclásio (Pl) é o feldspato mais comum. C. Grãos de feldspato com lamelas de deformação (setas amarelas), muito comuns nestes arenitos. D. Fragmento de rocha vulcânica (Frv). E. Fragmento de rocha metamórfica, provável quartzito (círculo amarelo) e feldspato com lamelas de deformação (seta amarela). F. Mica deformada e grãos de quartzo embaiado (seta amarela).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 18 - Constituintes diagenéticos dos arenitos da Formação Pastos Bons. A. Matriz deposicional com aspecto *pore filling*, além de finas películas de argila (seta vermelha). B. Cimento dolomítico (Dol - Dolomita). C. Feições de substituição por cimento dolomítico, preservadas devido à presença de películas de argila (círculo vermelho). D. Porosidade dos arenitos e sobrecrecimento de quartzo. E. e F. Grãos parcialmente dissolvidos, com a formação de poros intragranulares.



Fonte: Elaborado pelo autor.

8.2 Evolução Diagenética

A descrição das feições deposicionais, a análise mineralógica, textural e a distinção dos modificadores diagenéticos permitiram propor uma sequência de eventos para os arenitos da Formação Pastos Bons. Estes eventos abrangem os estágios eodiagenético a mesodiagenético, sumarizados na Tabela 2. A deposição inicial dos sedimentos ocorreu a partir de fluxos de alta viscosidade, como sugerido pelas estruturas sedimentares em mesoescala e pela ampla ocorrência de matriz deposicional nestes arenitos, a qual pode exercer o suporte das rochas (e.g. BOGGS JR., 2009). Tais processos são típicos de deposição rápida (TUCKER, 1991) e, provavelmente, isto resultou no empacotamento aberto/normal, predomínio de grãos subangulosos e moderadamente selecionados, mesmo em porções distais no ambiente deposicional.

Logo após a deposição, com o avanço do soterramento no início da eodiagênese, ocorreu a compactação mecânica, que resultou na diminuição do espaço poroso, rotação de grãos, deformação de grãos flexíveis (ex.: muscovita) e formação de pseudomatriz. É possível que a presença de matriz argilosa deposicional tenha evitado o sobrecrecimento de sílica (BOGGS JR., 2009). Neste sentido, os grãos que apresentam sobrecrecimento pontual foram interpretados como grãos retrabalhados, que preservam sobrecrecimento reliquiar.

Em seguida, já na mesodiagênese, a percolação de fluidos nos poros das rochas culminou na cimentação dos arenitos por óxido de ferro e dolomita. As fontes de íons de Fe, Ca e Mg, necessários para a produção dos tipos de cimento presentes, provavelmente, foram rochas básicas alteradas da Formação Sardinha, além da conversão de esmectita em illita, que libera estes íons (BOGGS JR., 2009). De acordo com Boggs Jr. (2009), o Mg^{+2} é hidratado em temperaturas superficiais, o que geralmente inibe a sua inserção na estrutura de carbonatos durante a eodiagênese; contudo, com o aumento da temperatura na mesodiagênese ($> 60^{\circ}C$), este íon se torna menos hidratado e pode formar dolomita em fluidos com baixa razão Mg/Ca. A distribuição heterogênea da cimentação sugere concentração insuficiente para o preenchimento total dos poros ou processos de dissolução parcial. Estes últimos são corroborados pela presença de grãos flutuantes, alveolados e grãos com bordas dissolvidas, principalmente de feldspato. Além disso, o predomínio de poros inter a intragranulares, bem como poros agigantados e móldicos são coerentes com esta interpretação.

Tabela 2 - Processos da evolução diagenética, os quais abrangem da eo- a mesodiagênese tardia.

| Processos | Eodiagênese | Mesodiagênese |
|-------------------------------------|--------------------|----------------------|
| Compactação mecânica | ----- | ----- |
| Precipitação de óxido de Fe | | ----- |
| Precipitação de cimento de dolomita | | ----- |
| Geração de porosidade secundária | | ----- |

Fonte: Elaborado pelo autor.

9 MINERALOGIA

9.1 Difractometria de Raios-X

A identificação de argilominerais a partir da difratometria de raios-X foi realizada para dezenove amostras da sucessão estudada. A esmectita foi o principal argilomineral identificado, seguido por illita e caulinita. Os argilominerais são ferramentas importantes para inferências paleoclimáticas (MCKINLEY; WORDEN; RUFFEL, 2003). Neste sentido, a esmectita indica ambientes com movimentação muito lenta da água em planícies pantanosas ou regiões semiáridas a áridas (MCKINLEY; WORDEN; RUFFEL, 2003). A illita é gerada pelo intemperismo em regiões áridas, mas também pode ser formada pelo soterramento de esmectita ou outros filossilicatos (AROSTEGI et al., 2011). Caulinita ocorre como produto de intemperismo em solos e rochas localizados em regiões de climas quentes e úmidos, ou devido à alteração hidrotermal de aluminossilicatos, principalmente feldspatos (MCKINLEY; WORDEN; RUFFEL, 2003; AROSTEGI et al., 2011).

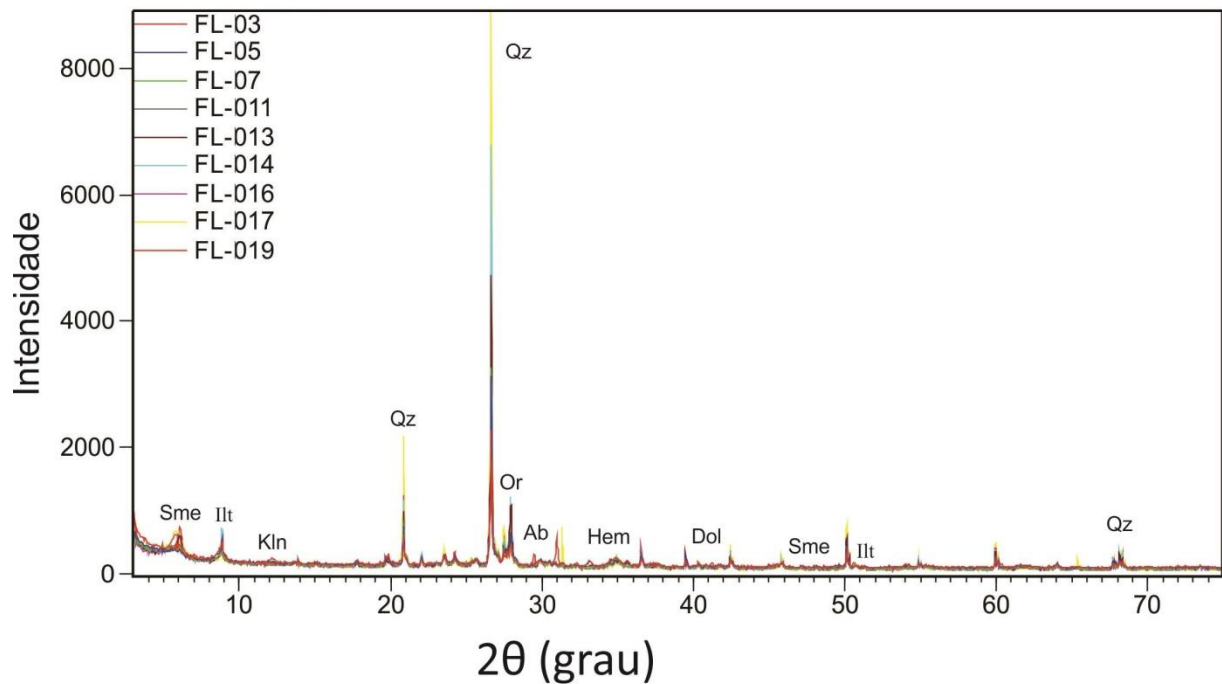
As amostras analisadas são compostas predominantemente por quartzo, ortoclásio, esmectita, illita e hematita. As amostras FL-011, FL-013, FL-014, FL-016 e FL-017 (Fig. 6; 19 e 20) diferem-se das demais por apresentarem albita. A amostra FL-019, por sua vez, distingue-se por conter dolomita e caulinita. Os difratogramas destes constituintes caracterizam-se por picos largos, abertos e mal delineados, que evidenciam baixa cristalinidade. As amostras FL-03, FL-05, FL-07 e FL-011 foram coletadas em camadas intrudidas por um dique de composição básica. Nas adjacências desta intrusão, diferentemente dos demais níveis, a coloração exibida é cinza-esverdeada, ao invés do vermelho a marrom-avermelhado, dominante na sucessão. Além disto, nestas amostras, a illita apresenta picos simétricos. Deste modo, nestas porções, a illitização decorre do metamorfismo de contato ocasionado pela intrusão do dique, provavelmente com pressão e temperatura características da fácies zeólita (WINTER, 2001).

Hematita e dolomita (FL-018), por sua vez, possuem origem diagenética. A hematita provavelmente é a fase responsável pela coloração característica do perfil, bem como outros óxidos/hidróxidos de Fe de baixa cristalinidade, além do limite de detecção do método utilizado. Segundo Tucker (1991), mesmo em quantidades reduzidas, estes compostos podem ser capazes de tingir determinadas camadas. A dolomita provavelmente constitui a cimentação da camada e deriva da remobilização de íons Mg e Ca.

Quando os difratogramas são sobrepostos, é possível notar semelhanças entre os picos principais (Fig. 19). A esmectita, argilomineral dominante, é individualizada a partir dos picos

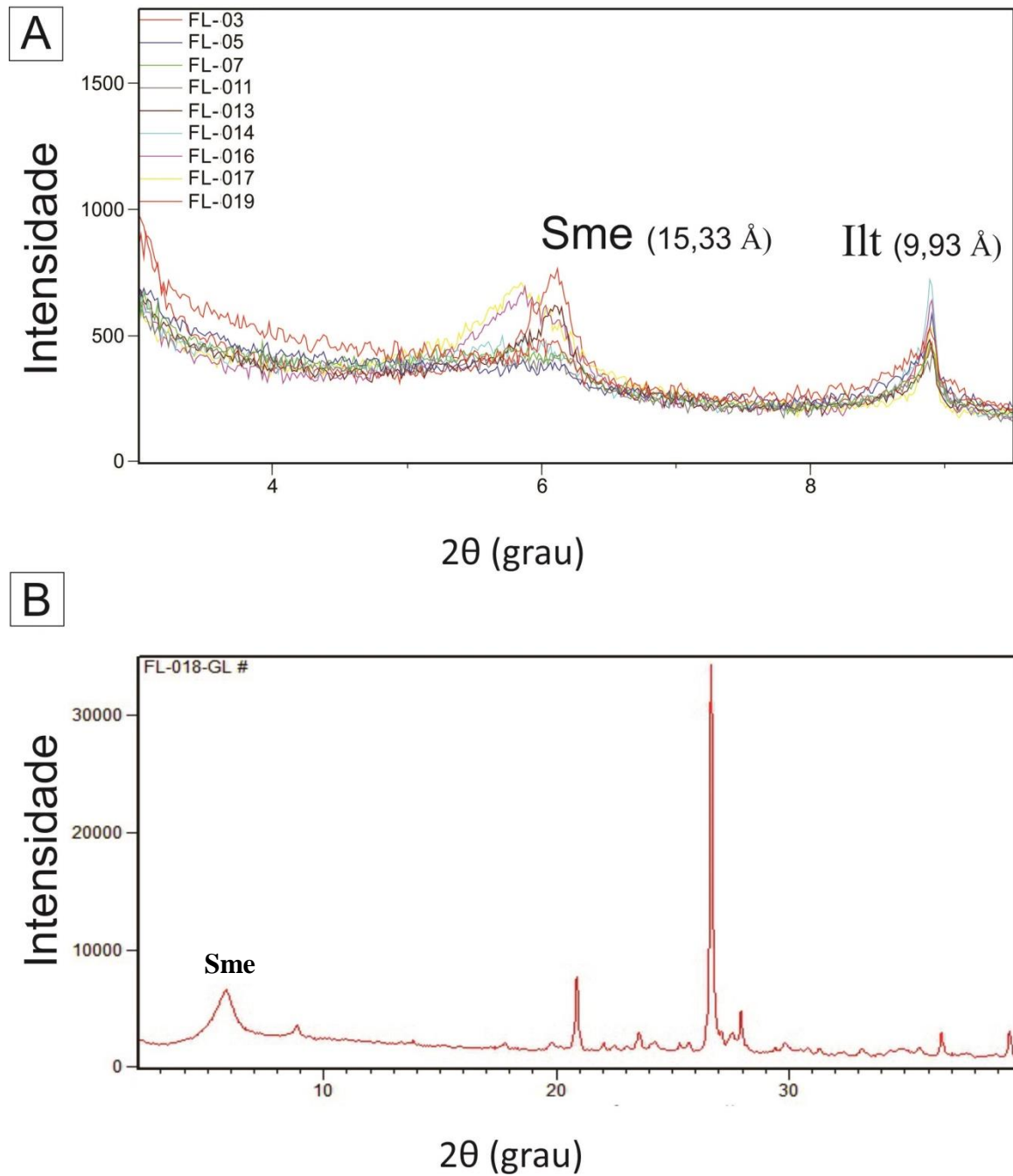
em, $\sim 15 \text{ \AA}$ (d_{001}), $4,50 \text{ \AA}$ e $2,60 \text{ \AA}$. A illita ocorre em picos localizados em, $\sim 9,90 \text{ \AA}$ (d_{001}), $4,45 \text{ \AA}$, $3,38 \text{ \AA}$ e $2,55 \text{ \AA}$ (Fig. 20a). As análises de lâminas glicoladas confirmam a presença destes argilominerais (Fig. 20b). Há ocorrência de caulinita apenas em uma amostra (FL-019), com picos em $7,20 \text{ \AA}$ e $3,58 \text{ \AA}$. O predomínio de esmectita, adicionalmente ao enriquecimento em feldspatos, indica a atuação reduzida de intemperismo químico. Estes resultados sugerem ambientes confinados e de clima árido a semiárido, condizentes com as condições climáticas predominantes durante o Jurássico Superior na Bacia do Parnaíba.

Figura 19 - Sobreposição de difratogramas das amostras coletadas em níveis pelíticos, notar certa conformidade entre os picos principais. Sme: esmectita; Ill – illita; Kln – caulinita; Qz – quartzo; Or – ortoclásio; Ab – albita; Hem – hematita; Dol – dolomita.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 20 - Argilominerais da Formação Pastos Bons. A. Destaque para os picos de esmectita (Sme) e illita (Ilt), principais minerais utilizados para inferências paleoambientais. B. Difratoograma de amostra glicolada, com destaque para o realce do pico de esmectita.



Fonte: Elaborada pelo autor.

9.2 Minerais Pesados

A assembleia de minerais pesados da Formação Pastos Bons é composta por turmalina, zircão, rutilo, topázio, cianita, estauroлита e opacos no perfil FL-01; e turmalina, zircão, rutilo, topázio, opacos, granada e epidoto no perfil PB-11.

TURMALINA: é o mineral dominante na maioria das amostras, principalmente na fração fina, em concentrações que variam de 0 a 93%. Caracteriza-se por grãos de coloração marrom a verde escuro e verde pálido, predominantemente anédricos. São facilmente distinguidos devido à presença de halos pleocróicos, pleocroísmo inverso e, menos comumente, divisibilidade basal. Podem ser subdivididos em três grupos: a Turm1 apresenta grãos subarredondados a arredondados, com alta esfericidade e inclusões aciculares de rutilo, além de inclusões fluidas e de minerais opacos. Localmente, estão presentes fraturas conchoidais e bordas de abrasão (Fig. 21a). Em geral, estes minerais apresentam bordas corroídas e, por vezes, exibem zoneamento. A Turm2 abrange grãos de hábito tabular, subarredondados, com esfericidade moderada, além de inclusões de minerais opacos. Este grupo apresenta, comumente, bordas de abrasão e feições de corrosão (Fig. 21b). A Turm3 inclui grãos de hábito prismático, euédricos, angulosos a subangulosos, com baixa esfericidade, fraturas e feições de abrasão raras ou ausentes. As bordas destes constituintes, em geral, exibem texturas intempéricas incipientes (Fig. 21c).

ZIRCÃO: tem concentração de 0 a 38,40%. Os grãos são incolores a levemente amarelados, anédricos a subédricos, em sua maioria. Podem ser subdivididos em dois grupos: Zirc1, que contém grãos subangulosos, por vezes fraturados e/ou fragmentados, com inclusões de opacos, bordas de abrasão, arestas corroídas e, em alguns casos, zoneamento (Fig. 21d). O grupo Zirc2 contém grãos de hábitos prismáticos tabulares, subangulosos, por vezes bipiramidais, com inclusões aciculares de apatita, além de inclusões de minerais opacos e rutilo. Além disso, são observadas feições como bordas de abrasão, fraturas conchoidais, e grãos metamíticos. Em geral, as bordas destes minerais apresentam-se corroídas (Fig. 21e).

RUTILO: ocorre em proporções de 0 a 9,60%. Podem ser de dois tipos: Rut1 – grãos de coloração marrom a marrom avermelhada, predominantemente anédricos, subarredondados, de baixa esfericidade e, por vezes, fragmentados (Fig. 21f); e Rut2 – grãos marrom avermelhados, prismáticos, subarredondados, com baixa esfericidade e marcas de abrasão. As bordas destes constituintes são predominantemente corroídas a profundamente intemperizadas (*deeply etched*), com indentações e reentrâncias (Fig. 21g).

OPACOS: estes constituintes variam de 2 a 64,20% das amostras. Ocorrem predominantemente como grãos subédricos a anédricos, arredondados, com boa esfericidade e, por vezes, com indentações e reentrâncias. As texturas intempéricas nas bordas dos minerais variam do estágio corroído ao esquelético (Fig. 21h).

TOPÁZIO: a proporção deste mineral varia de 0 a 56%. Os grãos são incolores, predominantemente tabulares, subédricos, subangulosos, com inclusões fluidas e de minerais opacos. Em nicóis cruzados, exibem birrefringência de 3º ordem, com zoneamento concêntrico. As arestas são, em geral, retilíneas, no entanto, podem exibir indentações (Fig. 21i).

CIANITA: ocorre exclusivamente no perfil FL-01 e varia de 0 a 20%. Os grãos são amarelados, subédricos, e ocorrem em graus variados de arredondamento, desde angulosos até subarredondados. Apresentam inclusões de minerais opacos, clivagens unidirecionais, fraturas, feições de abrasão e bordas predominantemente corroídas (Fig. 21j).

EPIDOTO: apresenta concentrações de 0 a 13,30%. Ocorrem na forma de grãos incolores a amarelados, subarredondados e, por vezes, fragmentados. Apresentam bordas de abrasão, inclusões fluidas e arestas corroídas (Fig. 21l).

ESTAUROLITA: ocorre em baixas proporções, restrita à fração fina (~2%). É caracterizada por grãos amarelados, levemente pleocrícos, subédricos e subangulosos a angulosos, por vezes na forma de “cristas de galo”. As bordas são predominantemente corroídas, por vezes com feições de dissolução intraestratal (Fig. 21m).

GRANADA: ocorre apenas no perfil PB-11 e em proporções baixas (~1%). Apresenta grãos castanho-avermelhados, subarredondados, de baixa esfericidade, com feições de abrasão, marcas mamilares e bordas predominantemente corroídas (Fig. 21n).

ÍNDICE ZTR: O índice ZTR apresenta valores de até 92% no perfil FL-01. Deste modo, há a superabundância de minerais estáveis, o que evidencia a alta maturidade mineralógica destes constituintes. Quando analisadas individualmente, as amostras FL-01 (frações granulométricas fina e grossa), coletadas na base da sucessão, apresentam valores reduzidos deste índice (6,60% e 18%, respectivamente), em desacordo com as camadas que sobrepõe a porção basal da área estudada. Isto pode evidenciar uma possível discordância com a Formação Piauí. No perfil PB-11, o índice ZTR varia de 38% a 75%, o que sugere abundância a superabundância de minerais pesados nos arenitos da Formação Pastos Bons (Fig. 22a).

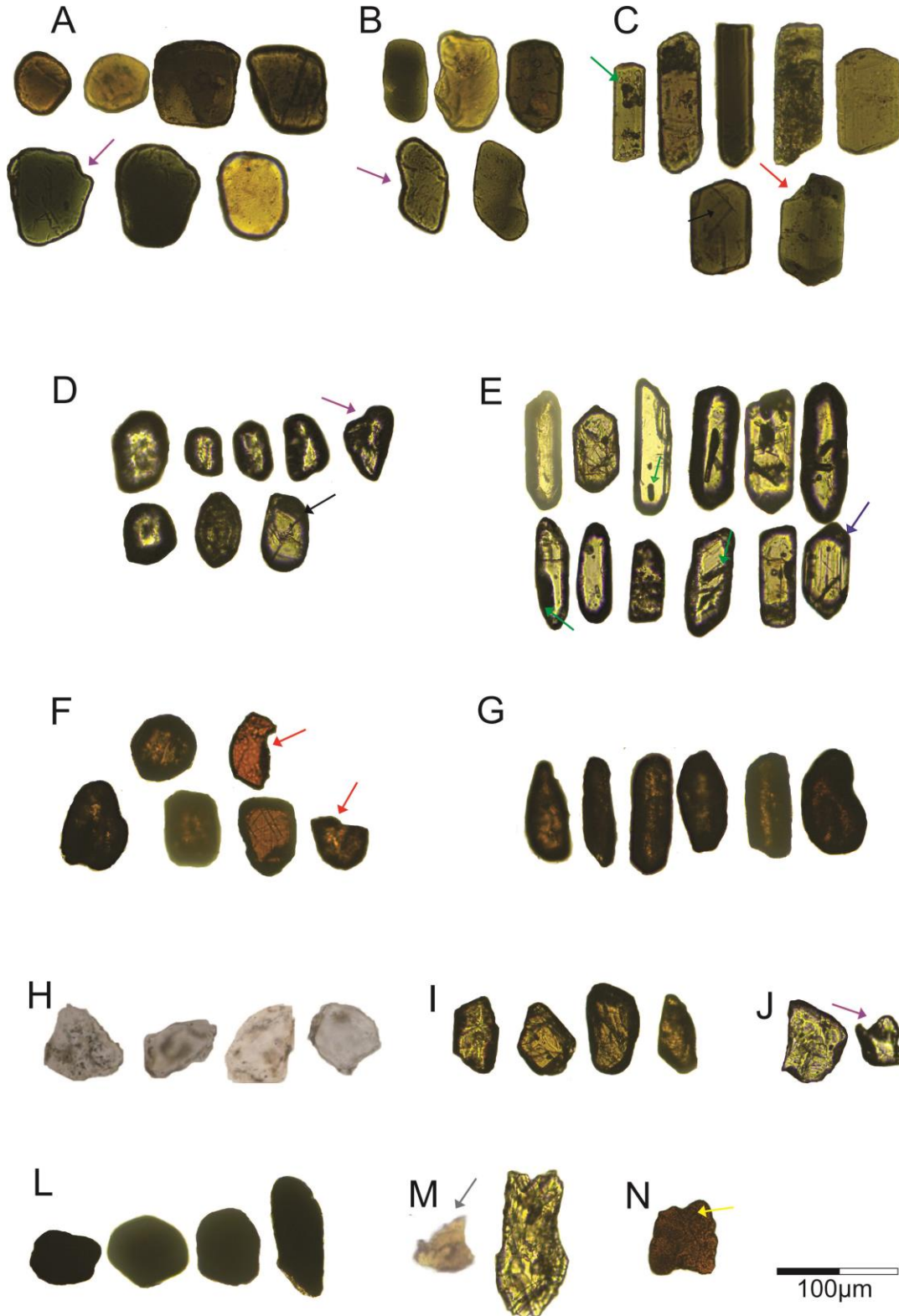
GRAU DE CORROSÃO DE BORDAS: Os minerais pesados são, predominantemente, grãos com bordas corroídas (Fig. 22b), no entanto, também são comuns

grãos com arestas não intemperizadas (sobretudo os grupos Turm3 e Zirc2), bem como bordas típicas do estágio profundamente intemperizado (*deeply etched*). Este é caracterizado por reentrâncias, *pits* de corrosão e embaiamentos de grãos (ANDÒ et al., 2012). Em menor proporção, ocorrem grãos do estágio esquelético, sobretudo minerais opacos.

PROVENIÊNCIA: A assembleia de minerais pesados, dominada por turmalina, zircão, topázio e opacos aponta abrasão prolongada. Grãos bem arredondados e esféricos de minerais do índice ZTR sugerem o caráter policíclico destes constituintes (grupos Turm1, Zirc1 e Rut1), com provável retrabalhamento de sedimentos e/ou rochas sedimentares (MORTON, 1985; NICHOLS, 2009). Esta interpretação é corroborada por texturas superficiais de origem mecânica, como bordas de abrasão, fraturas intragranulares, fraturas conchoidais e grãos fragmentados. No entanto, grãos de zircão e turmalina com o hábito bem preservado, por vezes zonados, prismáticos a bipiramidais (grupos Turm3 e Zirc2) são aspectos típicos de rochas ígneas ácidas e o grau de preservação sugere proximidade da fonte sedimentar. Nos demais minerais, sobretudo estaurolita e granada, predominam feições de dissolução controladas pela estrutura cristalina, e marcas mamilares, respectivamente. Este conjunto de minerais, juntamente com epidoto, cianita, rutilo e topázio apontam rochas metamórficas e/ou metassomáticas de médio a alto grau (MORTON, 1985).

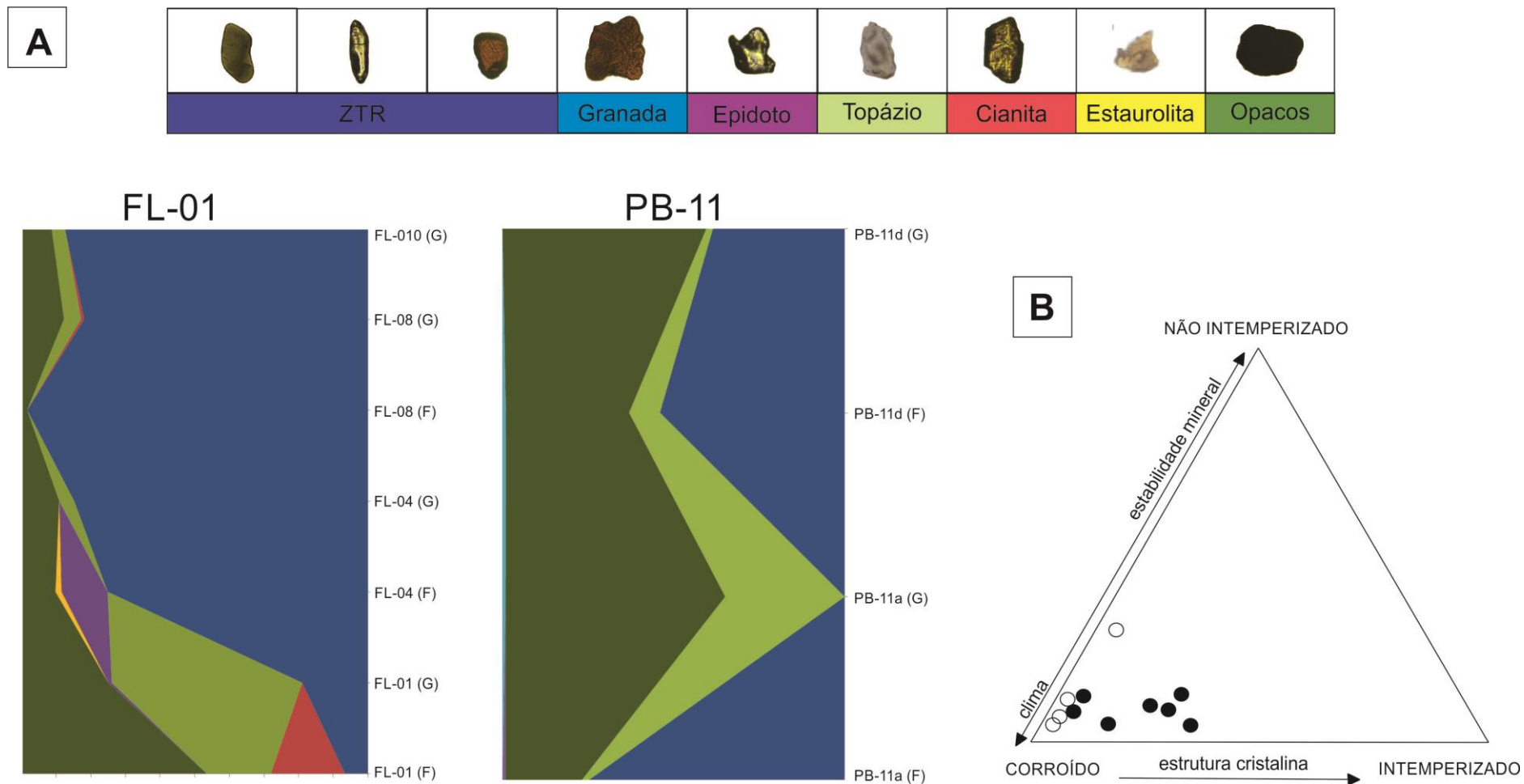
As bordas dos grãos, predominantemente corroídas, a distribuição polimodal de texturas e a presença de grãos compostos nas mesmas amostras sugerem áreas-fonte distintas e efeitos intempéricos seletivos, controlados pela instabilidade dos constituintes (ANDÒ et al., 2012).

Figura 21 - Minerais Pesados da Formação Pastos Bons (detalhes no texto). **A.** Turmalina 1 **B.** Turmalina 2 **C.** Turmalina 3. **D.** Zircão 1. **E.** Zircão 2. **F.** Rutilo 1. **G.** Rutilo 2. **H.** Topázio. **I.** Epidoto. **J.** Cianita. **L.** Opacos. **M.** Estauroлита. **N.** Granada. Setas vermelhas – fragmentação; Setas verdes – inclusões de opacos; Setas azuis – zoneamento; Setas pretas – microfraturas; Setas roxas – marcas de abrasão; Setas cinzas – “crista de galo”; Setas amarelas – marcas mamilares.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 22 - Índice ZTR e bordas dos minerais pesados da Formação Pastos Bons. **A.** Índice ZTR, com superabundância a abundância de zircão, turmalina e rutilo. **B.** Estágio intempérico das bordas dos minerais pesados, com predomínio de bordas corroídas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

10 CONCLUSÕES

Os depósitos siliciclásticos da Formação Pastos Bons, na fronteira entre os estados do Piauí e Maranhão, porção sudeste da Bacia do Parnaíba, foram interpretados como um sistema lacustre. A AF1 é composta pelas fácies pelito laminado (Pl), ritmito arenito/pelito (Rap) e arenito com laminação plano-paralela (App), as quais sugerem ambiente lacustre central, com transporte por suspensão e, subordinadamente, tração. A AF2 é composta pelas fácies arenito com estruturas deformacionais (Ad), arenito maciço (Am), arenito com estratificação plano-paralela (App), arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alc) e pelito laminado (Pl), que representam turbiditos distais. Este conjunto sugere deposição a partir de correntes de turbidez influenciadas por ondas, em fluxos hiperpicnais, possivelmente resultantes de um sistema de *flysch-like delta front*. É provável que as AF1 e AF2 apresentem relações cogenéticas, e que a ação de ondas nesta última tenha sido inibida pela espessura da lâmina d'água no centro do lago.

Os processos diagenéticos da Formação Pastos Bons abrangeram os estágios eo- e mesodiagenético, representados por compactação mecânica, cimentação por dolomita e óxido de Fe e geração de porosidade secundária. A concentração de matriz argilosa deposicional, o predomínio de grãos subangulosos, bem a moderadamente selecionados e o empacotamento aberto/normal corroboram processos de deposição rápida. A alta concentração de feldspatos e esmectita observadas nas difrações de raios-X indicam ambiente confinado, de clima árido a semiárido, e baixa influência de intemperismo químico. A assembleia de minerais pesados é composta por zircão, turmalina, rutilo, opacos, topázio, epidoto, cianita, estauroлита e granada. O alto valor, em geral, do índice ZTR, aponta abundância a superabundância de constituintes estáveis, com texturas superficiais típicas de processos abrasivos prolongados. Estes aspectos sugerem alta maturidade mineralógica, caráter policíclico e proveniência de rochas ígneas ácidas, rochas sedimentares e/ou sedimentos retrabalhados, além de rochas metamórficas e/ou metassomáticas de médio a alto grau. No entanto, dados de paleocorrente, geoquímica e datações de zircão são necessários para melhor delimitação da proveniência sedimentar.

O amplo predomínio de depósitos siliciclásticos sugere atenuação climática e diminuição da aridez durante o Jurássico Superior da Bacia do Parnaíba, fatores que favoreceram o reestabelecimento de condições propícias à atividade biológica. Apesar da espessura (~77m), a Formação Pastos Bons pode servir como um guia estratigráfico para as porções subsidentes do supercontinente Gondwana Oeste, sobretudo anteriormente à abertura do Oceano Atlântico Equatorial.

REFERÊNCIAS

- ABRANTES JR., F. R.; NOGUEIRA, A. C. R.; SOARES, J. L. Permian paleogeography of West-Central Pangea: reconstruction using sabkha-type gypsum-bearing deposits of Parnaíba Basin, Northern Brazil. **Sedimentary Petrology**, n. 341, p. 175-188, 2016.
- AGUIAR, G.A. de. **Bacia do Maranhão: geologia e possibilidades de petróleo**. Belém: PETROBRAS, 1969, p. 55-106. (Relatório Técnico, n. 371).
- AGUIAR, G.A. de. Revisão geológica da bacia paleozoica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v.3, p. 113-122.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES B. B. The upper pre-cambrian of South América. **Boletim IG Instituto de Geociências, USP**, v. 7, p. 45-80, 1976.
- ALVES, D.B. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica no centro de pesquisas da Petrobrás. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 1, n. 2, p. 157-175, 1987.
- ANDÒ, S.; GARZANTI, E.; PADOAN, M.; LIMONTA, M. Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: a catalog for optical analysis. **Sedimentary Geology**, v. 280, p. 165-178, 2012.
- AROSTEGI, J.; BACETA, J. I.; PUJALTE, V.; CARRACEDO, M.. Late Cretaceous – Paleocene mid-latitude climates: inferences from clay mineralogy of continental-coastal sequences (Tresp-Graus area, Southern Pyrenees, N Spain). **Clay Minerals**: v. 46, p. 105-126, 2011.
- BAKSI A.K., ARCHIBALD, D. A. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. **Earth and Planetary Sciences Letters**, v. 151, p. 139-153, 1997.
- BEURLIN, K. Um novo gênero de conchostráceo da família Limnadiidae. **Notas Preliminares e Estudos**, Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral DNPM, n. 83, p. 23-28, 1954.
- BOGGS JR., S. **Petrology of sedimentary rocks**. Nova Iorque: Cambridge University Press, 2009.
- BOUMA, A. H. **Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation**. Ed. Elsevier, Amsterdam, 1962.
- BOUMA, A. H. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end-member models: applicability and dangers. **Marine and Petroleum Geology**; v. 17, p. 137-143, 2008.
- BRAZIL, J.J. **Zona Sul da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Petróleo, 1948. p.71-78. (Relatório Interno).

CALDASSO, A. L. S. **O problema Pastos Bons na estratigrafia da Bacia do Parnaíba**. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Recife: 1978. Não paginado (Relatório Interno).

CAMPBELL, D. F. **Bacia do Maranhão**. Conselho Nacional de Petróleo. Rio de Janeiro: Cons. Nac. de Petról., p. 68-74, 1949 (Relatório Interno. N. 153).

CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. xx, 583f. Tese (Doutorado) - University of California, Santa Barbara, USA: 1984.

CARROL, D. Clay minerals: a guide to their x-ray identification. The Geological Society of America. **Special Paper**, v. 126, p. 1- 80, 1970.

CARROLL, A.R.; BOHACS, K.M. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. **Geology**, v. 27, p. 99-102, 1999.

CHABOREAU, A. C.; GUILLOCHEAU, F.; ROBIN, C.; ROHAIS, S.; MOULIN, M.; ASLANIAN, D. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: paleotopographic and geodynamic implications. **Tectonophysics**, v. 604, p. 191-223, 2015.

CUNHA, F.B.; CARNEIRO, R.G. Interpretação fotogeológica do centro-oeste da Bacia do Maranhão. In: XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Belém, 1972, v. 3, p. 64-80.

DAVIS, R. A. **Depositional systems: an introduction to sedimentology and stratigraphy**. Englewood Cliffs, NJ, Ed. Prentice Hall, 1992.

DELLA FÁVERA, J. C. **Fundamentos de estratigrafia moderna**. Ed. Moderna. Rio de Janeiro, 2001.

DUMAS, S.; ARNOTT, R.W.C.; SOUTHARD, J.B. Experiments on oscillatory flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow marine sedimentary record. **Journal of Sedimentary Research**, v. 75, p. 501-513, 2005.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Ed. Hemphil's Public., Austin, Texas, 107p, 1968.

GALEHOUSE, J. S. Sedimentation analysis. In: Carver, R. E. (ed.), **Procedures in sedimentary petrology**: John Wiley and Sons, New York, NY, p. 69–94, 1971.

GALLO V. Redescription of *Lepidotes Piauiensis* Roxo and Löefgren, 1936 (Neopterygil, Semionotiformes, Semionotidae) from the ?Late Jurassic-Early Cretaceous of Brazil. **Journal of Vertebrate Paleontology**, v. 25, n. 4, p. 757-769, 2005.

GALLO, V.; FIGUEIREDO, F. J. A new teleost fish from the Early Cretaceous of Northeastern Brazil. **Boletim do Museu Nacional**. Rio de Janeiro, n. 27, p. 65-73, 2004.

GALLOWAY, W. E.; HOBDA, D. K. **Terrigenous clastic depositional systems: applications to petroleum, coal and uranium exploration.** Ed. Springer-Verlag, Nova Iorque, EUA. 2. ed, 2000.

GÓES, A.M.O. & FEIJÓ, F.J. A Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, p. 57-67, 1994.

GÓES, A. M. O.; TRAVASSOS, W. A. S.; NUNES, K.C. **Projeto Parnaíba: Reavaliação e perspectivas exploratórias.** Belém, PETROBRAS, v. 1, 358p. (circulação restrita).

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; ASSIS, J.F.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BARTORELLI, A.; PIRES NETO, A.G.; MIOTO, J.A. **A borda sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico.** In: 3º Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos, Rio Claro. Boletim, Rio Claro, SBG – Núcleo de São Paulo: v. 8, n. 1, p. 93-95, 1991.

HOLZ, M. Mesozoic paleogeography and paleoclimate – a discussion of the diverse greenhouse and hothouse conditions of an alien world. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 61, p. 91-107, 2015.

IUGS (International Union on Geological Sciences). **International Chronostratigraphic Chart.** International Commission on Stratigraphy, 2013. Não paginado.

LAMB, M. P.; MYROW, P. M.; LUKENS, C.; HOUCK, K.; STRAUSS, J. Deposits from wave-influenced turbidites currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, USA. **Journal of Sedimentary Research**, v. 78, p. 480-498, 2008.

LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. Projeto de estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. **Integração Geológico-Metalogenética: Relatório Final da Etapa III.** Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Recife, 212p, 1978.

LIMA, M.R.; CAMPOS, D.de A. Palinologia dos folhelhos da fazenda Muzinho, Floriano, Piauí. **Geodiversitas - USP**, São Paulo: v. 11, p. 149-154, 1980.

LISBOA, M. A. R. The Permian geology of northern of Brazil. **Am. Jour. Sci.**, v. 37, n. 221, p. 425-443, 1914.

LUCA, P. H. V.; BASILICI, G. A prodeltaic system controlled by hyperpycnal flows and storm waves: reinterpretation of the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera). **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 4, p. 673-694, 2013.

MACDONALD, D.; GOMEZ-PEREZ, I; FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; LAWVER, L.; GAHAGAN, L.; DALZIEL, I.; THOMAS, C.; TREWIN, N.; HOLE, M.; PATON, D. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, n. 20, p. 287-308, 2003.

MATOS, R. M. D. The northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, p. 766-791, 1992.

MCKINLEY, J. M.; WORDEN, R. H.; RUFFEL, A. H. Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behavior during diagenesis. **Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publi**, v. 34, p. 109-128, 2003.

MESNER, C. J.; WOOLDRIDGE, C. P. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basin, north Brazil. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, v. 48, n. 9, p. 1475-1512, 1964.

MILANI E., J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of the South America. In: CORDANI, U. G.; MILANI E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.). Tectonic Evolution Of South America. **Anais...** Rio de Janeiro, Ed. Esp. XXXI Congresso Geológico Internacional, Rio de Janeiro, p. 389-449, 2000.

MONTEFELTRO, F. C.; LARSSON, H. C. F.; FRANÇA, M. A. G., LANGER, M. C. A new neosuchian with Asian affinities from the Jurassic of northeastern Brazil. **Naturwissenschaften**, v. 100, p. 835–841, 2013.

MORTON, A. C. **Heavy minerals in provenance studies**. In: G. G. ZUFFA (eds). **PROVENANCE OF ARENITES**. Reidel, Dordrecht, p. 249-277, 1985.

MORTON, D. M.; ROBERT JR., R.C. **X-ray diffraction in the identification and analysis of clay minerals**. Ed. Oxford University Press, Inglaterra, 2011.

NEUMANN, V. H.; ARAGÃO, M. A. N. F.; VALENÇA, L. M. M.; LEAL, J. P. Ambientes Lacustres. In: SILVA, A. J. C. L. P.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (orgs.) **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**, Ed. Becca. São Paulo, 2008.

NICHOLS, G. **Sedimentary and stratigraphy**. Chichester, Ed. Wiley-Blackwel, Oxford. 2. ed., 2009.

NORTH, C. P.; DAVIDSON S. K. Unconfined fluvial processes: recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. **Earth-Science Reviews**, n. 111, p. 199-223, 2012.

NUNES, A. de B. Geologia da folha 23.SB Teresina e parte da folha 24.SB Jaguaribe. DNPM. **Projeto RADAM**. Levantamento de recursos naturais. Rio de Janeiro, v. 2, p. 1-24, 1973.

NÜRNBERG, D.; MÜLLER, R. D. The tectonic evolution of the South Atlantic Ocean from Late Jurassic to present. **Tectonophysics**, n. 20, p. 27-53, 1991.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag Basin, Northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, n. 20, p. 351-383, 2003.

OWEN, G.; MORETTI, M.; ALFARO, P. Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. **Sedimentary Geology**, n. 235, p. 133-140, 2011.

OWEN; G.; MORETTI, M. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. **Sedimentary Geology**, n. 235, p. 141-147, 2011.

- PETRA, M.S. **Paleoictiofauna da Formação Pastos Bons (Bacia do Parnaíba) – Reconstituição Paleoambiental e Posicionamento Cronoestratigráfico**. 2006. Dissertação (de Mestrado). Universidade do Estado do Rio de Janeiro, xvii, 141 f., 2006.
- PINTO, I. D.; PURPER, Y. Observations on Mesozoic Conchostracea from the north of Brazil. Congresso Brasileiro de Geologia, 28. **Anais...** Porto Alegre, SBG, v. 2, p. 5–16, 1974.
- PLUMMER, F. B. **Estados do Maranhão e Piauí**. Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro, n. 46, p. 87-134, 1948 (Relatório Interno).
- RABELO, C.N.; NOGUEIRA, A.C.R. O sistema desértico úmido do Jurássico Superior da Bacia do Parnaíba, na região entre formosa da Serra Negra e Montes Altos, Estado do Maranhão, Brasil. *Geol. USP, Séries Científicas*, v. 15, p. 3-21, 2015.
- RABELO, C., 2013. **Paleoambiente da Formação Mosquito e a implantação do sistema desértico úmido da Formação Corda, Jurássico Superior, Centro-Oeste da Bacia do Parnaíba**. 2013. Dissertação (de Mestrado). Universidade Federal do Pará, Belém, xvi, 81 f, 2013.
- READING, H.G. **Sedimentary environment and facies**. Blackwell Scientific Publicatoin. Oxford, 3. Ed., 1996.
- ROMERO BALLÉN, O. A. R. **As sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, exemplo de um sistema eólico úmido, Província Parnaíba**. Dissertação (de Mestrado). USP – Universidade de São Paulo, xix, 85 f, 2012.
- ROMERO BALLÉN, O. A.; GÓES, A. M.; NEGRI, F. A.; MAZIVIEIRO, M. V; TEIXEIRA, V.Z.S. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 4, p. 695-710, 2013.
- ROXO, M.; LÖFGREN, A. *Lepidotus piauhyensis, sp. nov.* **Notas Preliminares e Estudos**. Divisão de Geologia e Mineralogia/DNPM, v. 1, p. 7–12, 1936.
- REZENDE, N.A. **A zona zeolítica da Formação Corda, Bacia do Parnaíba**. Dissertação (de Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém, xv, 144 f, 2002.
- REZENDE, N. G. A. M. Reordenamento estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Parnaíba. **Anais...** Belo Horizonte, XL Congresso Brasileiro de Geologia, v. 1, p. 17, 1998.
- SANTOS M. E. C. M., CARVALHO M. S. S. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**, Ed. 2, CPRM, Rio Janeiro, 212p, 2004.
- SANTOS, R. da S. Peixes triássicos dos folhelhos da Fazenda Muzinho, estado do Piauí. **Notas Preliminares e Estudos**. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral. DNPM, v. 82, p. 170-178, 1953.
- SANTOS, R. da S. A idade geológica da Formação Pastos Bons. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 46, n.3, p. 589-592, 1974.

SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., QUEIROZ, E.T., WINGE, M., BERBERTBORN, M. (eds.). **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília, DNPM/CPRM, 1984.

SEKIGUCHI, T.; YOKOKAWA, M. Effect of wave period on combined-flow bedforms: a flume experiment. **Marine, River and Dune Dynamics**, v. 1, p. 1-4, 2008.

SOFTWARE Global Paleogeography. **PALEOMAP Project**. 2013. Disponível em: <<http://www.scotese.com/>>. Acesso em: 14/05/2016.

STOW, D. A. V. **Sedimentary rocks in the field: a colour guide**. 6. ed. Edinburgh, Scotland: Institute of Petroleum Engineering, Heriott-Watt University; Manson Publishing, 2011. 320p.

TALLING, P. J.; MASSON, D. G.; SUMNER, E. J.; MALGESINI, G., 2012. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. **Sedimentology**, v. 59, p. 1937-2003, 2012.

TORSVIK, T. H.; COCKS, L. R. M. Gondwana from top to base in space and time. **Gondwana Research**, n. 24, p. 999-1030, 2013.

TUCKER, M. E. **Sedimentary petrology: an introduction the origin of sedimentary rocks**. Ed. Oxford: Blackwell Science. 2. Ed, 1991. 260p.

UCHUPI, E.; EMERY, K.O. Pangean divergent margins: historical perspective. In: A.W. MEYER, T.A. DAVIES; S.W. WISE (eds). Evolution of Mesozoic and Cenozoic Continental Margins. **Mar. Geol**, v. 102, p. 1-28, 1991

VAZ, P.T.; REZENDE, N.G.A.M.; WANDERLEY FILHO, J.R.; TRAVASSOS, W.A.S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

VEEVERS, J. J. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. **Earth-Science Reviews**, n. 68, p. 1-132, 2004.

VICTOR ZALÁN, P. **Influence of pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America**. IV Simpósio Bolivariano, Bogotá, v. 1, n. 7, p. 17-29, 1991.

VOGEL, H.; RUSSEL, J. M.; CAHYARINI, S. Y.; BIJAKSANA, S.; WATRUS, N.; RETHEMEYER, J.; MELLES, M. Depositional models and lake-level variability at Lake Towuti, Indonesia, during the past ~29 kyr BP. **Journal of Paleolimnology**, v. 54, n. 4, p. 359-377, 2015.

WALKER, R. G. Turbidites sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 37, p. 25-43, 1967.

WALKER, R. G (ed.). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R. G. WALKER, N. P. JAMES (eds.), **Facies Models - Response to Sea Level Change**. Ontario, Ed. Geological Association of Canada, Canada, v. 1, p. 1-14, 1992.

WINCANDER, R.; MONROE, J. S. **Historical Geology**. Central Michigan University, EUA, Emeritus. 7. Ed, 2013. 448p.

WINTER, J.D.; 2001. **An introduction to igneous and metamorphic petrology**. Prentice-Hall, New Jersey, 862p.

ZERFASS, H.; LAVINA, E. L.; SCHULTZ, C. L.; GARCIA, A. J. V.; FACCINI, U. F.; CHEMALE JR., F. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana paleogeography and paleoclimate. **Sedimentary Geology**, n. 161, p. 85-105, 2003.

APÊNDICES

APÊNDICE A – TABELA PETROGRÁFICA

| Constituinte | PB-11c | % | FL-09 | % | FL-02a | % | FL-02b | % |
|--------------------------------|--------------------|-------|-------------------|------|------------------|------|--------------------|-------|
| Quartzo monocristalino | 210 | 64,2 | 215 | 69,1 | 215 | 68,2 | 196 | 55,5 |
| Quartzo policristalino | 0 | 0 | 9 | 3,8 | 0 | 0 | 2 | 0,5 |
| Plagioclásio | 31 | 0,6 | 20 | 6,4 | 14 | 4,4 | 21 | 5,9 |
| Álcali-feldspato | 0 | 0 | 3 | 0,9 | 2 | 0,6 | 3 | 0,8 |
| Cimento carbonático | 0 | 0 | 3 | 0,9 | 69 | 21,1 | 0 | 0 |
| Matriz | 31 | 9,4 | 26 | 8,3 | 13 | 4,1 | 99 | 28,04 |
| Mica | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0,9 | 2 | 0,5 |
| Opaco | 5 | 1,5 | 1 | 0,3 | 2 | 0,6 | 0 | 0 |
| Poros agigantados | 31 | 9,4 | 6 | 1,9 | 0 | 0 | 3 | 0,8 |
| Poros mólidos | 4 | 1,2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0,5 |
| Poros intragranulares | 2 | 0,6 | 4 | 1,2 | 0 | 0 | 2 | 0,5 |
| Poros intergranulares | 38 | 11,26 | 15 | 4,8 | 0 | 0 | 23 | 6,5 |
| Fragmento de pelito | 1 | 0,3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fragmento de rocha metamórfica | 1 | 0,3 | 3 | 0,3 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fragmento de rocha vulcânica | 0 | 0 | 1 | 0,3 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fragmento de chert | 3 | 0,9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Óxido de Fe | 0 | 0 | 5 | 1,6 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 357 | | 311 | | 318 | | 353 | |
| | Subarcósio | | Subarcósio | | Subarcósio | | Subarcósio | |
| | VI = 31,86% | | VI = 17,1% | | VI = 26% | | VI = 36,34% | |
| | Kahn = 31 | | Kahn = 56 | | Kahn = 60 | | Kahn = 37 | |

Fonte: Elaborado pelo autor.

**APÊNDICE B – TABELA DE CONTAGEM – MINERAIS PESADOS
(Perfil FL-01)**

| Mineral/Amostra | FL-01 (F) | FL-01 (G) | FL-04 (F) | FL-04 (G) | FL-08 (G) | FL-08 (F) | FL-010 (G) |
|------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|-------------------|
| %ZTR | 7% | 19% | 74,80% | 93% | 88,30% | 82% | 87% |
| %Cianita | 21,10% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0,90% | 0% |
| %Topázio | 18,26% | 55% | 0% | 4,70% | 0% | 5% | 3,80% |
| %Epidoto | 0% | 1% | 13,30% | 0% | 0% | 0% | 0% |
| %Estaurolita | 0% | 0% | 1,70% | 0% | 0% | 0% | 0% |
| %Opacos | 52,80% | 25% | 9,70% | 11,90% | 1,40% | 12,20% | 8,60% |
| | | | | | | | |
| Mineral/Amostra | FL-01 (F) | FL-01 (G) | FL-04 (F) | FL-04 (G) | FL-08 (G) | FL-08 (F) | FL-010 (G) |
| %Zircão | 0% | 2% | 1,70% | 0% | 3,80% | 0% | 0% |
| %Turmalina | 5,70% | 17% | 71,40% | 93,3% | 81,70% | 81,10% | 86,50% |
| %Rutilo | 0,90% | 0% | 1,70% | 0% | 2,80% | 0,90% | 0,90% |
| %Opacos | 52,80% | 25% | 9,70% | 11,90% | 1,40% | 12,20% | 8,60% |
| %Cianita | 21,10% | 0% | 0% | 0% | 0% | 0,90% | 0% |
| %Topázio | 18,26% | 55% | 0% | 4,70% | 0% | 5% | 3,80% |
| %Biotita | 0,90% | 0% | 0,00% | 0% | 0,00% | 0,00% | 0% |
| %Epidoto | 0% | 1% | 13,30% | 0% | 0% | 0% | 0% |
| %Estaurolita | 0% | 0% | 1,70% | 0% | 0% | 0% | 0% |

Fonte: Elaborado pelo autor.

APÊNDICE C – TABELA DE CONTAGEM – MINERAIS PESADOS (Perfil PB-11)

| Amostra | PB-11a (F) | PB-11a (G) | PB-11d (F) | PB-11d (G) |
|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| %Zircão | 38,40% | 0% | 31% | 11,70% |
| %Turmalina | 26,90% | 0% | 16% | 24,40% |
| %Rutilo | 9,60% | 0% | 7% | 1,90% |
| %Topázio | 1,90% | 34,90% | 9% | 1,90% |
| %Opacos | 22,10% | 64,20% | 36% | 58,80% |
| %Epidoto | 0,90% | 0% | 0% | 0% |
| %Granada | 0% | 0,90% | 1% | 0% |
| | | | | |
| | | | | |
| Amostra | PB-11a (F) | PB-11a (G) | PB-11d (F) | PB-11d (G) |
| %ZTR | 74,90% | 0% | 54% | 38,00% |
| %Topázio | 1,90% | 34,90% | 9% | 1,90% |
| %Opacos | 22,10% | 64,20% | 36% | 58,80% |
| %Epidoto | 0,90% | 0% | 0% | 0% |
| %Granada | 0% | 0,90% | 1% | 0% |

Fonte: Elaborado pelo autor.