



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

TESE DE DOUTORADO Nº 146

**O PENNSILVANIANO DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE DO
BRASIL: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS,
PALEOGEOGRÁFICAS E EVOLUTIVAS PARA O
GONDWANA OCIDENTAL**

Tese apresentada por:

RENATO SOL PAIVA DE MEDEIROS

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2020**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará**

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

M488p Medeiros, Renato Sol Paiva de

O Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba, norte do Brasil : implicações paleoambientais, paleogeográficas e evolutivas para o Gondwana Ocidental / Renato Sol Paiva de Medeiros. — 2020.

xix, 132 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Coorientador(a): Prof. Dr. Thomas J. Algeo

Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.

1. Pensilvaniano. 2. Mar epicontinental Itaituba-Piauí. 3. Paleoclima. 4. Ciclotema. I. Título.

CDD 551.7



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica



**O PENSILVANIANO DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE DO
BRASIL: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS,
PALEOGEOGRÁFICAS E EVOLUTIVAS PARA O
GONDWANA OCIDENTAL**

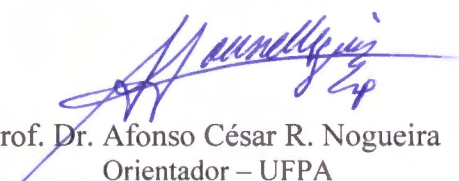
TESE APRESENTADA POR

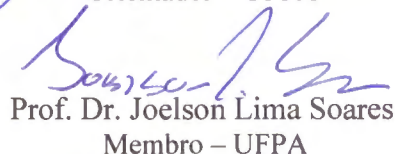
RENATO SOL PAIVA DE MEDEIROS

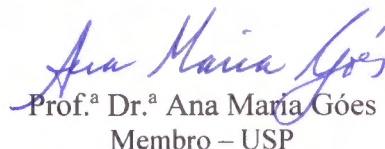
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOLOGIA, linha de pesquisa ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES**

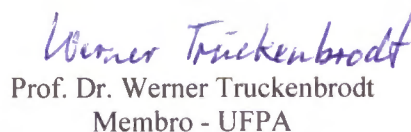
Data de Aprovação: 21 / 02 / 2019

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso César R. Nogueira
Orientador – UFPA


Prof. Dr. Joelson Lima Soares
Membro – UFPA


Prof.ª Dr.ª Ana Maria Góes
Membro – USP


Prof. Dr. Werner Truckenbrodt
Membro - UFPA


Prof. Dr. Guilherme Raffaeli Romero
Membro – USP

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a deus, meu pai e conselheiro, por todas as bênçãos e graças alcançadas, e pela sabedoria, força e paciência concedida durante os momentos de maior dificuldade.

A minha família, em especial a minha mãe, mulher gentil, humilde e batalhadora, que sempre trabalhou muito para nunca faltar nada aos filhos.

À coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES, código de financiamento 001 e ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq nº 141968/2016-8) pela concessão da bolsa de doutorado

Ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências e Universidade Federal do Pará (UFPA) pela infraestrutura disponível.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, pelos constantes desafios, que me motivaram a progredir a cada dia.

Ao Prof. Dr. Thomas Algeo, da Universidade de Cincinnati, que me recebeu durante o intercâmbio com muita simpatia, e foi indispensável ao progresso do trabalho.

Aos Professores Dr. Werner Truckenbrodt e José Bandeira pelos trabalhos de campo e críticas que ajudaram a encorpar os questionamentos abordados no trabalho.

A Prof.^a Dr.^a Karina Scmazzon, pela amizade, simpatia e pela grande colaboração na descrição e identificação dos microfósseis.

Ao Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão, a Geóloga Gisele e a técnica Paula, pela disponibilização e auxílio no laboratório de microscopia eletrônica de varredura (LabMEV).

Ao Prof. Dr Alcides Nobrega Sial e ao laboratório que coordena Labise, pela indispensável ajuda nas análises de isótopos estáveis.

Ao Prof. Dr Joelson Soares e Ms^a. Raissa, pela ajuda na obtenção de imagens de catodoluminescência.

Ao Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica pela disponibilidade do laboratório de difração de raio-x e pela paciência e gentileza em esclarecer as minhas dúvidas quando procurado.

Ao técnico Afonso Quaresma pela dedicação e paciência durante as atividades de campo.

Ao Dr. Guilherme Raffaeli por todas conversas e ajuda na organização da tese.

As estudantes de mestrado Sammya Dias e Marcela Pompeu, pela ajuda na identificação dos primeiros microfósseis.

A todos os meus amigos do Grupo de Sedimentologia da UFPA (GSED), Ms. Alexandre Ribeiro, Ms. Alexandre Castelo, Prof. Dr Luiz Saturnino, Prof. Dr. Francisco Abrante, Dr. Hudson, Dr. Pedro, Dr. Isaac Salém, Ms. Jhon Afonso, Prof.^a Dr. Kamilla, Prof. Dr. Cleber, Ms. Walmir, cujas conversas do dia-a-dia tornaram a jornada do doutorado mais fácil.

Aos meus amigos Ms. Lucas Cunha (Chelsea) e Ms. Raphael Neto, que além da grande amizade, foram importantes no processo de formatação da tese, enquanto estive em Manaus.

Aos amigos que fiz durante o tortuoso caminho para a obtenção da nota do toelf Claudionor, Lana, Ingrid, Edian, Juliana, Thayane, Luiz Saturnino.

Aos amigos que fiz durante o intercambio, Dr. Wey Wey, Dr^a. Wang Ping e Dr^a. Larissa, que tornaram meus dias mais agradáveis.

Aos meus amigos de graduação, Mauricio Jorge, Bruna Nogueira, Paulo Roberto, Aldemir Sotéro, Juvenal Juarez, Camila, Carlos Alberto, Luisa Dias, Tiago Mascarenhas, Luiz Fernando. Obrigado pela amizade, e pelo constante apoio durante esses quatro anos.

“Apagaram a força do fogo,
escaparam do fio da espada,
da fraqueza tiraram forças,
na batalha se esforçaram,
puseram em fuga
os exércitos dos
estranhos”
(Hb 11.34)

RESUMO

O final da Era Paleozoica foi marcado por movimentações tectônicas das massas de terra que estavam reunidas formando o supercontinente Gondwana, que se estendia principalmente no hemisfério sul, circundado pelos oceanos Pantalassa a oeste e Tetis a leste. Durante o período Carbonífero ocorreram diversos ciclos de variações climáticas na história da terra, evidenciados em depósitos glaciogênicos de *icehouse* e carbonáticos de *greenhouse*, tanto no paleocontinente Gondwana quanto na Laurásia. Estes ciclos globais de variação eustática foram registrados nos mares epicontinentais, pois representam a fase de descongelamento e aumento do nível eustático, em um período de *greenhouse*, que juntamente com uma paleogeografia favorável formam extensas transgressões marinhas sobre os blocos continentais, com padrões de empilhamento cíclicos, denominados de ciclotemas (e.g. terrestre; misto terrestre-marinho; marinho e marinho restrito / padrão evaporítico). Os registros desses eventos no norte do Brasil são encontrados nas bacias intracratônicas, particularmente no Grupo Balsas da Bacia do Parnaíba, onde as exposições permitem avaliar a história sedimentar do Pensilvaniano. A sucessão sedimentar estudada pertence ao Membro Superior da Formação Piauí, descrita entre os Municípios de José de Freitas, União, Miguel Alves e Lagoa Alegre, e exhibe depósitos carbonáticos ricamente fossilíferos sobrepostos por espessos pacotes pelíticos e clinoformas progradantes. Dezesete fácies sedimentares foram agrupadas em quatro associações de fácies (AF), representativas de um sistema de plataforma carbonática rasa, adjacente a um campo de dunas costeiras, posteriormente substituídos por depósitos lacustre-deltaico. A AF1- campo de dunas costeiro/interdunas, compreende arenitos finos a médios, bem selecionados, intensamente bioturbados, com estratificações plano-paralela e cruzada tabular e laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante. A AF2-depósitos de mar raso, consiste em uma sucessão de rochas carbonáticas peloidais, fossilíferas, lateralmente contínua por centenas de metros, intercalada com folhelho betuminoso. Estes carbonatos foram dolomitizados e apresentam valores negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ covariáveis com os valores positivos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, sugerindo que o volume de fluido supersaturado foi suficiente para alterar não apenas $\delta^{18}\text{O}$, mas também o $\delta^{13}\text{C}$. A AF3-lobos de suspensão / barra de desembocadura e AF4-prodelta lacustre, consiste respectivamente, de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e plano-paralela e pelitos e arenitos finos intercalados. As espessas camadas pelíticas de prodelta em contato com a AF2, apresentam grãos de quartzo com morfologia textural de sedimentos de proveniência eólica, com texturas do tipo: bordas bulbosas e lisas, placas soerguidas/deslocadas (*upturned plates*), depressões irregulares e marcas de percussão em V. Superfícies de exposição subaérea

nos carbonatos marcada por gretas de contração e feições de dissolução, indicam o final da sedimentação carbonática (e.g. Sequência marinha – Trato de Sistema de Mar Alto) com o recuo e confinamento do mar Pensilvaniano em um extenso sistema lacustre (e.g. Sequência continental – Trato de Sistema de Alta Acomodação) na porção central do Gondwana. A assembleia de argilo minerais da AF4 confirma o padrão climático de maior aridez para o topo da sucessão estudada, apresentando principalmente esmectitas e illita. Esta retração marinha foi concomitante com a orogenia Apalachiana (300 Ma) que causou o soerguimento no Gondwana ocidental e desconectou definitivamente o mar epicontinental Itaituba-Piauí com o oceano Pantalassa a oeste. Os mares restritos ou lagos foram progressivamente assoreados por fluxos hipopícnais progradantes com o estabelecimento das condições de aridez mais extremas deflagradas durante o Pensilvaniano.

Palavras-chave: Pensilvaniano. Mar epicontinental Itaituba-Piauí. Paleoclima. Ciclotema.

ABSTRACT

The end of the Paleozoic Age was marked by landmasses tectonic movements that were forming the supercontinent Gondwana, which stretched mainly in the southern hemisphere, surrounded by the Panthalassa oceans to the west and Tetis to the east. During the Carboniferous period, there were several cycles of climatic variations in the earth's history, evidenced in glaciogenic icehouse and greenhouse carbonate deposits, both in the paleocontinent Gondwana and in Laurasia. These global cycles of eustatic variation were recorded in the epicontinental seas, as they represent the thawing phase and eustatic level increase in a greenhouse period, which together with a favorable paleogeography form extensive marine transgressions over the continental blocks, with cyclic stacking patterns, called cyclothems (eg., terrestrial; terrestrial-marine mixed; marine and restricted marine / evaporitic pattern). Records of these events in northern Brazil are found in the intracratonic basins, particularly in the Balsas Group of Parnaíba Basin, where the exhibits allow us to assess the Pennsylvanian sedimentary history. The sedimentary succession studied belongs to the Piauí Formation Upper Member, described among the cities of José de Freitas, União, Miguel Alves and Lagoa Alegre, and exhibits richly fossiliferous carbonate deposits overlapped by thick pelitic packages and progradant clinoforms. Seventeen sedimentary facies were grouped into four facies associations (FA), representative of a shallow carbonate platform, adjacent to a coastal dune field, later replaced by lacustrine-delta deposits. The FA 1- coastal dune field/interdune comprises well selected, intensely bioturbed, fine to medium sandstones with plane-parallel stratification, tabular cross-bedding and climbing translational lamination. The shallow-sea deposits FA 2 consists of a succession of fossiliferous carbonate rocks, laterally continuous for hundreds of meters, interspersed with bituminous shale. These carbonates were dolomitized and have negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values covariate with positive values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, suggesting that the supersaturated fluid volume was sufficient to change not only $\delta^{18}\text{O}$ but also $\delta^{13}\text{C}$. The FA 3- suspension lobes/mouth bar and FA 4- lacustre prodelta consist respectively of sigmoidal cross-stratification and plane-parallel stratification sandstones and intercalated fine sandstones and pelites. The thick pelitic layers of prodelta in contact with FA 2 feature quartz grains with morphology texture of wind-origin sediments, with textures such as bulbous and smooth edges, upturned plates, irregular depressions, and percussion marks. Subarea exposure surfaces in carbonate marked by shrinkage cracks and dissolution features indicate the end of carbonate sedimentation (eg., Marine Sequence - Highstand System Tract) with the Pennsylvanian Sea Retreat and Confinement in an extensive lacustrine system. (eg., Continental Sequence - High

Accommodation System Tract) in the central portion of Gondwana. The FA 4 mineral clay assembly confirms the aridest climatic pattern to the top of the studied succession, presenting mainly smectites and illite. This marine retraction was concomitant with the Appalachian orogeny (300 Ma) that caused the uplift in western Gondwana and definitively disconnected the Itaituba-Piauí epeiric sea from the Panthalassa ocean to the west. Restricted seas or lakes were progressively beset by prograding hypopycnal flows with the establishment of the most extreme arid conditions triggered during Pennsylvanian.

Keywords: Pennsylvanian. Itaituba-Piauí Epeiric Sea. Paleoclimate. Cyclothem.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

- Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo com indicação dos principais perfis litoestratigráficos. 3
- Figura 2 - Seções geológicas da Bacia do Parnaíba. A) Seção esquemática de leste a oeste, identificando as sequências deposicionais; B) seção sísmica caracterizando as estruturas basais grabeniformes e as sequências paleozoicas sobrejacentes. Fonte: A (modificado de Goés *et al.* 1993) e B (Góes *et al.* 1990). 5
- Figura 3 - A) Mapa dos arcos estruturais e depósitos paleozoicos intracontinentais da América do Sul; B) Mapa geológico simplificado da Província do Parnaíba. Fonte: A (Milani & Zalán 1999) e B (Góes 1995). 6
- Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte (Vaz *et al.* 2007). 8
- Figura 5 - Mapa de isópacas do Pensilvaniano e área de afloramento da Formação Piauí com indicações gerais de paleocorrentes e do sistema deltaico e paleoventos. Fonte. Modificado de (Lima Filho 1991). 10
- Figura 6 - Coluna estratigráfica simplificada dos depósitos da Formação Piauí, com alguns dos principais táxons descritos na formação. 12
- Figura 7 - Ciclos de resfriamento e aquecimento global e variações no nível do mar durante o Carbonífero, segundo os autores mencionados. Fonte (Nance *et al.* 2014). 15
- Figura 8 - Mapas de reconstituições paleogeográficas do Devoniano Superior e Pensilvaniano Superior, identificando alguns dos mares epicontinentais, bacias intracratônicas brasileiras e bacias norte americanas e africanas. Fonte (Scotese *et al.* 2003). 17
- Figura 9 - Primeiros modelos de ciclotemas descritos na Plataforma Midcontinent, nos Estados Unidos. A) ciclotema marinho do tipo Kansas; B) ciclotema misto do tipo Illinois; C) ciclotema terrestre do tipo Appalachian. Fonte (Klein & Willard 1989). 21

CAPÍTULO 3

- Figure 1 - Types of cyclothems: Type 1–terrestrial (Heckel, 1995; Catuneanu and Bowker, 2001), Type 2–mixed terrestrial-marine (Heckel 1980, Cecil et al. 2003), Type 3–marine (Heckel, 1991), and Type 4– restricted-marine (evaporite-bearing) (Herman & Barkell 1957, Wagner and Peryt 1997), with some examples of lithostratigraphic patterns. ... 31
- Figure 2 - Distribution of glacial features across Gondwana during the Late Paleozoic (modified from Isbell *et al.* 2003). The map projection is for 280 Ma. South American basins: 1. Titicaca Basin; 2. Solimões Basin; 3. Amazonas Basin; 4. Parnaíba Basin; 5. Tarija

Basin; 6. Paraná Basin; 7. Chaco-Paraná Basin; 8. Paganzo Basin; 9. Calingasta-Uspallata Basin; 10. Sauce Grande Basin; 11. San Rafael Basin; 12. Tepuel Basin; 13. Golondrina Basin; 14. Madre de Dios Basin; 15. Navidad-Arizaro Basin; 16. Rio Blanco Basin.....	33
Figure 3 - Stratigraphic correlation chart for Devonian to Permian units of South American basins.	33
Figure 4 - Stratigraphy and description of five 4 th -order mixed terrestrial-marine cyclothems from the Upper Pennsylvanian Piauí Formation of the Balsas Group in the Parnaíba Basin, based on analysis of cores and well logs (modified from Lima Filho 1998; Medeiros <i>et al.</i> 2019).....	36
Figure 5 - Stratigraphy and description of 4 th -order cyclothems from the Tapajós Group in the Amazonas Basin, including one marine cyclothem in the Upper Pennsylvanian Itaituba Formation and five restricted-marine cyclothems in the Lower Permian Nova Olinda Formation, based on analysis of cores and well logs (Silva 2019, Caputo 2009).	38
Figure 6 - Stratigraphy and description of two 4 th -order and ten 5 th -order restricted-marine cyclothems (sequences) from the Upper Pennsylvanian Carauari Formation of the Tefé Group in the Solimões Basin, based on analysis of cores and well logs. UB indicates 4 th -order unconformable boundaries next to the halite base, or on top of the laminated/solid anhydrite. Note that the 5 th -order sequences exhibit a fining-upward pattern (Becker 2005).....	40
Figure 7 - Terrestrial cyclothem in the Quitéria outcrop of the Lower Permian Rio Bonito Formation in the Paraná Basin (Jasper <i>et al.</i> 2006).	42
Figure 8 - Terrestrial/fluvial cyclothems containing thin marine limestones in the Lower Permian upper Victoriano Rodríguez Formation of the Chaco-Paraná Basin (Winn & Steinmetz 1998).	43
Figure 9 - Two 4 th -order marine cyclothem in the Upper Pennsylvanian upper Lower Copacabana Formation in the Titicaca Basin (Grader <i>et al.</i> 2008).....	45
Figure 10 - Terrestrial/Fluvial cyclothem in Upper Mississippian Middle Member of the Cortaderas Formation in the Río Blanco Basin (Limarino <i>et al.</i> 2006b).....	46
Figure 11 - Terrestrial/fluvial cyclothem in the Upper Pennsylvanian Bolivian Escarpment Formation of the Tarija Basin (Starck & Papa 2006).	48
Figure 12 - Temporal and spatial distribution of Gondwana glacigenic deposits and associated facies. A) Glacials I to III are from Isbell <i>et al.</i> (2003); B) Eight glacial intervals from	

Fielding *et al.* (2008b). Carboniferous time scale is from Menning *et al.* (Time Scale B; 2000) and Permian time scale is from Roberts *et al.* (1996) (modified from Isbell *et al.* 2003). The O and C isotopic curves are from Fielding *et al.* (2008a), and the coastal onlap and sea-level curves are from Haq and Schutter (2008). The four red fields represent intervals of extensive cyclothem formation in South America. PD = present day.....50

CAPÍTULO 5

Figura 1 - Mapa paleogeográfico pensilvaniano do Gondwana, e mapa geográfico e paleoclimático dos principais depósitos sedimentares pensilvanianos, presentes na América do Sul (modificado de Limarino e Spalletti, 2006).....84

Figura 2 - Mapa da localização da Bacia do Parnaíba na América do Sul, e mapa geológico com os pontos estudados neste trabalho na Formação Piauí, nordeste da Bacia do Parnaíba.85

Figura 3 - Perfis estratigráficos dos afloramentos estudados entre os municípios de José de Freitas, Lagoa Alegre e Miguel Aves (PI), seção esquemática e um mapa apresentando os atuais limites geográficos do paleolago, cujas as associações AF3 e AF4 foram descritas.89

Figura 4 - Aspectos faciológicos das fácies Cgc e Cm da associação “depósitos de mar raso” (AF1). A e B) *topset* das fácies carbonáticas com gretas de contrações centimétricas à métricas; C) detalhe das feições mosqueadas; D) molde de raiz; E e F) poros de dissolução (*megavugs*) conectados formando estrutura cárstica, do tipo *channel*.93

Figura 5 - Elementos conodontes coletados nos folhelhos da AF1, da Formação Piauí. A, B) *Declinognathodus noduliferus*. C) *Idiognathodus incurvus*. D) *Neognathodus medexultimus*.93

Figura 6 - Aspectos faciológicos dos depósitos de prodelta lacustre, na frente de lavra da mineradora Icarai. A e B) seção panorâmica mostrando as camadas tabulares e espessas de pelitos vermelhos com laminação plano paralela e arenitos finos maciços e com estruturas de sobrecarga. C) acamamento *linsen* com típico padrão *pinch and swell* (Aps); D) estrutura de deformação *ball and pillow* da fácies As; E) fácies Am com icnogênero *paleophycus sp.*97

Figura 7 - Fotomicrografias da fácies Ala: A) Feldspato microclina, subarredondado, na granulometia areia fina (Mc); B) Grão de quartzo policristalino (Qz); C) Intraclasto de micrito esmagado, formando pseudomatriz (Pm). Fotomicrografia da fácies Aplo: D)

Feldspatos potássicos, indicados pelas setas, em grande parte alterados para argilominerais e em menor proporção para sericita; E) Grãos de quartzo com sobrecrecimento de sílica, formando contato de compromisso. Diagrama de Folk (1968), para classificação de arenitos.97

Figura 8 - Micrografias ao MEV de grãos de quartzo, nas imagens A, B, C, D E e F, com detalhe nas estruturas morfoscópicas: 1= bordas bulbosas, 2= *upturned plates*, 3= depressões irregulares, 4= marcas de percussão em V. Imagens de catodoluminescência de grãos de quartzo polidos, com destaque para as bordas recristalizadas encontradas nas estruturas morfoscópicas bordas bulbosas: nas imagens G e H os grãos de quartzo apresentam luminescência vermelha (fonte vulcânica), na imagem I o grão de quartzo possui luminescência azul (fonte plutônica ou de alto grau metamórfico). 100

Figura 9 - Mapa de localização com afloramentos estudados, perfil estratigráfico do ponto P9 e difratogramas de argilo minerais, com análises de lâminas orientadas, glicoladas e aquecidas à 500 °C. A assembleia mineralógica descrita é composta por Esmectita, Clorita, Ilita, Caolinita e Quartzo. 103

Figura 10 - A) Seção panorâmica de morro com 40m de altura, localizado na PI-111, entre Lagoa Alegre e União, são descritos 8 ciclos granocrescentes ascendentes métricos das associações de fácies AF2 e AF3; B) Ciclo granocrescente ascendente, com camadas de arenitos fino a médio, (fácies Acs) cobrindo espessos pacotes pelíticos (fácies Plp); C) Camada de 2,5m de pelitos vermelhos laminados, da fácies Plp; D) lobos sigmoidais presentes na fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs); E) Arenito fino a médio, com laminação cruzada cavalgante, fácies Acc. 106

Figura 11 - Modelos evolutivos das sequências estratigráficas deposicionais, conforme os elementos arquiteturais dos depósitos estudados. Marine Sequence: HST I – Fase inicial do High System Tract, com variações positivas na curva transgressiva-regressiva; HST II - Fase final do High System Tract, com variações negativas na curva transgressiva-regressiva, surgimento de um prisma deltaico fino sobre os carbonatos, da superfície de exposição subaérea e de um lago primário confinado. Continental Sequence: HAST I – Fase inicial do High Accommodation System Tract, com aumento do espaço de acomodação e do nível de água, devido a desembocadura fluvial no lago fechado; HAST II - Fase final do High Accommodation System Tract, apresentando a equivalência da elevação do espaço de acomodação com aumento do suprimento sedimentar fluvio-deltaico formando depósitos gradacionais e tendência regional *finning-upwar*. 109

Figura 12 - Reconstrução paleoambiental e paleogeográfica do norte da Formação Piauí, durante o Pensivaniano Inferior. A) Paleogeografia da borda oeste do Gondwana; B) Modelo deposicional em ambiente desértico, caracterizando a fase inicial de grande aridez e retrabalhamento eólico; C) Modelo deposicional representando a fase transgressiva formadora dos carbonatos (HST I), com a presença de fauna abundante e influência costeira nos depósitos eólicos. 110

Figura 13 - Reconstrução paleoambiental e paleogeográfica do norte da Formação Piauí, durante o Pensivaniano Superior. A) Paleogeografia da borda oeste do Gondwana; B) Modelo deposicional representando a fase retrogradante que recuou o mar e formou grandes lagos confinados (HST II); C) Modelo deposicional representando a deposição deltaica e expansão dos lagos (HAST). 112

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO 3**

Tabela 1 - Mares epicontinentais Fanerozóicos.....	18
--	----

CAPÍTULO 4

Table 1- List of cores/outcrops discussed in this study.....	34
--	----

CAPÍTULO 5

Tabela 1 - Fácies, processos e associações de fácies da sucessão carbonática-siliciclástica do topo da Formação Piauí.....	90
--	----

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO.....	ix
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xvii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.1.2 Área de estudo.....	2
1.3 OBJETIVOS	2
1.4 BACIA DO PARNAÍBA.....	4
1.4.1 Aspectos gerais.....	4
1.4.2 Grupo Balsas	8
1.4.2.1 Formação Piauí	9
1.4.3 Mares epicontinentais e as relações climáticas	13
1.4.4 Registro de mares epicontinentais Paleozóicos	16
1.4.4 Ciclotemas Permocarboníferos	20
2 MATERIAIS E MÉTODOS	23
2.1 ANÁLISES DE FÁCIES SEDIMENTARES	23
2.2 ESTRATIGRAFIA DE EVENTOS	23
2.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA	24
2.3.1 Petrografia.....	24
2.3.2 Difração de raios-x (DRX)	24
2.4 GEOQUÍMICA	25

2.4.1	Isótopos de $^{13}\text{C}_{(\text{carb})}$ e $^{18}\text{O}_{(\text{carb})}$	25
3	LATE PALEOZOIC CYCLOTHEMS IN SOUTH AMERICA, ALONG WITH A GENERAL CYCLOTHEMIC CLASSIFICATION	26
4	CARBONATE-CLASTIC SEDIMENTATION IN THE PARNAIBA BASIN, NORTHERN BRAZIL: RECORD OF CARBONIFEROUS EPEIRIC SEA IN THE WESTERN GONDWANA	65
5	O FECHAMENTO DO MAR EPICONTINENTAL NO GONDWANA OCIDENTAL: EVIDÊNCIAS NA SEQUÊNCIA MISTA CARBONÁTICA- SILICICLÁSTICA PENNSILVÂNICA DA BACIA DO PARNAIBA, BRASIL	81
6	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	120
	REFERÊNCIAS	123

1 - INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Diversos eventos glaciais ocorreram durante o limite Permocarbonífero (*e.g. Late Paleozoic Ice Age*), os quais foram sucedidos por eventos não glaciais, configurando um padrão cíclico durante o Paleozoico Tardio (Field *et al.* 2008). Durante o Pensilvaniano o clima nos trópicos tornou-se mais seco e quente e extensos mares epicontinentais foram formados em quase todas as grandes sinéclises do Gondwana (Almeida *et al.* 2000, Boucot *et al.* 2013). Expressivos ciclos transgressivos-regressivos induzidos pela conexão com o oceano Pantalassa afetaram o Noroeste deste paleocontinente. Um dos registros de invasão marinha mais interno do Gondwana Ocidental refere-se aos carbonatos carboníferos, depositados nas bacias intracratônicas brasileiras. A bacia do Parnaíba apresenta evidências destas fácies carbonáticas Pensilvanianas, no topo da Formação Piauí (Lima Filho 1991).

A Formação Piauí está inserida no Grupo Balsas e consiste de uma sucessão essencialmente arenosa com intercalações de siltitos e folhelhos, com calcário no topo, depositadas em ambiente fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas (Lima & Leite 1978, Santos *et al.* 1984). Enquanto a sedimentação siliciclástica da Formação Piauí é razoavelmente interpretada, ainda é desconhecida a origem da deposição carbonática no contexto mais global. De fato, apesar dos fósseis indicarem mares rasos, a história evolutiva deste depósito carbonáticos ainda não foi completamente esboçada. Estes carbonatos têm sido denominados na literatura como “Mocambo” em alusão a localidade na qual foram encontrados, sem nenhuma formalização litoestratigráfica (Anelli 1994, Assis 1979). Em geral, o “calcário Mocambo” tem sido relacionado às incursões marinhas concomitantes aos eventos de desertificação do final do Carbonífero (Vaz *et al.* 2007).

O corpo desta tese é constituído por três artigos, sendo dois em inglês submetidos a revistas internacionais (*e.g. Journal of South America Earth Science* e *Earth Science Review*), e um em português que está em via de submissão. Além dos artigos, esta tese é constituída por: um capítulo referente ao levantamento bibliográfico acerca do arcabouço litoestratigráfico da Formação Piauí, e do contexto geológico dos mares epicontinentais e ciclotemas; um capítulo referente metodologia empregada na construção da tese; conclusões e as referências bibliográficas utilizadas nestes capítulos.

1.1.2 Área de estudo

A área de estudo está inserida na região nordeste do Brasil, no norte do estado do Piauí, nos domínios da folha Teresina (SB-23). No contexto geológico desta folha afloram as rochas do topo da Formação Piauí, descritas em fazendas e frentes de lavras da mineradora Icaraí. Foram descritos cortes de estradas nas proximidades do município de José de Freitas, ao longo de estradas e da rodovia PI-113, e na zona rural dos municípios de União e Coelho Neto (Fig.1).

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho objetivou avaliar a história geológica, a redescrição das unidades e definição dos limites litoestratigráficos do topo da Formação Piauí, assim como a correlação com depósitos Permocarboníferos das demais bacias sedimentares Gondwanicas, granjeados a partir dos seguintes objetivos específicos: *i)* a reconstituição paleoambiental e paleogeografica; *ii)* contextualização dos depósitos estudados com eventos globais.

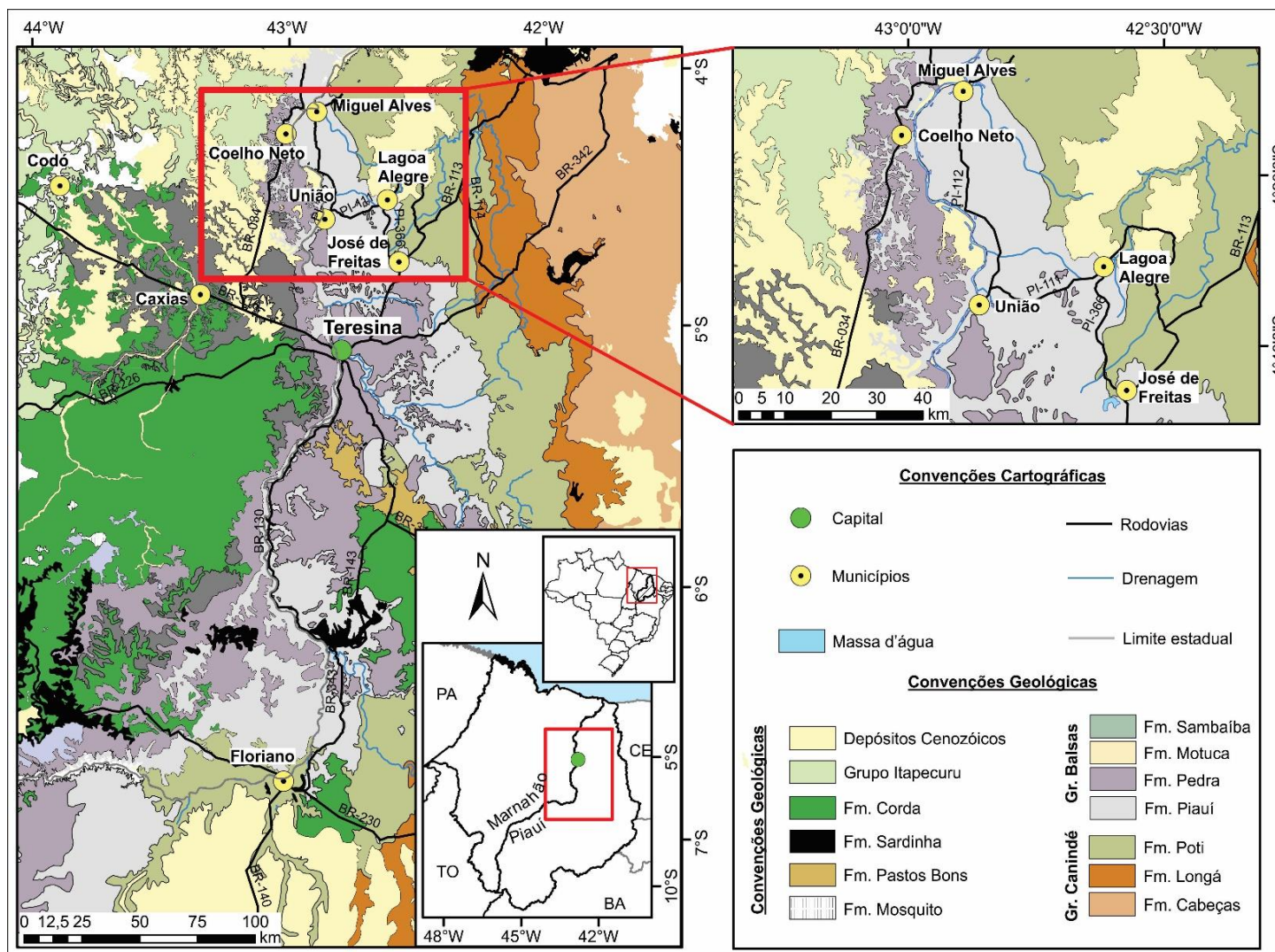


Figura 1-Mapa de localização da área de estudo com indicação dos principais perfis litoestratigráficos.

1.4 BACIA DO PARNAÍBA

1.4.1 Aspectos gerais

A Bacia do Parnaíba, também denominada de Bacia do Maranhão, Piauí-Maranhão e do Meio-Norte (Aguiar 1971, Albuquerque & Dequech 1946, Campbell 1949, Mesner & Wooldridge 1964), é uma bacia intracratônica inserida na Plataforma Sul-americana, que compreende uma área de aproximadamente 600. 000 Km ², com espessura máxima de 3.400m em seu depocentro. Desenvolveu-se sobre um embasamento continental fortemente estruturado, representado por rochas do cinturão Araguaia-Tocantins, da Faixa Gurupi, dos crátons Amazônico e São Francisco e da Província Borborema (Cunha 1986). A Formação Riachão e o Grupo Jaibaras representam o embasamento sedimentar (grábens) da bacia (Vaz *et al.* 2007). A Bacia do Parnaíba é limitada ao norte pelas bacias cretáceas de Barreirinhas e São Luís e pelo Arco Ferrer-Urbano Santos (Rezende & Pamplona 1970, Cordani *et al.* 1984); a leste pela Falha de Tauá (Santos *et al.* 1984); a noroeste pelo Arco do Capim ou Tocantins (Mesner & Wooldridge 1964, Góes 1995); a oeste pela faixa de dobramento Paraguai-Araguaia (Kegel 1965); e nas demais bordas por rochas do embasamento pré-cambriano. Segundo Mesner & Wooldridge (1964) a Bacia do Parnaíba é essencialmente uma bacia de sedimentação paleozoica, embora também esteja coberta por depósitos mais jovens (mesozoicos até recentes).

O preenchimento sedimentar da Bacia do Parnaíba foi precedido por dois estágios de rifteamento, com base em dados gravimétricos e magnéticos (Castro *et al.* 2014). O primeiro e mais antigo evento de rifteamento ocorreu nos estágios finais da orogenia Brasileira, encontrado na porção central da bacia, com orientação geral N-S e flexão progressiva para NE-SW. O segundo evento ocorreu durante o período Cambro-Ordoviciano, na borda leste e sul da bacia, onde foram identificados e descritos por seções sísmicas um conjunto de grábens lineares com orientação NE-SW (Góes *et al.* 1990) (Fig. 2).

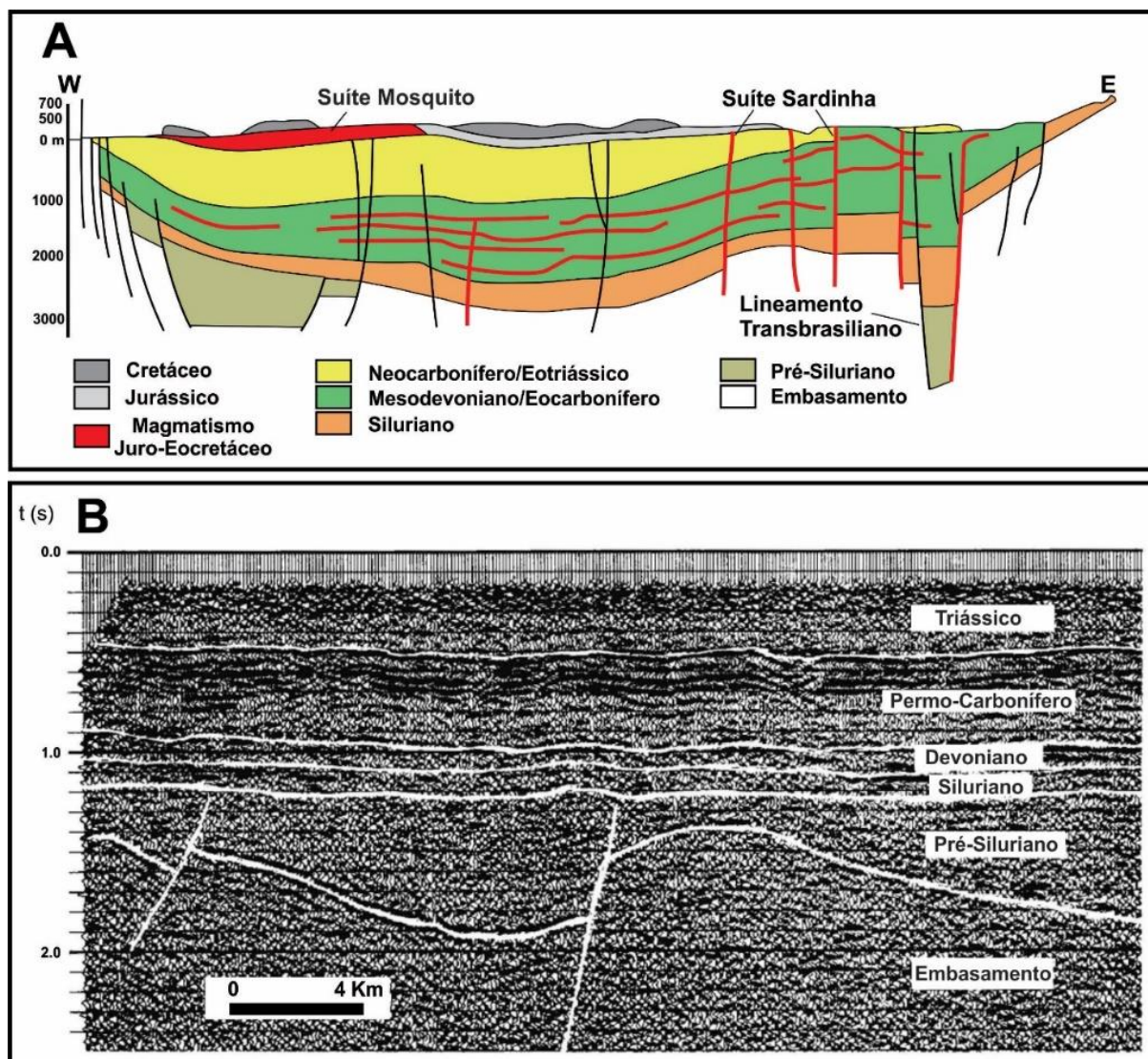


Figura 2-Seções geológicas da Bacia do Parnaíba. A) Seção esquemática de leste a oeste, identificando as seqüências deposicionais; B) seção sísmica caracterizando as estruturas basais grabeniformes e as seqüências paleozoicas sobrejacentes. Fonte: A Modificado de (Goés *et al.* 1993) e B (Góes *et al.* 1990).

Góes (1995) redefiniu a bacia em Província Sedimentar do Meio Norte, subdividindo em quatro bacias menores: Bacia do Parnaíba (Ordoviciano-Triássico), Anfíclise das Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Bacia do Grajaú (Cretáceo) e Bacia do Espigão Mestre (Cretáceo) (Fig. 3). Segundo Góes & Rossetti (2001) as similaridades no arcabouço estrutural, sedimentação e história evolutiva entre as bacias do Grajaú e São Luís, permitiram a junção da Bacia São Luís-Grajaú. Silva *et al.* (2003) retomam o nome definido por Almeida *et al.* (1977) de Província Parnaíba e substituem o termo Anfíclise das Alpercatas por Bacia das Alpercatas.

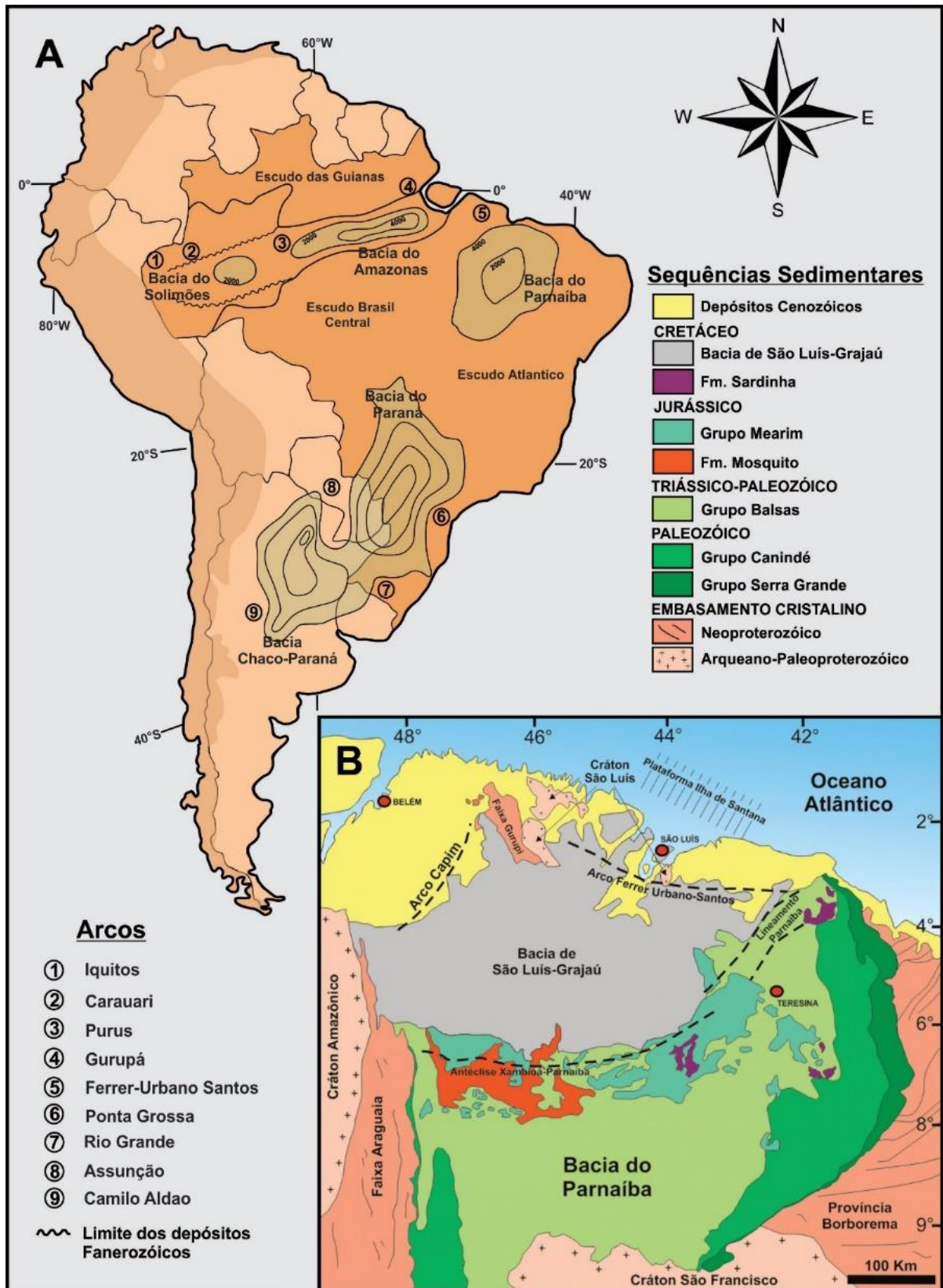


Figura 3-A) Mapa dos arcos estruturais e depósitos paleozoicos intracontinentais da América do Sul; B) Mapa geológico simplificado da Província do Parnaíba. Fonte: A (Milani & Zalán 1999) e B (Góes 1995).

A Bacia do Parnaíba foi formada em consequência de um megasistema de fraturas e o abatimento crustal de uma grande área cratônica que ocorreu do final da Orogenia Brasileira até a Orogenia Caledoniana da Cordilheira Andina durante o limite Siluriano-Devoniano. Esta sedimentação perdurou até meados do Neotriássico (Caputo 1984), afetando as bacias intracratônicas do Solimões, Amazonas e Paraná (Caputo *et al.* 2005). Segundo Caputo *et al.* (2006), as dimensões da bacia foram reduzidas drasticamente por meio de processos erosivos durante e após a ruptura do Gondwana. Góes e Feijó (1994) subdividiram a sedimentação da Bacia do Parnaíba em cinco grupos sedimentares ou sequencias deposicionais de segunda ordem, em função de variações tectônicas-estruturais e climáticas. Estes grupos são representados pelas superssequências Siluriana (Grupo Serra Grande), devoniana (Grupo Canindé), carbonífero-triássica (Grupo Balsas), jurássica (Grupo Mearim) e cretácea (formações Grajaú, Codó, Itapecuru, Urucua, Areado). Vaz *et al.* (2007) atualizaram a carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba posteriormente, para as sequências: siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea. (Fig. 4).

Segundo Góes & Feijó (1994), a sequência carbonífero-triássica referente ao Grupo Balsas, corresponde ao terceiro grande ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba, marcando um evento progressivo importante de continentalização com consequente desertificação. Constitui um complexo clástico-evaporítico que ocorre sobreposto discordantemente ao Grupo Canindé. Encontra-se aflorante nas regiões leste-nordeste e centro-sul da bacia e é constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. No final da deposição mesozoica da Bacia do Parnaíba, mais precisamente no Triássico Superior, a ruptura do megacontinente *Pangea* levou a abertura do Oceano Atlântico, favorecendo um intenso magmatismo (Magmatismo Penatecaua) intrusivo e extrusivo, gerador da Formação Mosquito.

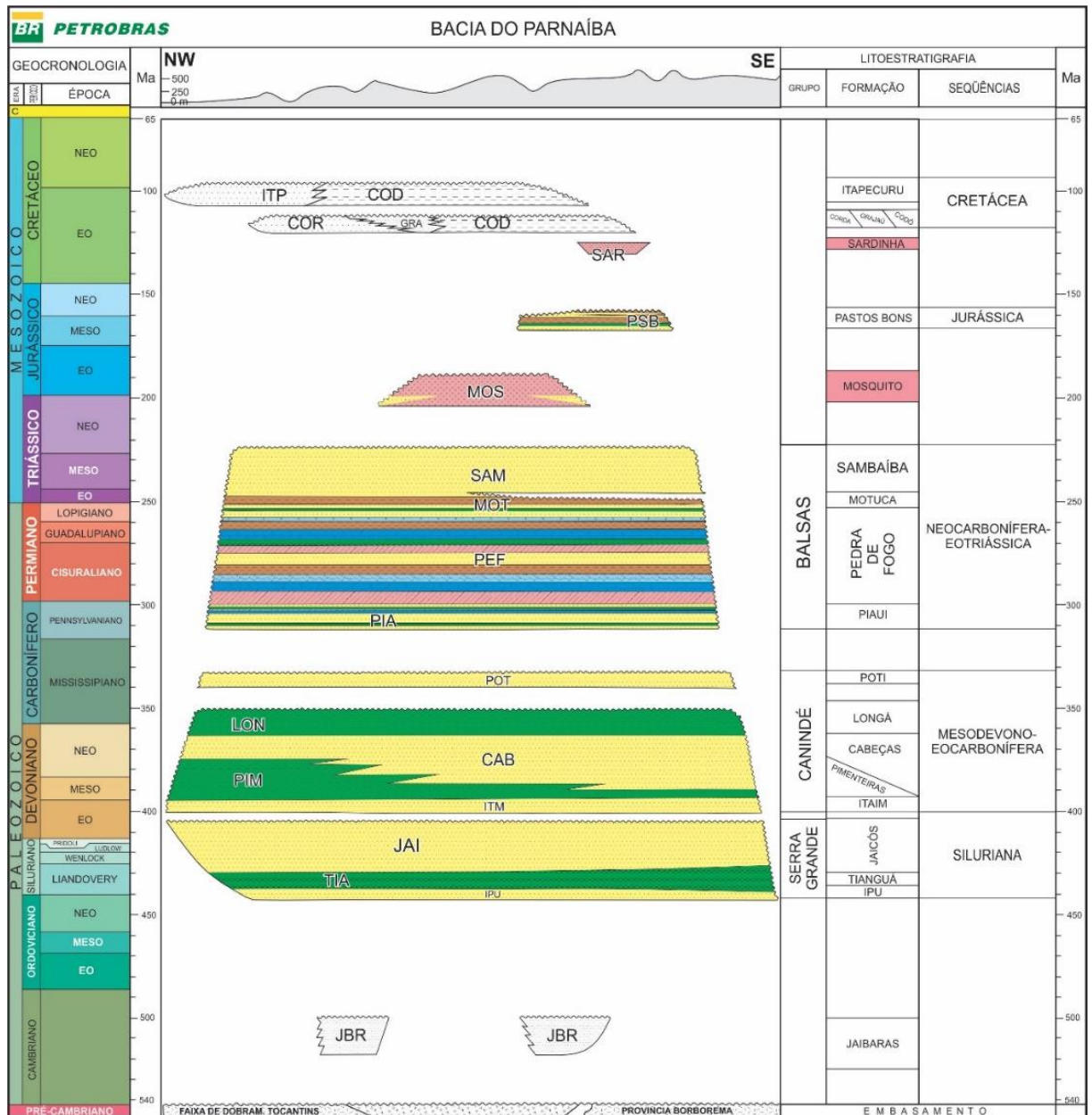


Figura 4-Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte (Vaz *et al.* 2007).

1.4.2 Grupo Balsas

O Grupo Balsas segundo Vaz *et al.* (2007), de idade neocarbonífera-eotriássica, é constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, e registra uma progressiva continentalização que favoreceu a desertificação do Pangea. Em geral, o Grupo Balsas encontra-se aflorante nas regiões leste-nordeste e centro-sul da bacia, com uma sucessão clástica-evaporítica que recobre discordantemente o Grupo Canindé. Os depósitos pensilvanianos deste grupo, na porção superior da Formação Piauí, serão alvo deste trabalho, em destaque aos carbonatos transgressivos do topo da formação.

Lima Filho (1998), trabalhando em seções estratigráficas e colunares das unidades Permo-Pensilvanianas, referentes as formações Piauí, Pedra de Fogo e Motuca, nos estados do Piauí e Maranhão, organizou em quatro grupos as sequências estudadas: seção estratigráfica da Br-233 (PI); seção estratigráfica da borda leste (PI); seção colunar Serra da Cruz (MA); e seção colunar da Ponta da Serra (MA). As duas seções estratigráficas melhor descrevem os ciclos transgressivos/regressivos da Formação Piauí, pois são apresentadas as fácies de plataforma mista, sucedidas por ambientes predominantemente siliciclásticos. A Formação Pedra de Fogo é mencionada na seção colunar Serra da Cruz e na seção estratigráfica da Borda Leste, e a Formação Motuca ocorre na seção colunar siliciclástica da Ponta da Serra.

O estudo da sequência Permo-Pensilvaniana em dois testemunhos de sondagens na região de Caxias (MA), por Abelha (2013), permitiu a identificação de onze sequências de quarta ordem para a Formação Piauí, que normalmente se adelgaçam para a borda da bacia, e dez sequências de quarta ordem para a Formação Pedra de Fogo. Segundo Abelha (2013), foram observados três sistemas deposicionais para o intervalo estudado: sistema deltaico (SD1), que corresponde à porção superior da Formação Poti; sistema flúvio-estuarino (SD2), correspondente à Formação Piauí; e sistema costeiro-eólico (SD3), da porção basal da Formação Pedra de Fogo,

Através de descrições de testemunhos de sondagens e métodos de análise estratigráfica 1D e 2D em seis poços no estado do Maranhão, Barbosa *et al.* (2016) propuseram três sequências deposicionais: a sequência 1 (SEQ1) apresenta distribuição estratigráfica do Neocarbonífero ao Mesopermiano, compreendendo a Formação Piauí e o Membro Inferior da Formação Pedra de Fogo. A sequência 2 (SEQ2) é distribuída nos estratos Neopermiano-Eotriássico e corresponde ao topo da Formação Pedra de Fogo e a Formação Motuca; e a sequência 3 (SEQ3), Neocarbonífera-Eotriássica, definindo o final de um grande ciclo regressivo. Estas sequências registram o início de uma deposição fluvio-eólica, posteriormente afogada pelos depósitos marinhos e costeiros, que foram substituídos por sistemas lacustres e desérticos em condições climáticas paulatinamente mais áridas, das formações Motuca e Sambaíba, respectivamente.

1.4.2.1 Formação Piauí

A Formação Piauí possui espessura máxima em torno de 220m na Bacia do Parnaíba, aflorando em torno de 50m na borda sudoeste e na borda leste apresenta estreitamento para norte (Fig. 5). Esta formação recobre os arenitos e siltitos da Formação Poti que são encobertos pelo sílex basal da Formação Pedra de Fogo.

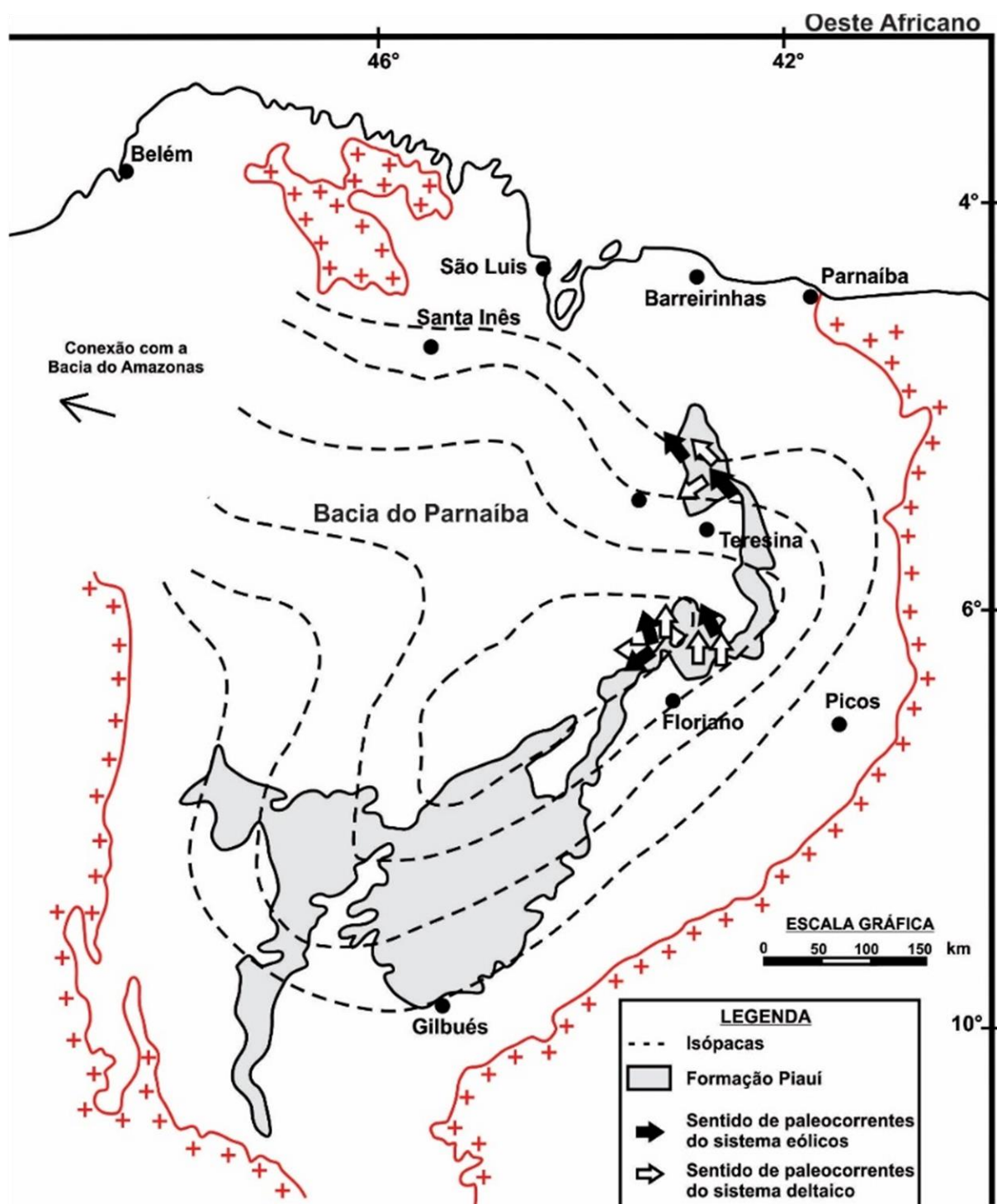


Figura 5-Mapa de isópacas do Pensilvaniano e área de afloramento da Formação Piauí com indicações gerais de paleocorrentes e do sistema deltaico e paleoventos. Fonte Modificado (Lima Filho, 1991).

O nome Piauí, atribuído à formação, deriva do termo “Série Piauí” que foi utilizada primeiramente por Small (1914 *apud* Anelli 1994). Oliveira & Leonardo (1940 *apud* Anelli 1994) restringiram o nome Piauí às camadas de idade pensilvaniana e mais tarde Lima & Leite (1978) adotaram como limite os arenitos e siltitos da Formação Poti, na base, e no topo o sílex

da Formação Pedra de Fogo. Mesner & Wooldridge (1964) dividiram a Formação Piauí em membros inferior e superior. O Membro Inferior é composto por arenitos avermelhados, finos a grossos, argilosos, feldspáticos com grãos subangulosos e foscos, intercalados de siltitos vermelhos e argilosos (Fig. 6).

O Membro Superior é composto por arenitos finos a médios, regularmente selecionados com grãos subarredondados a esféricos, assim como um calcário fossilífero. O estudo paleontológico destas camadas carbonáticas foi realizado primeiramente por Duarte (1936), que identificou o conteúdo fossilífero do poço 125, a chamada “sondagem Theresina”, individualizando os estratos com bivalves *Aviculopecten*, *Edmondia*, *Spirifer* e *Orbiculoides*, pertencentes ao andar Uraliano do Carbonífero. Trabalhos posteriores identificam uma fauna de invertebrados, como trilobitas e moluscos segundo Kegel (1951 *apud* Santos & Carvalho 2004), assim como um registro macroflorístico descrito em Dolianiti (1972 *apud* Santos e Carvalho 2004), e equinodermos crinoides (Campanha e Rocha Campos 1979). Campanha e Rocha Campos (1979), Assis (1979) e Anelli (1994, 1999), baseados em uma assembleia microfaunística de foraminíferos e conodontes, e na macrofauna invertebrada de braquiópodes e moluscos, interpretaram um ambiente marinho com águas quentes e rasas. Souza *et al.* (2010) estudaram palinofácies em testemunhos de sondagem do topo da Formação Piauí, na região de Caxias (Ma), onde descreveram associações cronoestratigráficas de palinomorfos em depósitos pelíticos com níveis de arenitos, e atribuíram idade Moscoviano Superior a estes ambientes siliciclásticos do topo da Formação Piauí (Fig. 6).

Cruz *et al.* (1973) identificaram três intervalos para Formação Piauí: um intervalo inferior, bem exposto nas escarpas da chapada que margeia a rio Gurguéia, composto por arenitos róseos, feldspáticos, finos a grossos, e níveis gonglomeráticos. Um intervalo médio que ocorre nas proximidades de Teresina, e compreende uma alternância de siltitos e argilitos avermelhados, com arenitos finos esbranquiçados, geralmente calcíferos. Também ocorre um intervalo superior, na região oeste de Teresina, no vale do Riacho Correntes, apresentando arenitos amarelos ou vermelhos intercalados com sílex maciço ou oolíticos.

Lima e Leite (1978) identificaram variações deposicionais da Formação Piauí, tanto na borda leste quanto na borda oeste da Bacia do Parnaíba. Na borda leste, foram descritos conglomerados com seixos e calhaus de quartzo, com até 30 cm de diâmetro e fragmentos de arenito com matriz arenosa e cimento argiloso, na base da Formação Piauí. Porém, na borda oeste a seção inferior inicia-se com arenitos vermelhos, finos a grossos com estratificação cruzada de grande porte e raros siltitos intercalados.

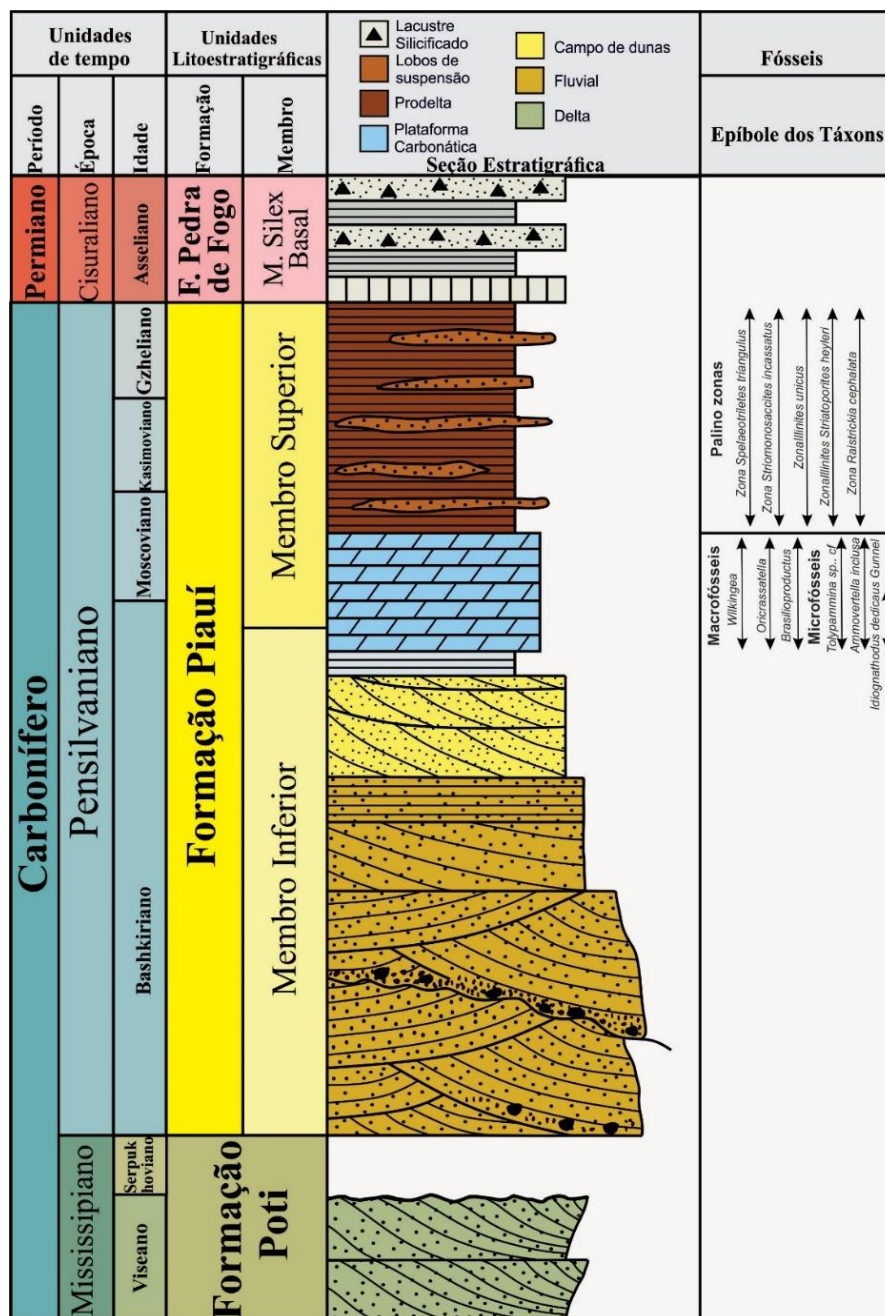


Figura 6-Coluna estratigráfica simplificada dos depósitos da Formação Piauí, com alguns dos principais táxons descritos na formação.

Mapeamentos estratigráficos na região sul e sudeste da Bacia do Parnaíba, realizados por Abreu *et al.* (1977), nas proximidades de Balsas-Ma, teve como produto final um mapa geológico na escala 1:100.000, identificando o Membro Superior da Formação Piauí. Estes autores baseados nos mesmos critérios de Mesner e Wooldridge (1964) e Aguiar (1971), dividiram o Membro Superior na área estudada, em duas subunidades, também denominadas de inferior e superior. Segundo Abreu *et al.* (1977), a subunidade inferior predomina condições de sedimentação eólica e fluvial, enquanto na subunidade superior ocorre sedimentação flúvio-deltaica, com mares restritos.

Lima Filho (1991) descreveu também diversas seções sedimentares, na borda leste da bacia, que juntamente com dados de subsuperfície, foram identificados sistemas deltaico e eólico, com direções de paleocorrentes preferencialmente para NW e SW (Fig. 5), assim como rochas carbonáticas inseridas em uma plataforma e camadas de evaporitos que contribuem com as interpretações de bacia evaporítica, com prováveis entradas do mar a partir da Bacia do Amazonas e por onde hoje se encontra a ilha do Marajó. Outra importante contribuição de Lima Filho (1991) é a redefinição do contato das formações Piauí e Pedra de Fogo, por uma camada de anidrita de extensão bacial no topo da Formação Piauí.

Atualmente ainda são consideradas as interpretações ambientais de Mesner & Wooldridge (1964) para o Membro Inferior da Formação Piauí, que identifica um ambiente fluvial com contribuição eólica sob condições semiáridas, ocasionalmente desérticas. Porém, para o Membro Superior são definidas condições desérticas com breves incursões marinhas, conforme Góes (1995). A Formação Piauí possui o contato basal discordante erosivo com a Formação Poti e concordante com a Formação Pedra de Fogo (Brito 1981), com ocorrências pontuais de unidades mesozoicas recobrando descontinuamente e de forma pontual, no centro-leste da bacia (Santos *et al.* 1984).

1.4.3 Mares epicontinentais e as relações climáticas

O conceito de mares epicontinentais é atribuído a mares que inundaram crátons devido eventos transgressivos provenientes da elevação do nível do mar. Pratt & Holmden (2008) descrevem estes mares constituídos tipicamente de arenitos finos, carbonatos, *mudrocks* ou pelitos, e evaporitos quando instalados sob condições tropicais áridas. A primeira menção foi feita por Joseph Barrell em 1917, quando atribuiu o termo “*epeiric sea*” a corpos de águas rasas cuja base é influenciada pela ação de ondas, e os classificou em mares tempestuosos e calmos. Posteriormente, este conceito foi refinado, pelo *Dictionary of Earth Science* (2nd 2003), que os classificava como “mares rasos que se estendiam por grandes áreas no interior do continente, cobriam a plataforma continental e eram parcialmente confinados”. Ainda mais amplo é o conceito do *Glossary of Geology* (5th edn. 2005) que os interpretava apenas como “mares na plataforma continental ou em um continente”. Atualmente estes são também chamados de bacias intracratônicas e, em alguns casos podem apresentar superfícies de exposição subaérea regional devido à queda do nível do mar, (Pratt & Holmden 2008). O conceito de mar epicontinental mais aceito atualmente é o de Slingerland (1986): áreas cratônicas relativamente estáveis com subsidência raramente uniforme e conexão com mar aberto.

Durante o Éon Fanerozóico, diversas regiões cratônicas estavam cobertas por mares epicontinentais, rasos, de baixa energia e com centenas a milhares de quilômetros de extensão (Flügel 2004). Mares epicontinentais modernos são raros, porém Edinger *et al.* (2002) descrevem os mares de Sunda e Java como exemplos de mares modernos quentes e os mares Báltico e do Norte, como mares frios. Os padrões destes mares são discutidos com base nos modelos de plataformas e rampas epicontinentais.

Os primeiros modelos batimétricos de mares intracontinentais foram concebidos por Shaw (1964) e Irwin (1965). O modelo de Shaw (1964) indica um gradiente extremamente baixo que favorece a diminuição gradativa das influências de maré e onda até a linha de costa e descreve a deposição de fácies carbonáticas e evaporíticas, gradando de calcários fossilíferos de águas rasas, para grainstones ooidal e peloidal, dolomita cristalina fina e, finalmente evaporitos. O modelo de plataforma epicontinental de Irwin (1965) mostra uma sedimentação em águas claras, com aumento da salinidade para o topo, e influência de maré restrita devido à fricção com o mar raso, que se estendia por centenas ou milhares de quilômetros. O modelo de Irwin foi questionado por Pratt & James (1986), que propuseram um modelo para planície de maré considerando a existência de pequenas ilhas de baixo relevo na supramaré (*supratidal*) e bancos na intermaré, cercados por águas abertas de submaré.

A influência de maré em mares epicontinentais é discutível e geralmente sugere-se que este processo seria reduzido neste ambiente (Keulegan & Krumbein 1949, Shaw 1964). A maré teria se estabelecido em mares mais amplos comparáveis com os atuais. Slingerland (1986) admite que a maré pode ter sido dominante nestes mares, porém com baixo potencial de preservação.

Bacias intraplataformais dentro da plataforma epicontinental apresentam baixo gradiente, margem como rampa, lâminas d'água raramente excedendo 100-200 m, e são cercadas por extensas áreas de águas rasas. Durante a queda do nível do mar a bacia torna-se suficientemente restrita, favorecendo a precipitação de evaporitos. Durante tratos de sistema transgressivo e mar alto a lâmina d'água torna-se estratificada, favorecendo a anoxia das águas profundas e consequente deposição de matéria orgânica (Droste 1990 & Burchette 1993).

Os mares epicontinentais comumente apresentam diferenças litológicas e isotópicas nos perfis colunares e seções laterais, permitindo individualizar duas zonas nestes mares, a zona proximal e a distal. A zona proximal é influenciada por águas rasas com alta precipitação de carbonatos ricamente fossilíferos associados a camadas de anidrita, assim como um maior registro de excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$, devido a misturas com as águas de rios e águas salobras com $\delta^{13}\text{C}$ negativos. Os baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ para as zonas proximais, também estão

associadas as alterações diagenéticas e percolação de águas meteóricas. A zona distal dispõe de uma lamina d'água mais espessa, com maior deposição de folhelhos e carbonatos pobremente fossilíferos, com registro $\delta^{13}\text{C}$ mais positivo (Holmden *et al.* 2006, Simo *et al.* 2003).

Mares epicontinentais foram mapeados desde o Pré-Cambriano com auxílio de curvas eustáticas (Golonka & Ford 2002, Hallam 1992, Scotese *et al.* 1999). Além disso, o posicionamento destes mares fornece inferências paleoclimáticas importantes na evolução do planeta. O período Carbonífero registra uma brusca variação climática na história da terra, pois eventos tectônicos e biológicos corroboraram para mudança do clima global de *green house* pra *icehouse*. Isbell *et al.* (2003, 2008), Baum & Crowley (1991), Frakes *et al.* (1992) sugerem que a diminuição da temperatura global teve início no Neodevoniano, com um breve intervalo de calor relativo no Mississipiano, e uma progressiva queda na temperatura até o Eopermiano. Durante milhões de anos ocorreram ciclos de aparecimento e desaparecimento de depósitos glaciogênicos na América do Sul (Caputo *et al.* 2008, Gulbranson *et al.* 2010, Isbell *et al.* 2003), Austrália (Fielding *et al.* 2008), e África do Sul (Stolhofen *et al.* 2008) (Fig. 7). Apesar de o período Pensilvaniano registrar um longo evento de *icehouse*, flutuações glacioeustáticas eram frequentes, que juntamente com o rebaixamento da borda oeste dos blocos paleocontinentais, favoreceram eventos cíclicos transgressivos, tanto no Gondwana (Scomazzon *et al.* 2006), como na Laurásia (Algeo *et al.* 2008).

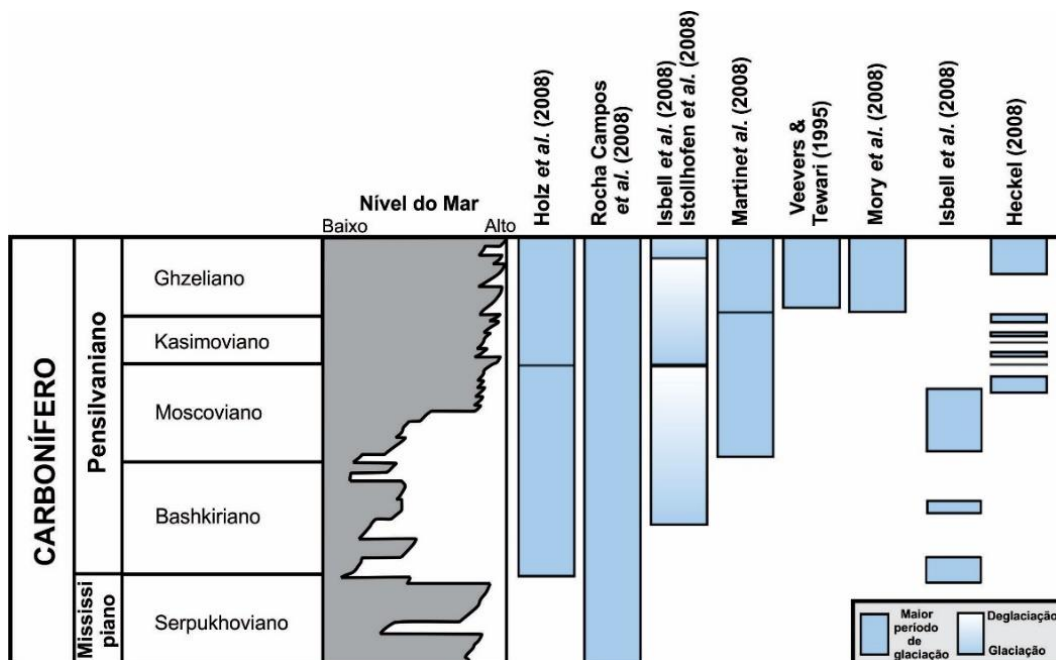


Figura 7-Ciclos de resfriamento e aquecimento global e variações no nível do mar durante o Carbonífero, segundo os autores mencionados. Fonte (Nance *et al.* 2014).

1.4.4 Registro de mares epicontinentais Paleozóicos

O Paleozoico concentra os registros dos mares epicontinentais, principalmente nos limites costeiros dos paleocontinentes Gondwana e Laurásia. No Gondwana durante o Eodevoniano e início do Mesodevoniano, um mar interno se estendeu pela Bacia do Amazonas até o Arco de Purus, depositando os grupos Urupadi e Curuá em ambiente nerítico, glácio-marinho, flúvio-deltaico, lagunar e de mar restrito (Bless & Streel 1986). Neste período, depositou-se na Bacia do Parnaíba o Grupo Canindé, descrito como ambiente marinho, deltaico, fluvial e de planície de maré, com regressão no começo do Carbonífero (Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007). No ápice desta transgressão a inundação teria penetrado até a Bacia do Alto Tapajós (Almeida & Carneiro 2004).

Ao Sul do Gondwana durante o Eodevoniano, o mar também inundou as bacias do Paraná e do Parecis, segundo dados faunísticos, estabelecendo pela primeira vez uma comunica o (Melo 1989). No Mesodevoniano as bacias da Plataforma Sul-Americana constituíram um vasto mar epicontinental entre as bacias do Parnaíba e Paraná, cobrindo a quarta parte do que viria a ser o território brasileiro (Petri & Fúlfaro 1983), configurando um *seaway* que conectava o Proto-pacífico com o oceano Pantalassa. Trabalhos qu mioestratigr ficos em conodontes auxiliaram também na identifica o de mares epicontinentais devonianos ao norte do Gondwana, denominado de mar Variscano, cobrindo onde atualmente é o litoral do Marrocos (Dopieralska *et al.* 2016).

No Carbonífero, segundo Harrington (1962) o mar do Gondwana Oeste conectava as bacias do Parnaíba, Solimões e Amazonas (Fig. 8). Silva (1966) descreveu os depósitos carbonáticos plataformais, provenientes de eventos transgressivos, baseado na divisão das superfícies deposicionais da coluna sedimentar pensilvaniana da Bacia do Amazonas. Matsuda (2003) definiu ciclos de *shallowing upward* na plataforma carbonática da Bacia do Amazonas durante o Pensilvaniano Inferior, nas formações Monte Alegre e Itaituba, assim como Silva (2015). Scmazzon (2004) e Moutinho (2006), baseadas em análises taxon micas e isotópicas de braquiópodes e conodontes, interpretaram semelhantemente estes depósitos como plataformas carbonáticas e definiram os ciclos transgressivos/regressivos formadores da plataforma. Assis (1979) e Anelli (1994, 1999) trabalharam nos depósitos carbonáticos do Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba, correlatos aos da Bacia do Amazonas, analisando os critérios taxon micos da macrofauna (moluscos e braquiópodes), pertencentes ao andar Desmonesiano. Lima Filho (1991, 1998), Abelha (2013), Medeiros (2015) e Barbosa *et al.* (2016), trabalham também nestes depósitos com análises faciológicas e estratigráficas de

sequência, individualizando os eventos formadores da plataforma carbonática, devido a ser uma extensão mais proximal apresenta aspectos faciológicos distintos.

No Permiano, a Bacia do Paraná foi novamente inundada por um mar epicontinental com uma extensão superior a 1.600.000 Km² o qual foi responsável pela deposição dos pelitos plataformais da Formação Serra Alta (Simões *et al.* 2016) (Fig.8).

Modelos análogos e síncronos de mares internos e *seaways* são descritos também no Paleocontinente Laurásia. Um exemplo é a plataforma de *Mid Continent*, que apresenta diversas fases transgressivas/regressivas em regiões dos Estados Unidos da América e porções do Canadá, durante todo Paleozóico (Fig. 8). No Fanerozoico a elevação do nível eustático favoreceu a deposição de espessas sequências de carbonatos e folhelhos (Algeo & Heckel 2008, Brand *et al.* 2009, Brett *et al.* 2008, Cramer *et al.* 2008, Fanton *et al.* 2002, Fanton & Holmden 2007, Holmden *et al.* 2006, Oszewski e Patzkowsky 2008, Panchuk *et al.* 2005, Peterhänsel & Pratt 2008, Simo *et al.* 2003, Woodart *et al.* 2013) (Tabela 1).

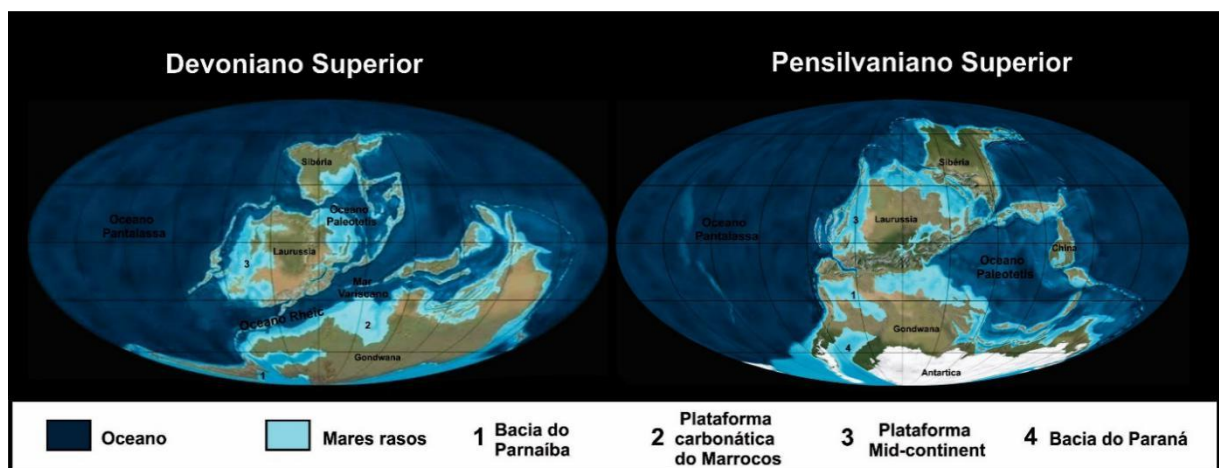


Figura 8-Mapas de reconstituições paleogeográficas do Devoniano Superior e Pensilvaniano Superior, identificando alguns dos mares epicontinentais, bacias intracratônicas brasileiras e bacias norte americanas e africanas. Fonte (Scotese *et al.* 2003).

Tabela 1-Mares epicontinentais Fanerozóicos.

UNIDADE	IDADE	DESCRIÇÃO / AMBIENTE DEPOSICIONAL	LOCALIZAÇÃO	REFERÊNCIAS
Bacia Ibérica	Jurássico Superior	Depósitos carbonáticos oolíticos e esqueletais, com recifes microbianos, <i>mudstones</i> e margas intercaladas com depósitos de tempestades.	Bacia Ibérica (Nordeste da Espanha)	Bádenas e Aurell (2008)
Formação Keuper	Permiano	Associações de fácies carbonáticas e siliciclásticas retrabalhadas por onda e maré, apresentado ambientes deposicionais costeiros a plataforma distal.	Bacia Germânica	Pöppelreiter e Aigner (2008)
Formação Serra Alta	Permiano	Depósitos de <i>mudstone</i> e folhelhos negros, métricos, enriquecidos em matéria orgânica.	Bacia do Paraná	Simões <i>et al.</i> (2016)
Horizontes de Akiyoshi e Mino Terranes do Japão e do Sul da China	Pensilvaniano -Permiano	Camadas métricas de carbonato dolomítico maciço, com sedimentos terrígenos.	Bacias sedimentares do Japão e da China	Brand <i>et al.</i> (2009)
Grupos wabaunsee, admire, council grove e Membros wamego shale, Florena shale	Pensilvaniano -Permiano	Depósito misto com fácies carbonáticas e siliciclásticas. As fácies carbonáticas apresentam, <i>mudstones</i> , <i>grainstones</i> e <i>packstones</i> , as fácies siliciclasticas são compostas por folhelhos, arenitos médios pobremente selecionados e arenitos finos a médios intercalados com pelitos.	Plataforma Midcontinent	Oszewski e Patzkowsky (2008)
Grupo Kansas City	Pensilvaniano Superior	Camadas de carbonatos pouco fossilíferas e folhelhos negros orgânicos, métricos.	Plataforma Midcontinent, Bacia de Illinois, Bacia Appalachian	Algeo e Heckel (2008)
Bacias de Arrow Canyon, Illinois, Midland e Midcontinent	Carbonífero	Depósitos carbonáticos fossilíferos métricos com apatita biogênica e folhelhos orgânicos.	Plataforma Midcontinent, Arrow Canyon, Illinois, Midland	Woodard <i>et al.</i> (2013)

Calcário Louisiana	Devoniano Superior	Depósito calcário fossilífero métricos, intercalados com calcários siltosos, folhelhos negros e arenitos finos com estruturas de tempestades.	Plataforma Midcontinent, Bacia de Illinois, Bacia Iowa	Cramer <i>et al.</i> (2008)
Formação Palliser e Formação Wabamum	Devoniano Superior	Folhelhos negros intercalados com calcimudstones e calcimudstones fossilíferos, wackestones, packstones e grainstones.	Bacia sedimentar do Canadá Ocidental	Peterhänsel e Pratt (2008)
Formações Hay River, Escarpment, Twin Falls, Waterways, Cook, Ireton, Soiris River, Duperow, Birdbear	Devoniano Superior	Depósitos métricos de calcários e carbonatos dolomíticos, intercalados com camadas espessas de folhelhos e níveis e anidrita.	Bacia sedimentar do Canadá Ocidental	Holmden <i>et al.</i> (2006)
Formação kope	Ordovinciano Superior	Alternância de camadas métricas de pelitos com camadas centimétricas de calcários fossilíferos.	Sudoeste de Ohio e Norte de Kentucky	Brett <i>et al.</i> (2008)
Grupo Galena	Ordovinciano Superios	Carbonatos dominados por mudstones com briozoários, braquiópodes e equinodermos; wackestones e grainstones.	Plataforma Midcontinent, Iowa	Fanton e Holmden (2007)
Formação Florida Bay	Ordovinciano Superior	Carbonatos micríticos (mudstones, packstones e wackstones) intercalados com grainstones, siltstones e folhelhos.	Plataforma Midcontinent	Panchuk <i>et al.</i> (2005)
Grupos Elgin, Galena,	Ordovinciano Superior	Camadas métricas de calcários, calcários dolomíticos, dolomita, chert dolomítico, anidrita, folhelhos e margas.	Plataforma Midcontinent, Bacia de Williston, Bacia de Hudson Bay	Fanton <i>et al.</i> (2002)
Formação Decorah	Ordovinciano	Depósitos métricos de folhelhos e carbonatos intercalados.	Plataforma Midcontinent, Vale do Mississippi	Simo <i>et al.</i> (2003)

1.4.4 Ciclotemas Permocarboníferos

A idéia de ciclos geológicos é muito antiga, já sendo discutida com as primeiras teorias catastróficas de Curvier e d'Orbigny, que reconheciam sucessões cíclicas de surgimento e extinção orgânicas (Weller 1964). O padrão de ciclicidade deposicional foi posteriormente estudado nos Estados Unidos no início do século XX, devido a várias viagens de campo detalhadas, que reconheceram essas repetições em diferentes tipos de rochas no Estado da Pensilvânia, cujos níveis de carvão atraíram a atenção devido à sua importância econômica. Wanless & Weller (1932) introduziram o termo ciclotema para essas unidades de sucessão deposicional transgressivo-regressivas na Bacia de Illinois, e logo foram estendidas às unidades mais complexas do norte da plataforma Midcontinent, por Moore (1936). Depois Wanless & Shepard (1936), atribuíram relações diretas a essas unidades com o aumento e diminuição da glaciação no Gondwana. Devido ao reconhecimento de diferentes tipos de ciclotemas nos anos seguintes, o conceito tornou-se mais amplo, descrevendo sucessões de fácies específicas depositadas repetidamente sobre grandes áreas continentais em resposta à glacio-eustasia e controle tectônico em larga escala durante o Late Paleozoic Ice Age (LPIA, Tankard 1986). Atualmente, Flugël (2004) descreve o conceito de ciclotema de maneira mais geral, como o registro litológico dos processos de acomodação cíclicos, caracterizados por sucessões granocrescente ascendente, refletindo uma passagem da sedimentação marinha para sedimentação terrestre. Apesar de o termo ciclotema ser amplamente utilizado para caracterizar seqüências cíclicas de todos os tipos e períodos, a principal definição genética reflete a grande influência glacioeustática restrita ao Paleozóico Tardio.

Os ciclotemas do Paleozóico Tardio foram identificados pela primeira vez na América do Norte, principalmente na região do Midcontinent, e generalizados por Moore (1936) e Wanless & Weller (1932). Isso favoreceu a identificação de diferentes tipos de ciclotemas na América do Norte desde a década de 1930, bem como os trabalhos de Klein & Willard (1989) e Heckel (1991), que organizaram e correlacionaram os três principais modelos de sedimentação cíclica de acordo com influências marinhas e continentais. Os ciclotemas do tipo Kansas, apresentam seqüências exclusivamente marinhas compostas por folhelhos e carbonatos orgânicos (Fig. 9; Heckel 1977). Os ciclotemas do tipo Apalaches representam as seqüências mais continentais, com sedimentação fortemente influenciada pela tectônica regional e são compostos por folhelhos, arenitos e níveis de carvão ao final de cada ciclo (Fig. 9; Tankard

1986). Os ciclotemas do tipo Illinois representam uma fase intermediária, influenciada pelas condições eustáticas e subsidência da bacia, e sua sedimentação é uma mistura de sequências marinhas e continentais com carbonatos, folhelhos, arenitos e níveis de carvão também limitando cada ciclo (Fig. 9; Weller 1930).

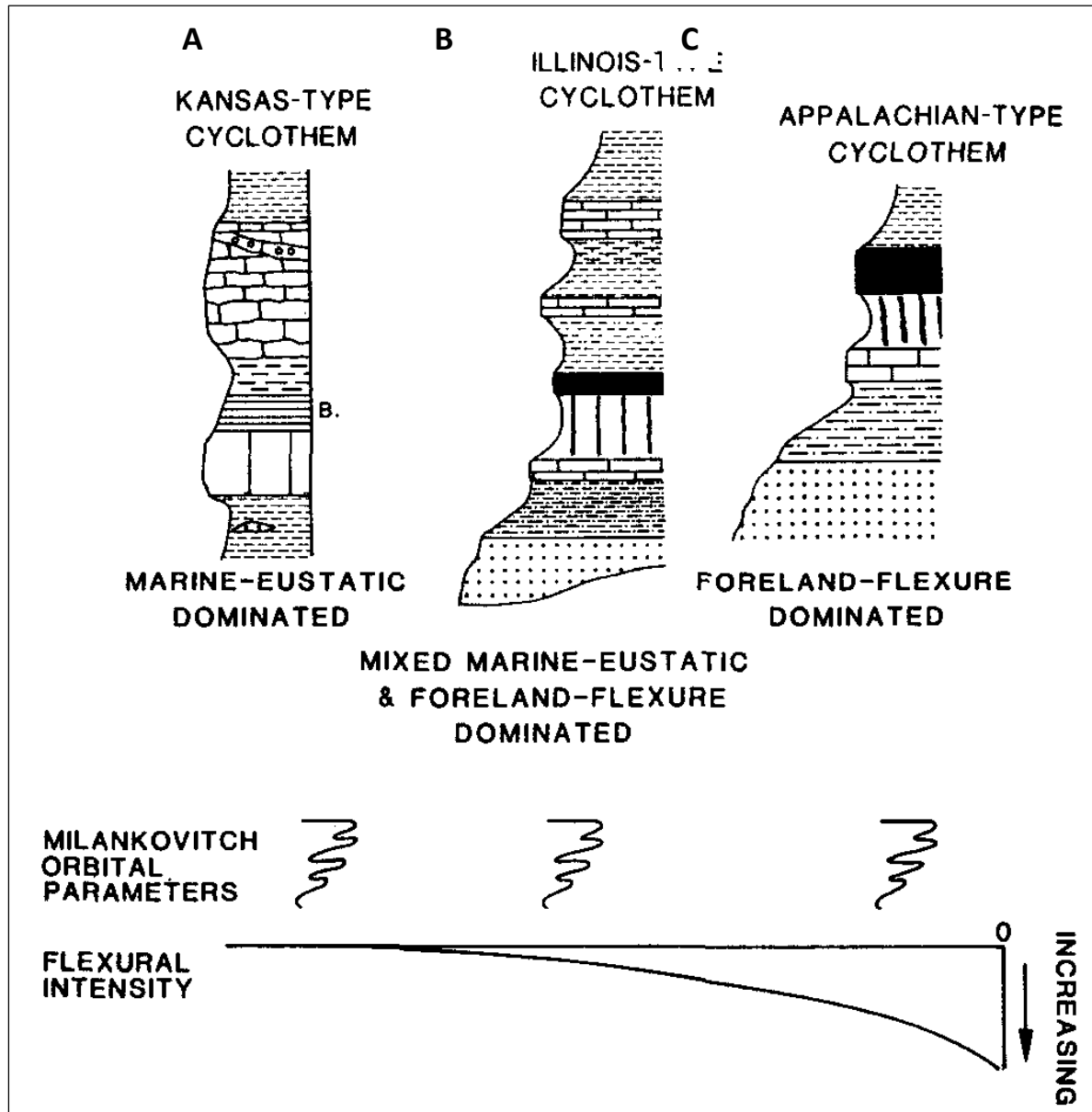


Figura 9-Primeiros modelos de ciclotemas descritos na Plataforma Midcontinent, nos Estados Unidos. A) ciclotema marinho do tipo Kansas; B) ciclotema misto do tipo Illinois; C) ciclotema terrestre do tipo Appalachian. Fonte (Klein & Willard 1989).

O modelo de deposição cíclica Permocarbonífero elaborado inicialmente para os depósitos americanos, depois provou não ser apenas um modelo local, mas uma característica de vários depósitos em todo o mundo, devido aos trabalhos que abordaram o tema nos anos

seguintes. Ross & Ross (1987, 1988) e Kabanov (2010), por meio de estratigrafia e bioestratigrafia de sequências, identificaram sequências cíclicas Permo-Carboníferas de terceira ordem no leste da Ásia e na Rússia, mais precisamente na plataforma russa e nas cordilheiras dos Urais, e correlacionaram com as sequências da América do Norte. Adkins (2003) trabalhou com ciclotemas marinhos do Permiano médio da Bacia de Canning, na Austrália Ocidental, e Michaelsen & Henderson (1999) trabalharam com ciclotemas do Permiano Tardio na Bacia Foreland de Bowen, cuja sedimentação foi influenciada pela atividade tectônica, depositando-se no centro e norte da bacia ciclotemas mistos, com sequências marinhas e continentais marcadas por carvão e sedimentos vulcanoclásticos, embora os ciclotemas marinhos predominem no leste e sul da bacia. Khan & Tewari (2013) desenvolveram um modelo geoestatístico para os ciclotemas de Barakar da Sub-Bacia Gondwanica de Singrauli, no centro da Índia, que consiste em sequência mista com influência continental e marinha. Ueno *et al.* (2012) e Wang *et al.* (2013) trabalharam com os ciclotemas marinhos carboníferos - Permiano do sul da China, principalmente na plataforma carbonática de Yangtze. Belt (1975) identificou ciclotemas Mississipianos Tardios, marinhos costeiros, com padrão de ciclo modal ABCDE, terminando com depósitos progradacionais deltaicos no sudeste da Escócia. Oblock (2011) identificou na Irlanda alguns espessos ciclotemas marinhos delimitados no topo por arenitos deltaicos, na região de Clare. Vários artigos descrevem ciclotemas Permocarboníferos na Inglaterra, como o conhecido ciclotema de Yoredale, no norte da Inglaterra, amplamente reconhecido como produto de sedimentação deltaica (Elliott 1975, Frank & Tayson 1995, Tucker *et al.* 2009). No leste da Inglaterra, na região do Pennine, depósitos grossos de carvão estão associados a ciclotemas não marinhos influenciados pelo diastrofismo (Duff & Walton, 1962).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISES DE FÁCIES SEDIMENTARES

A metodologia faciológica segue as propostas de Walker (1992), que corresponde a: 1) individualização e descrição de fácies procurando caracterizar a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente dos corpos sedimentares; 2) compreensão dos processos sedimentares responsáveis pela geração de fácies; e, 3) associação de fácies que procura reunir fácies sedimentares contemporâneas e cogenéticas viabilizando o reconhecimento dos ambientes e sistemas deposicionais. O modelo final baseado nas reconstituições paleoambientais, foi elaborado a partir das interpretações da dinâmica das fácies e associações de fácies, e suas inter-relações (Tucker & Wright, 1990 e Walker & James, 1992).

Para o mapeamento vertical e lateral da distribuição das fácies, utilizou-se perfis litoestratigráficos e seções esquemáticas e panorâmicas, obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos por meio da composição e superposição parcial de fotografias, seguindo o modelo de Arnot *et al.* (1997) e Wizevic (1991), essencial para identificação das superfícies limitantes.

O termo “litofácies carbonáticas” proposto por Kerans & Tinker (1997) é definido com base nos aspectos descritivos básicos tridimensionais, como estruturas sedimentares, componentes e fábrica de rochas sedimentares carbonáticas. Neste trabalho o termo facies é empregado no mesmo sentido de litofácies carbonáticas, tornando o termo mais amplo e completo.

2.2 ESTRATIGRAFIA DE EVENTOS

As interpretações de análises de fácies serão corroboradas pelos conceitos de estratigrafia de sequências, que favorecem a determinação dos ciclos sedimentares e da arquitetura das associações de fácies (Catuneanu 2006, Christie-Blick *et al.* 1995, Emery & Myers 1996, Holz 2012 Vail 1987, Kerans & Tinker 1997, Mitchum & Van Wagoner 1991, Posamentier & James 1993, Ribeiro 2001, Van Wagoner *et al.* 1988 e 1990). As sequências deposicionais são limitadas por discordâncias e concordâncias correlativas, que individualizam e classificam os tratos de sistemas marinhos (*i.e.* Tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e mar alto) e tratos de sistemas continentais fluvio-lacustrinos (*i.e.* Tratos de sistema de alta

acomodação e baixa acomodação; Martinsen *et al.* 1999, Plint *et al.* 2001), baseado no reconhecimento do tipo de empilhamento das parassequências e ciclos, posição relativa dentro da sequência e topo de superfície limitante ou superfície-chave.

2.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

2.3.1 Petrografia

Os estudos petrográficos e mineralógicos são utilizados como ferramentas básicas para a definição de microfácies carbonática e interpretação paleoambiental da sucessão estudada, assim como dos principais processos diagenéticos ao qual a rocha foi submetida. O objetivo da técnica é identificar as principais texturas, feições diagenéticas e componentes (cimento, grãos, poros) das rochas carbonáticas e siliciclásticas estudadas.

A análise petrográfica de lâminas delgadas sob microscópio óptico visou caracterizar os constituintes primários e diagenéticos dos carbonatos e arenitos da Formação Piauí, além de auxiliar na análise de fácies sedimentares. As lâminas foram confeccionadas de amostras sistematicamente coletadas em função da variação das fácies ao longo dos ciclos deposicionais definidos nos perfis estratigráficos. Para identificação do tipo de carbonato utilizou-se a técnica de tingimento proposta por Adams *et al.* (1984) com alizarina vermelha-s e ferrocianeto de potássio. A quantificação composicional e textural dos carbonatos e arenitos foi feita por meio de contagem de no mínimo 300 pontos sob microscópio óptico de acordo com Folk (1968), Tucker & Wright (1990) e Flügel (2004). Seções delgadas foram avaliadas sob microscópio óptico para a classificação das microfácies, seguindo a proposta de Wright (1992) para carbonatos, e Folk (1968) para arenitos.

2.3.2 Difração de raios-x (DRX)

As análises por Difração de Raios-x (DRX) permitiram a caracterização da assembleia mineral carbonática e siliciclásticas dos perfis estudados, contribuindo com dados obtidos na análise petrográfica. Esta técnica foi desenvolvida no laboratório de Difração de Raio-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), utilizando-se os métodos: 1) método do pó, através da pulverização de carbonatos; 2) método de lâmina orientada, por meio da decantação de argilo minerais orientados em lâmina delgada, e posterior glicolagem e calcinação a 550°C. Após a preparação das amostras, foram analisadas no Difratorômetro

modelo Empyrean da PANalytical, com tubos de raios-x cerâmico de anodo de Co ($K_{\alpha 1} = 1,789010 \text{ \AA}$), foco fino longo, filtro K_{β} de Fe, detector PIXCEL3D-Medpix3 1x1, no modo *scanning*, com voltagem de 40 kV, corrente de 35mA, tamanho do passo 0.04° em 2θ , varredura de 2.00° a 75.00° em 2θ , tempo/passo de 200,17 s, fenda divergente: $1/8^{\circ}$ e anti-espalhamento: $1/4^{\circ}$, máscara: 10 mm. A identificação das assembléias minerais foi auxiliada pelo *software X'Pert HighScore Plus*, que compara os resultados com as fichas catalográficas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

2.4 GEOQUÍMICA

2.4.1 Isótopos de $^{13}\text{C}_{(\text{carb})}$ e $^{18}\text{O}_{(\text{carb})}$

As análises isotópicas foram realizadas por meio de uma amostragem sistemática dos perfis estratigráficos estudados, uma posterior preparação laboratorial das amostras e a análise das razões isotópicas. As amostras foram coletadas em intervalos de 20 cm, nas camadas de carbonatos intercaladas com folhelhos negros, nos perfis estratigráficos analisados. Foram utilizadas amostras homogêneas evitando-se fraturas, zonas com preenchimento de minerais diagenéticos espáticos, horizontes intemperizados ou porções com concentrações de matéria orgânica, buscando analisar as porções homogêneas da fábrica carbonática e evitando alterações no sinal isotópico da fração mais representativa da rocha em função de fluídos tardios. A pulverização das rochas foi feita em gral de ágata, e pontualmente por meio de broca milimétrica.

Foram analisadas 19 amostras de carbonatos para razões isotópicas de carbono e oxigênio, conduzidas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. Os resultados são apresentados na notação convencional de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em per mil (‰) relativo ao padrão PDB (*Pee Dee Belemnite*). O padrão para o $\delta^{18}\text{O}$ é dado em SMOW (*standard mean ocean water*) e geralmente os resultados são apresentados também em PDB. As incertezas das medidas de isótopos foram 0,1‰ para o carbono e 0,2‰ para o oxigênio, baseado em múltipla análise de um padrão interno do laboratório.

3 LATE PALEOZOIC CYCLOTHEMS IN SOUTH AMERICA, ALONG WITH A GENERAL CYCLOTHEMIC CLASSIFICATION

Renato S. P. Medeiros^{1,2*}, Afonso C. R. Nogueira¹, and Thomas J. Algeo^{2,3,4}

¹ Postgraduate Program in Geology and Geochemistry, Geoscience Institute, Federal University of Pará – UFPA, Augusto Corrêa Street s/n, CEP 66075-110, Belém, PA, Brazil;

² Department of Geology, University of Cincinnati, Cincinnati, OH 45221, USA

³ State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

⁴ State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Emails: renato.solgeo@gmail.com (RSPM); anogueira@ufpa.br (ACRN); thomas.algeo@uc.edu (TJA)

*Corresponding author

Review paper submitted to Earth Science Review

ABSTRACT

Cyclothems are transgressive-regressive cyclic sequences produced by large-amplitude glacio-eustatic fluctuations. Cyclothems of the Late Paleozoic Ice Age, although extensively studied in North America and Europe, have received much less attention to date in South America. The present review examines the types and distribution of Upper Paleozoic cyclothems in major basins of South America (i.e., the Solimões, Amazonas, Parnaíba, Titicaca, Rio Blanco, Tarija, Paraná and Chaco-Paraná basins), compiling such data for the first time and providing a framework for more detailed sedimentologic and stratigraphic analysis of these deposits in the future. Here, cyclothems are classified by depositional setting as terrestrial, mixed terrestrial-marine, marine, or restricted-marine (evaporitic). The terrestrial cyclothems range from ~20 to 100 m in thickness and consist of coarse fluvial sandstones and finer interfluvial and coastal plain sediments. The mixed terrestrial-marine cyclothems range from ~10 to 50 m in thickness and often formed on shallow platforms on which fluvio-deltaic and marine sedimentation alternated. The marine cyclothems range from ~10 to 15 m in thickness and represent open-shelf sedimentation in either complete (transgressive-regressive) or incomplete (transgressive-only) sequences. The restricted-marine cyclothems are composed of carbonate-evaporitic sequences deposited in closed internal seas and exhibit both shallowing- and deepening-upward patterns.

Keywords: cyclothems; sedimentary cycles; Solimões Basin; Parnaíba Basin; Paraná Basin; Gondwana

1. INTRODUCTION

The Late Paleozoic Ice Age (LPIA) was a ~70-Myr-long interval of widespread continental glaciation during the Carboniferous and Permian periods (Fielding et al., 2008a; Montañez and Poulsen, 2013). The LPIA began with glaciation in the mid-Tournaisian Stage of the Early Carboniferous (~355 Ma), as evidenced by lowstand incised valleys (Kammer and Matchen, 2008), ice-contact deposits in Gondwana, and positive shifts in marine $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ profiles (Buggisch et al., 2008; Yao et al., 2015; Liu et al., 2019). The LPIA largely concluded during the mid-Artinskian Stage of the Early Permian (~285 Ma), as evidenced by near-field glacial and $p\text{CO}_2$ proxy records (Montañez et al., 2007; Frank et al., 2008; Qie et al., 2019). In the past, the LPIA was viewed as a single prolonged glaciation with orbital changes in ice volume and glacioeustasy comparable to those of the Pleistocene (e.g., Crowley and Baum, 1991). Current research suggests that the LPIA was characterized by alternating, ~5- to 10-Myr-long intervals of more and less intense continental glaciation (Fielding et al., 2008a; Montañez and Poulsen, 2013), and that the major glacial stages were separated by long intervals of diminished continental glaciation.

Carboniferous and Lower Permian successions globally are characterized by regular, cyclic lithologic changes as a result of large-amplitude glacio-eustatic fluctuations during the LPIA (Heckel, 1986; Klein and Willard, 1989). The study of such cyclicity began with analysis of coal-bearing, mixed marine-terrestrial successions of Carboniferous age in the Illinois Basin of eastern North America by Weller (1930) and Wanless and Weller (1932), who introduced the term “cyclothem”, and a link to LPIA glacio-eustasy was first proposed by Wanless and Shepard (1936). The cyclothem concept was then extended to fully marine successions of the North American Midcontinent Shelf (i.e., Kansas and adjacent areas) by Moore (1936, 1949) and Heckel (1977) and to fully terrestrial successions of the Appalachian Basin (Tankard, 1986; Fischbein et al., 2009; see reviews of Klein and Willard (1989) and Heckel (1991). Due to the recognition of different types of cyclothem, the concept became broader, describing repetitive successions of various types in response to large-scale glacio-eustatic and tectonic controls (Greb et al., 2008), and the term “cyclothem” has now been applied to cyclic sedimentary sequences of many types and ages (e.g., Naish and Kamp, 1997; Preto and Hinnov, 2003).

More recently, cyclothem, have been described from the perspective of generation of accommodation space and formation of stacked coarsening-upward successions (Flugél, 2004; Eros et al., 2012). Hierarchies of cyclothem, reflecting glacio-eustatic fluctuations driven by multiple Milankovitch orbital periodicities, have been recognized in Upper Paleozoic

successions from both marine (Heckel, 1986; Maynard and Leeder, 1992; Olszewski and Patzkowsky, 2003; Pointon et al., 2012) and terrestrial settings (Heckel, 1994; Chesnut, 1996; Belt et al., 2011). In general, major cyclothems are characterized by greater thicknesses (reflecting longer periods of sedimentation) and larger facies shifts (reflecting larger amplitude eustatic fluctuations; Heckel, 1986, 1990). Ultimately, hierarchical models are based on our understanding of orbital controls on Quaternary climatic and glacio-eustatic dynamics (e.g., Imbrie and Imbrie, 1980), most of which occur at periodicities ranging from ~20 kyr (i.e., precession cycle) to 413 kyr (i.e., long-eccentricity cycle). Eustatic fluctuations in this range are referred to as “Milankovitch-band” cycles and are categorized as 4th-order and 5th-order sequences/cycles in the scheme of Vail et al. (1977). The amplitude of Late Paleozoic glacio-eustatic fluctuations has been the subject of some debate, with studies of near-field glacial deposits suggesting smaller fluctuations (a few tens of meters at most; Isbell et al., 2003) than studies of low-latitude cyclothems (estimates of ~100±50 m) based on oxygen isotopes (Joachimski et al., 2006; Elrick and Scott, 2010), sequence stratigraphic relationships (Soreghan and Giles, 1999), or meta-analysis of existing studies (Rygel et al., 2008).

Late Paleozoic cyclothems have been identified and studied in detail globally, including in Britain (Elliott, 1975; Ramsay, 1991; Frank and Tayson, 1995; Tucker et al., 2009; Oblock, 2011), Russia and eastern Europe (Ross and Ross, 1987, 1988; Kabanov and Baranova, 2007; Reid et al., 2007; Kabanov, 2009, 2010; Eros et al., 2012), Australia (Tye et al., 1996; Michaelsen and Henderson, 2000; Adkins, 2003), India (Khan and Tewari, 1991, 2007, 2013; Tewari, 2008), and China (Chen et al., 1998; Gong et al., 2001; Ueno et al., 2012; Wang et al., 2013). One area of relatively few cyclothem studies is South America, despite the presence of widespread deposits of Late Paleozoic age (e.g., Limarino and Spalletti, 2006). Some researchers have chosen to deny the existence of cyclothems in South America (Pazos, 2002; Isbell et al., 2003). However, as shown herein, the cyclothem nature of these deposits and their correlation with global glacio-eustatic events is indisputable. The present review paper aims to (1) identify cyclic Upper Paleozoic successions in South America that were formed under the influence of LPIA glacio-eustasy, (2) describe their similarities and differences relative to better-studied cyclothems in North America and Europe, and (3) examine their development (in terms of timing and extent) in the context of the Late Paleozoic Ice Age.

2. TYPES OF CYCLOTHEMS

Cyclothems can be classified according to type of depositional setting (Fig. 1; e.g., Klein and Willard, 1989; Heckel, 1991, 1994). Here, we recognize four types: Type 1 is terrestrial

cyclothems, Type 2 is mixed terrestrial-marine cyclothems, Type 3 is marine cyclothems, and Type 4 is restricted-marine (evaporite-bearing) cyclothems. In any given area, the type of cyclothem that develops is determined by the interplay between cratonic topography, sediment fluxes, and the range of glacio-eustatic fluctuations.

Type 1: Terrestrial cyclothems—These cyclothems record sedimentation mainly in river floodplain and deltaic settings, with typical thicknesses of ~20 to 100 m (Fig. 1). Well-studied examples are found in the Appalachian Basin (Golonka et al., 1994; Heckel, 1995), Sydney Basin, Nova Scotia (Gibling and Bird, 1994), and Karoo Basin, South Africa (Catuneanu and Bowker, 2001). They consist of coarse fluvial sandstones, including channel deposits passing to finer interfluvial and coastal plain sediments. Coarse sandstones and conglomerates deposited in fluvial channels feature festoon and tabular cross-beds that cut into underlying strata and fill incised valleys; their bases represent sequence boundaries (SB). Interfluvial and coastal plain deposits consist of medium- to fine-grained, tabular deposits. Coal seams or beds are common, ranging from a few centimeters to meters in thickness, and typically accumulating on coastal plains or in crevasse splays during the late transgressive to early regressive phase of glacio-eustatic cycles, being correlative with marine highstand deposits. Thin layers of marine shale or fossiliferous limestone sometimes accumulate above a coal, although both these marine sediments and the underlying coal are subject to erosion during the subsequent regression and lowstand, thus becoming laterally discontinuous, or they may be deposited only in paleovalleys during lesser highstands and thus be depositionally discontinuous. Lacustrine or paludal limestones are sometimes present at the base or top of terrestrial cyclothems and typically represent lowstand deposits.

Type 2: Mixed terrestrial-marine cyclothems—These cyclothems form on shallow platforms with marine sedimentation passing to fluvio-deltaic upsection, with typical thicknesses of ~10 to 50 m (Fig. 1). Well-studied examples are found in the Illinois and Michigan basins of North America (Weller, 1964; Cecil et al., 2003), Russia (Kabanov, 2010), Britain (Ludwig, 1994; Belt, 1975; Tucker et al., 2009), and the Canning Basin of Australia (Adkins, 2003). The Illinois-type cyclothem is similar to the marine Kansas-type cyclothem, although the regressive phase contains less limestone (which, if present, is thinner and shalier than in Kansas) and more shale (Heckel, 1980). The regressive shale tends to be thick and sandy, and it may contain intercalations of sigmoidal cross-beds, representing prodelta muds and delta-front mouth bar sands. It is capped by a well-developed red or gray paleosol with roots overlain by a coal bed. The coal layer is thin, deposited on a deltaic-alluvial plain, and

represents the early transgressive phase. The transgressive limestone is thin or absent, and the overlying marine shale is thin, organic-rich, and phosphatic with a sparse marine fauna.

Type 3: Marine cyclothems—These cyclothems accumulate on cratonic platforms that are mostly submergent during glacio-eustatic fluctuations, with typical thicknesses of ~10 to 15 m (Fig. 1). Well-studied examples are present on the North American Midcontinent Shelf (Heckel and Baesemann, 1975; Heckel, 1991) and in South China (Gong et al., 2001; Wang et al., 2013). Complete marine cyclothems record both transgressive and regressive glacio-eustatic phases, whereas incomplete cyclothems record only the transgressive phase and are found mainly in deep-water settings. The base of marine cyclothems is commonly a thin (0.1-1 m) but widespread transgressive limestone composed of dark skeletal wackestone to grainstone. The overlying unit is a thin (0.1-1 m) but widespread deep-water shale (the “core shale” in Kansas-type cyclothems); it is commonly laminated, dark gray to black, organic-rich, and phosphatic, with a sparse pelagic fauna dominated by conodonts. The overlying unit is a thick (2-10 m) regressive limestone representing a shallowing-upward sequence of skeletal calcilutite, skeletal and locally oolitic calcarenite, and sparsely fossiliferous lagoonal to peritidal facies. The overlying nearshore shale is generally thick and sandy, with gray to red mottled blocky mudstones interpreted as paleosols, and consists of fluvio-deltaic deposits that prograded outward over the regressive limestone during the terminal regressive phase.

Type 4: Restricted-marine (evaporite-bearing) cyclothems—These cyclothems develop in restricted cratonic basins located in arid climate zones during glacio-eustatic regressions, with typical thicknesses of ~50 to 100 m (Fig. 1). Two types have been described: the Zechstein cyclothems of the Poland, Germany, and England (Wagner and Peryt, 1997) and the Paradox cyclothems of the Paradox Salt Basin in the western United States (Herman and Barkell, 1957). The Zechstein type represents a shallowing-upward pattern with evaporitic facies at the top that develops within almost completely hydrographically enclosed basins. The maximum flooding surface is at the base of the cyclothem, with thin-bedded siliciclastic or carbonate beds in the lower part of the cyclothem. The upper part of the cyclothem consists of nodular to well-bedded anhydrite in shallower areas and laminated halite and potash minerals in deeper areas of the depositional basin. These cyclothems may be affected by karstification, as evidenced by anhydrite breccia and meteoric diagenesis. The Paradox type represents a deepening-to shallowing-upward pattern, with evaporitic facies at both the base and top, that develops in arid-zone basins that are at least moderately connected to the open ocean. In the type basin, these cyclothems consist in ascending order of black, calcareous, pyritic shales; cream to tan calcarenites or calcilutites; tan to medium brown, chalky to sucrosic dolomite; white to gray,

laminated or massive anhydrite; and white, coarsely crystalline halite; followed by the same sequence in reverse order.

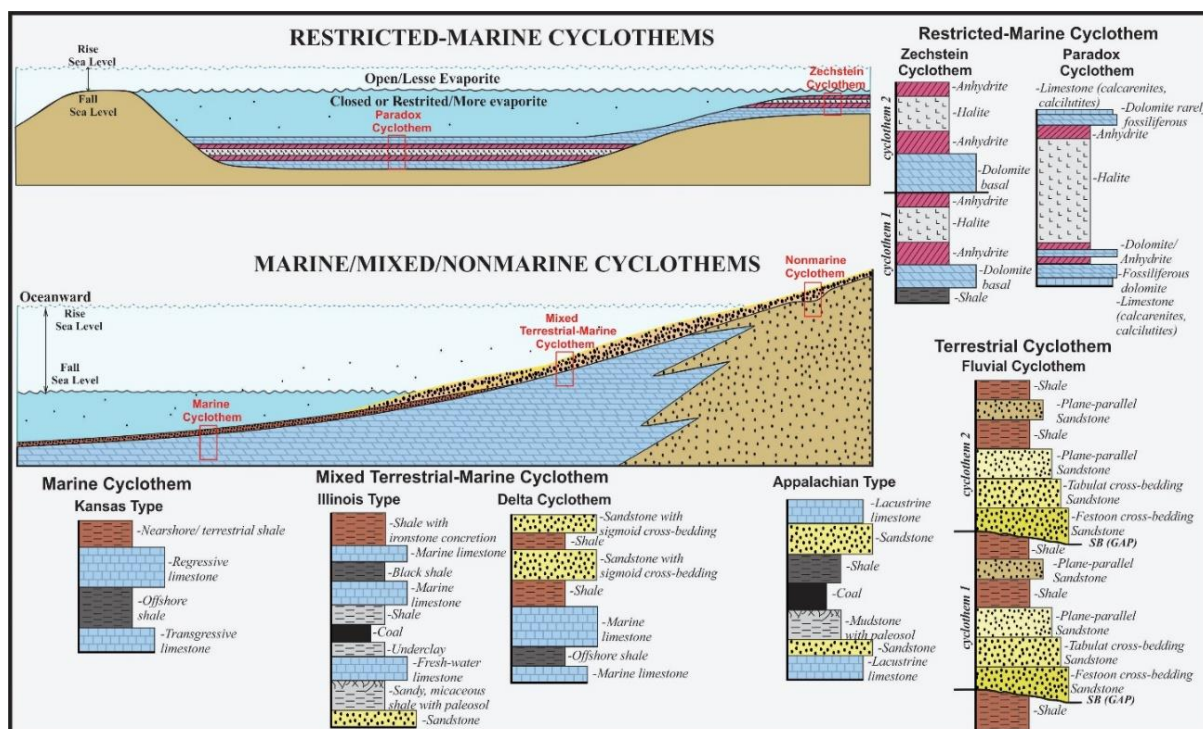


Figure 1 - Types of cyclothems: Type 1–terrestrial (Heckel, 1995; Catuneanu and Bowker, 2001), Type 2–mixed terrestrial-marine (Heckel, 1980; Cecil et al., 2003), Type 3–marine (Heckel, 1991), and Type 4– restricted-marine (evaporite-bearing) (Herman and Barkell, 1957; Wagner and Peryt, 1997), with some examples of lithostratigraphic patterns.

3. CARBONIFEROUS-PERMIAN CYCLOTHEMIC DEPOSITS IN SOUTH AMERICA

3.1. LATE PALEOZOIC BASINS IN SOUTH AMERICA

During the Late Paleozoic, South America was located at low to high Southern Hemisphere paleolatitudes (5-70 °S) as the westernmost part of the supercontinent Gondwana. It contained more than a dozen actively subsiding depositional basins that were separated by structural highs with little to no sedimentary record (Fig. 2; López Gamundi et al., 1992; Isaacson et al., 1999; Limarino and Spalletti, 2006). Limarino and Spalletti (2006) identified two types of basins in South America, intracratonic basins and active-margin basins. Intracratonic basins show limited magmatic and tectonic activity, with low or moderate subsidence rates, limiting the thickness of Upper Paleozoic successions. The active-margin basins, including both arc-related and retroarc basins, generally had higher subsidence rates and accumulated thicker successions of Upper Paleozoic deposits (Dickinson, 1978; Ingersoll and Busby, 1995). The arc-related basins underwent intense post-Paleozoic deformation,

magmatism, and metamorphism, whereas the retro-arc basins preserve less deformed and altered Upper Paleozoic successions (Limarino and Spalletti, 2006).

The southern part of South America was intermittently glaciated from the Late Devonian to Early Permian, with widespread accumulation of proglacial sedimentary deposits (Veevers and Powell, 1987; Frakes and Francis, 1988; Veevers and Powell, 1994; Crowell, 1999). The glacial deposits of southern South America have received extensive study (e.g., Santos et al., 1996; Eyles et al., 1995; Andrews et al., 2019). The proximity of these sedimentary basins to major ice centers during glacial periods favored accumulation of massive diamictites resting on grooved and striated surfaces, sheared diamictites deposited as subglacial lodgment tills, and glaciomarine stratified diamictites and laminated shales containing dropstones (Limarino and Césari, 1988; Isaacson and Díaz Martínez, 1995; Winn and Steinmetz, 1998; Isbell et al., 2003; Limarino and Spalletti, 2006) (Fig. 2).

The sedimentary basins in the northern and central parts of South America provide an extensive record of far-field sedimentation during the LPIA. We selected eight basins with thick Upper Paleozoic stratigraphic successions for this review, including five intracratonic basins (Parnaíba, Amazonas, Solimões, Paraná, and Chaco-Paraná), an intermontane basin in the proto-Andes (Titicaca), and two cratonic-margin basins (Río Blanco and Tarija) (Fig. 3). These basins preserve mainly marine and mixed terrestrial-marine cyclothems of Late Paleozoic age that are potentially correlatable with far-field cyclothem successions in North America and Europe. The cyclothem records of these basins will be the main focus of the present review (Table 1). All of these basins also contain interglacial highstand deposits composed largely of marine carbonate and evaporite sequences. Such deposits are widespread in both active-margin basins such as the Titicaca and Madre de Dios basins (Isaacson and Díaz Martínez, 1995; Grader et al., 2008) and intracratonic basins such as the Parnaíba, Amazon, and Solimões basins (Caputo and Silva, 1990; Becker, 2005; Matsuda et al., 2010; Medeiros et al., 2019) (Fig. 2).

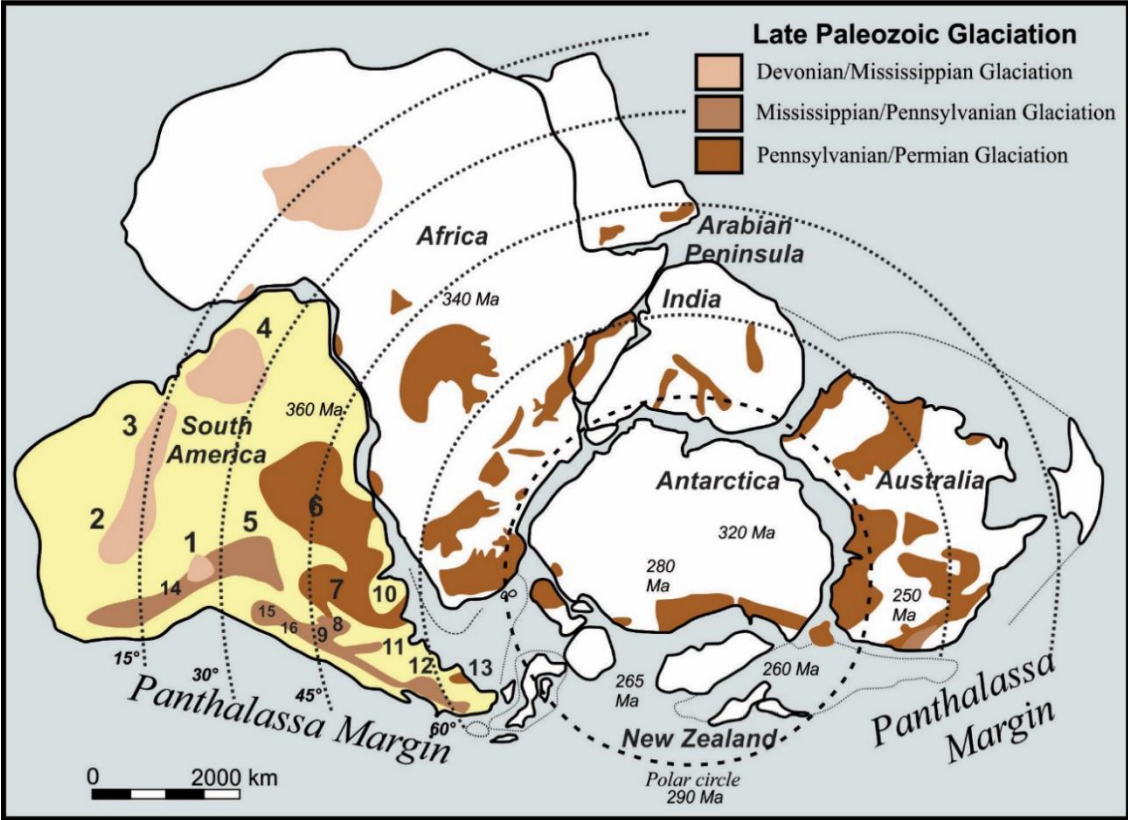


Figure 2 - Distribution of glacial features across Gondwana during the Late Paleozoic (modified from Isbell et al., 2003). The map projection is for 280 Ma. South American basins: 1. Titicaca Basin; 2. Solimões Basin; 3. Amazonas Basin; 4. Parnaíba Basin; 5. Tarija Basin; 6. Paraná Basin; 7. Chaco-Paraná Basin; 8. Paganzo Basin; 9. Calingasta-Uspallata Basin; 10. Sauce Grande Basin; 11. San Rafael Basin; 12. Tepuel Basin; 13. Golondrina Basin; 14. Madre de Dios Basin; 15. Navidade-Arizaro Basin; 16. Rio Blanco Basin.

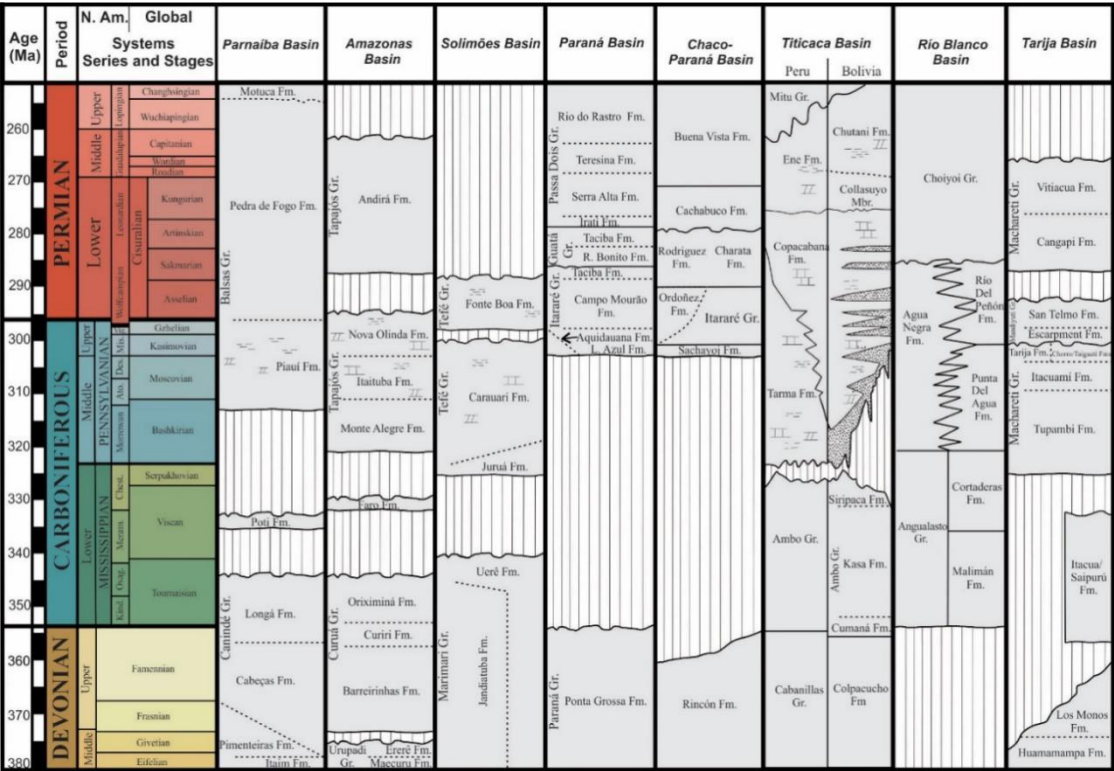


Figure 3 - Stratigraphic correlation chart for Devonian to Permian units of South American basins.

Table 1. List of cores/outcrops discussed in this study.

Basin	Group/Formation	Core/Outcrop	Localization	Latitude/Longitude	Reference
Solimões Basin	Carauari Formation	Core 28	In the center of the Juruá Sub-Basin	04°30'S 66°30'W	Becker (2005)
Amazonas Basin	Monte Alegre and Itaituba formations	Cores F01, F04, F05, F25	Near the city of Uruará	4°15'40''S 53°51'00''W 4°15'45''S 53°51'15''W 4°15'40''S 53°51'15''W 4°15'15''S 53°52'15''W	Silva (2019)
Amazonas Basin	Nova Olinda Formation	Cores 1TR0001 PA, 2AP0001A PA, 2PR0001 PA, 9PJ0001 PA, 1PFJ0003 AM, 9PFJ0002 AM, 1RUT0001 AM, 9PA0010 AM, 1BRSA112AM, 1F20001 AM, 1UA0002 AM, 2UA0003 AM, 1UA0001 AM	Area studied between the State of Pará and Amazonas	Area between: 2°0' to 4°30' S 55° to 59° W	Caputo (2009)
Parnaíba Basin	Piauí formation	Cores 4, 5, 6, 7	cores in an east-west section in the state of Maranhão	5°15'S 45°45'W 5°30'S 47°45'W 5°45'S 46°15'W 5°20'S 44°45'W	Lima Filho (1998)
Titicaca Basin	Copacabana Formation	Outcrops	Near the Lake Titicaca	16°30' S 68°30' W	Grader et al., (2008)
Río Blanco Basin	Cortaderas Formation	Outcrops	Exposed along the eastern margin of the Río Blanco Basin	29°10' S 69°05' W	Limarino et al., (2006)
Tarija Basin	Escarpment Formation	Outcrops	Area studied between northern Argentina and southern Bolivia	Area between: 22° to 23°S 63° to 65°30'W	Starck and Papa (2006)
Paraná Basin	Rio Bonito Formation	Quitéria outcrop	Southeast of the Paraná Basin, near the capital of Porto Alegre	30°20'10''S 52°10'30''W	Jasper et al., (2006)
Chaco-Paraná Basin	Victoriano Rodríguez Formation	Core Ordóñez	Near the Sierras Pampeanas in Argentina	31°30' S 62°30' W	Winn and Steinmetz (1998)

3.2. CYCLOTHEMS IN INTRACRATONIC BASINS

3.2.1. Parnaíba Basin

The Parnaíba Basin is an intracratonic basin with an area of ~600,000 km² in northeastern Brazil and a maximum sedimentary fill of 3.4 km comprising mainly Paleozoic-age deposits (Góes and Feijó, 1994). Vaz et al. (2007) subdivided the Parnaíba Basin succession into five 2nd-order depositional units. The Upper Carboniferous-Lower Triassic Balsas Group, which represents the third major unit, records a progressive continentalization and desertification punctuated by episodic transgressive marine pulses. This group consists of the Piauí, Pedra de Fogo, Motuca and Sambaíba formations (Vaz et al., 2007) (Fig. 3). The Piauí Formation accumulated in a shallow platform environment of Moscovian age (Campanha and Rocha-Campos, 1979; Anelli, 1994, 1999). The Pedra de Fogo Formation was dated to the Cisuralian based on petrified wood (Dias Brito et al., 2007; Conceição et al., 2016).

Permo-Carboniferous cyclothems have been reported from the Piauí and Pedra de Fogo formations. Based on descriptions of nineteen drillcores, Lima Filho (1998) identified two 3rd-order cycles in the Pennsylvanian (~270 m Piauí Formation) and Permian (~450 m Pedra de Fogo and Motuca formations), each containing multiple 4th-order cycles composed of a transgressive sequence set (TSS) and highstand sequence set (HSS) (Fig. 4; Table 1). The Pennsylvanian sequence is composed of eleven 4th-order cycles ranging from ~50 to 80 m in thickness, with the last five cycles consisting of (in ascending order) limestone or dolomite with corals, molluscs and brachiopods; marine black shale with organic matter and conodonts; thin evaporite layers; red shale of lake/prodelta origin; and fine- to medium-grained sandstones of river mouth bars. The Pennsylvanian cyclothems exhibit fossiliferous carbonates also present on top of the marine shales; the marine shales represent a maximum flooding surface; and deltaic sandstones and nearshore shales (from lake/prodelta) on the top of cycles. Lima Filho (1998) compared these with Kansas-type cyclothems due to marine carbonate layers, but Medeiros (2015) noted the presence of thick deltaic deposits and demonstrated their mixed terrestrial-marine character. The Permian sequence has ten 4th-order cycles, with the first six consisting of sandstones, carbonates, shales and sandstones, with a shallowing-upward pattern (Fig. 4).

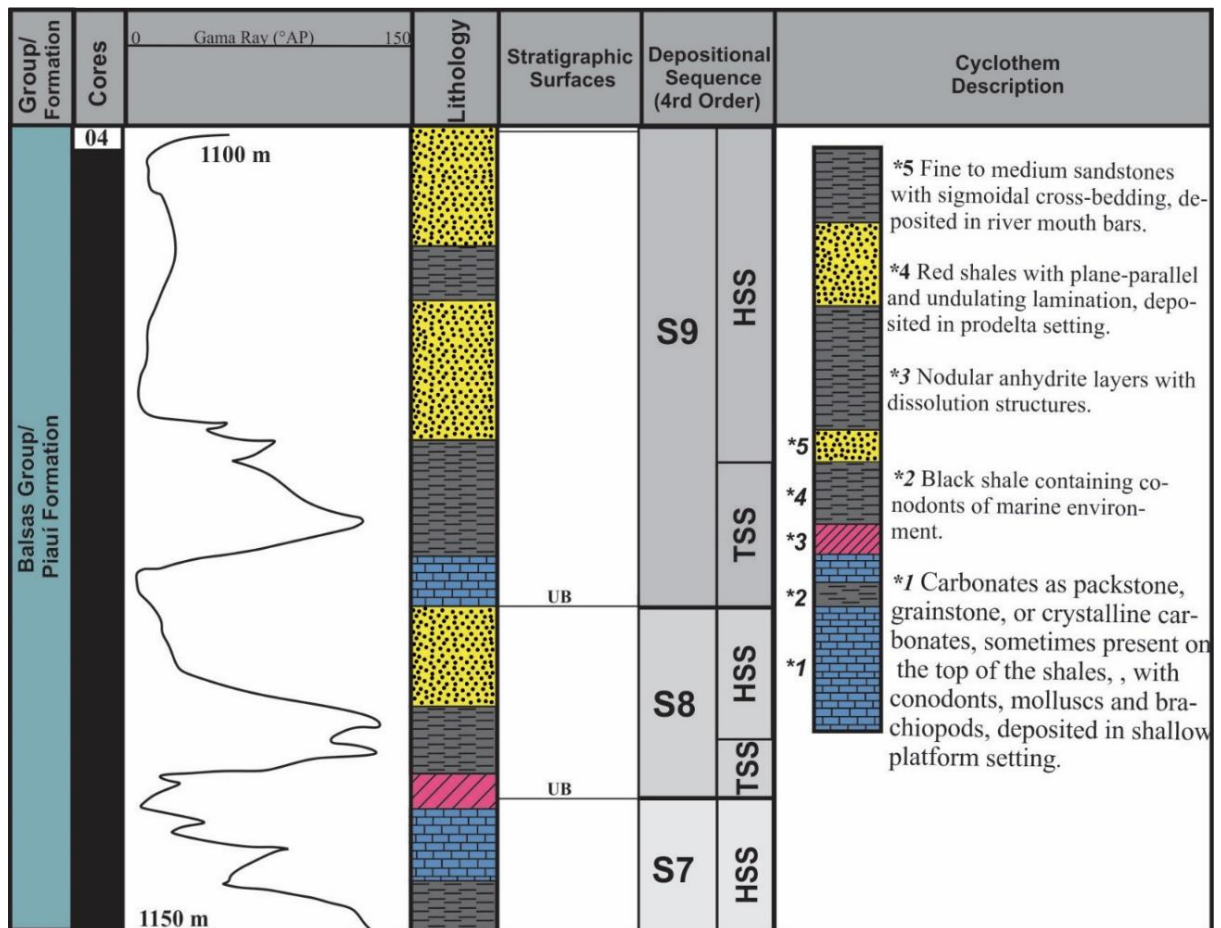


Figure 4 - Stratigraphy and description of five 4th-order mixed terrestrial-marine cyclothems from the Upper Pennsylvanian Piauí Formation of the Balsas Group in the Parnaíba Basin, based on analysis of cores and well logs (modified from Lima Filho, 1998; Medeiros et al., 2019).

3.2.2. Amazonas Basin

The intracratonic Amazonas Basin, located in northern Brazil, comprises an area of approximately 500,000 km² with a maximum sedimentary fill of up to 5 km ranging from the Ordovician to Recent (Cunha et al. 2007; Matsuda et al., 2010) (Fig. 3). It was connected to the global ocean via the Solimões Basin and has a shared depositional history with the latter. The Pennsylvanian-Permian Tapajós Group contains transgressive-regressive cycles composed mainly of eolian sandstones in the Monte Alegre Formation; marine-lacustrine carbonates, evaporites, shales, and sandstones in the Itaituba Formation; marine limestones and evaporites in the Nova Olinda Formation; and restricted-marine and lacustrine sandstones, siltstones, and red shales in the Andirá Formation (Cunha et al., 2007; Silva, 2019) (Fig. 3).

The Amazonas Basin, as well as the Solimões Basin, offer limited Upper Paleozoic outcrops and most studies have relied on drillcores (Table 1). The Permo-Carboniferous fossils of the Amazonas Basin has been extensively studied, providing biostratigraphic control. The

identification of conodonts, foraminifera, invertebrates and palynomorphs demonstrate a Bashkirian age for the Monte Alegre Formation (Scomazzon et al., 2016), Bashkirian-Moscovian for the Itaituba Formation (Nascimento, 2008; Nascimento et al, 2010; Moutinho et al., 2016; Scomazzon et al., 2016), and Moscovian for the New Olinda Formation (Playford and Dino, 2000).

The Amazonas Basin contains an extensive cyclothem record of Late Carboniferous age related to the interglacial interval between Glacials II and III. Silva (2019) identified five Pennsylvanian 4th-order cycles of 133 to 210 kyr each in the Monte Alegre and Itaituba formations of the Tapajós Group, which represent the last major transgressive event that connected the Amazonas Basin with the Solimões Basin. The strata comprise (1) coastal/eolian cycles; (2) supratidal cycles; (3) intertidal cycles; (4) lagoonal cycles; and (5) shelf cycles. These cycles contain a transgressive sequence set (TSS) overlain by retrogradational and aggradational strata representing intercalations of continental coastal deposits and shallow marine deposits (Fig. 5). Silva (1996, 2019) worked on the Upper Itaituba and Lower Olinda formations, recognizing similarities with Kansas-type cyclothem due to cyclicity between deep- and shallow-marine facies. These cyclothem have thicknesses up to 2 m, are composed of bioclastic grainstone and terrigenous sand from inlet channels incised on the inner shelf; wackestone with a high diversity of bioclasts, and lime mudstone in an upward-fining sequence.

Restricted-marine cyclothem were also identified in the Lower Permian Nova Olinda Formation of the Amazonas Basin. Szatmari et al. (1975) and Caputo (2009) reported cyclothem ranging from ~20 to 50 m and composed of shale, siltstone or sandstone, limestone, anhydrite, and halite in moving upsection. In each cycle, chemical sedimentation started with carbonates, first bioclastic then stromatolitic, overlain and partially replaced by anhydrite. In older cycles this anhydrite is overlain by low-bromine coarse-grained halite, formed in large lagoons. The halite shows signs of penecontemporaneous recrystallization in freshwater, and it interfingers with and grades into continental red shales and siltstones. Younger cycles terminate with sylvanite (sylvite + halite) deposition, indicating increased aridity within the basin. Although Silva (1996) compared the Nova Olinda Formation to Kansas-type cyclothem, the Zechstein cyclothem model may be a more suitable analog.

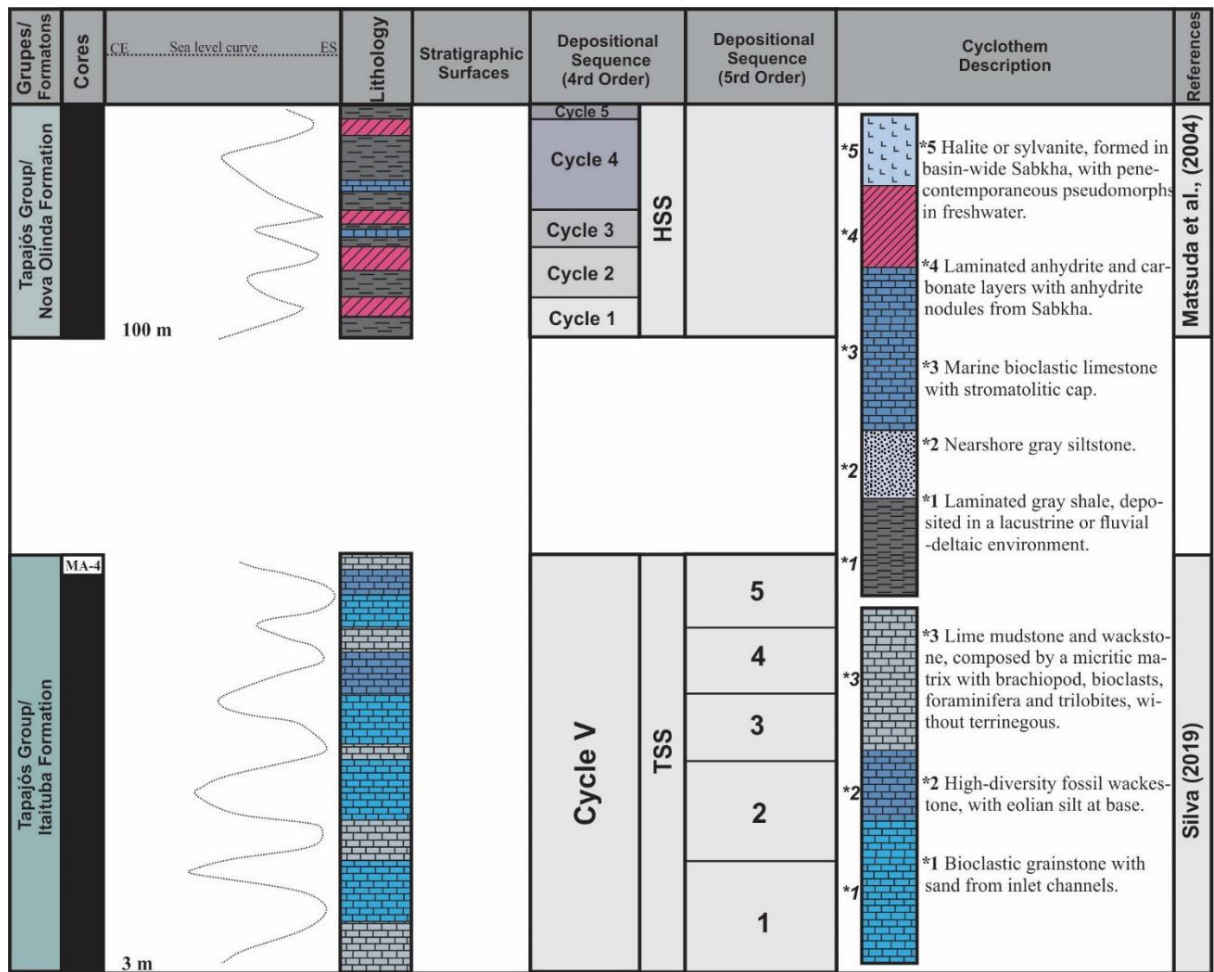


Figure 5 - Stratigraphy and description of 4th-order cyclothems from the Tapajós Group in the Amazonas Basin, including one marine cyclothem in the Upper Pennsylvanian Itaituba Formation and five restricted-marine cyclothems in the Lower Permian Nova Olinda Formation, based on analysis of cores and well logs (Silva, 2019; Caputo, 2009).

3.2.3. Solimões Basin

The Solimões Basin is an intracratonic basin of the Amazon Craton, covering 440,000 km² in Amazonas State in northern Brazil. It is divided by the Carauari Arch into the Jandiatuba Subbasin to the west and the Juruá Subbasin to the east (Wanderley Filho et al., 2007). It contains deposits ranging from Ordovician to Quaternary in age, with the Upper Carboniferous-Permian Tefé Group of relevance to the present study (Wanderley Filho et al., 2007). The Tefé Group contains fluvial, estuarine and coastal eolian deposits of the Juruá Formation, evaporitic deposits of the Carauari Formation, and thick red siltstones with rare lenses of nodular anhydrite and limestone deposited in fluvio-lacustrine continental environments of the Fonte Boa Formation (Silva, 1988). This succession contains small-scale transgressive-regressive cycles in the Carauari Formation, and it records an overall large-scale marine regression during the Late Carboniferous to Early Permian (Becker, 1997) (Fig. 3).

The cyclothem record in the Solimões Basin is poorly explored, although recent stratigraphic studies have drawn attention to eustatic cycles in the Upper Paleozoic. The Carauari Formation of the Tefé Group contains cyclothem ranging from ~25 to 50 m in thickness, consisting of a lowstand sequence set (LSS), transgressive sequence set (TSS), and highstand sequence set (HSS) (Beckel, 1997, 2005) (Table 1). The LSS is composed of 5th-order cyclic intercalations of sabkha halite and anhydrite forming an evaporitic wedge; eolian and fluvial sandstones; and supratidal laminated mudstones and thinner calcareous shales with an aggradational and progradational sedimentary stacking pattern. The juxtaposition of anhydrite above halite is considered to indicate marine transgressive that led to dilution and addition of sulfate to sabkha brine. The TSS was identified based on the retrogradational pattern of shales and calcilutites toward the maximum flood surface of the 3rd-order sequence. The HSS is composed of offshore laminated black shales with sponge spicules and bioturbated tidal-flat deposits containing flaser and lenticular bedding (Becker, 2005). Becker (1997) recognized similarities with the Kansas cyclothem model: in the LSS, halite corresponds to the paleosol, sabkha deposits to the coal; in the TSS, the anhydrite corresponds to fluvial sandstone, the mudstone/wackestone to tidal-inlet coal; in the HSS, the algal mudstone or oolitic grainstone corresponds to delta-flat coal, and mudstone/wackestone to boundstone/mudstone. Although Solimões Basin cyclothem were interpreted in the context of a marine cyclothem model, similarities with evaporative cyclothem of the Paradox Basin also exist (Fig. 6).

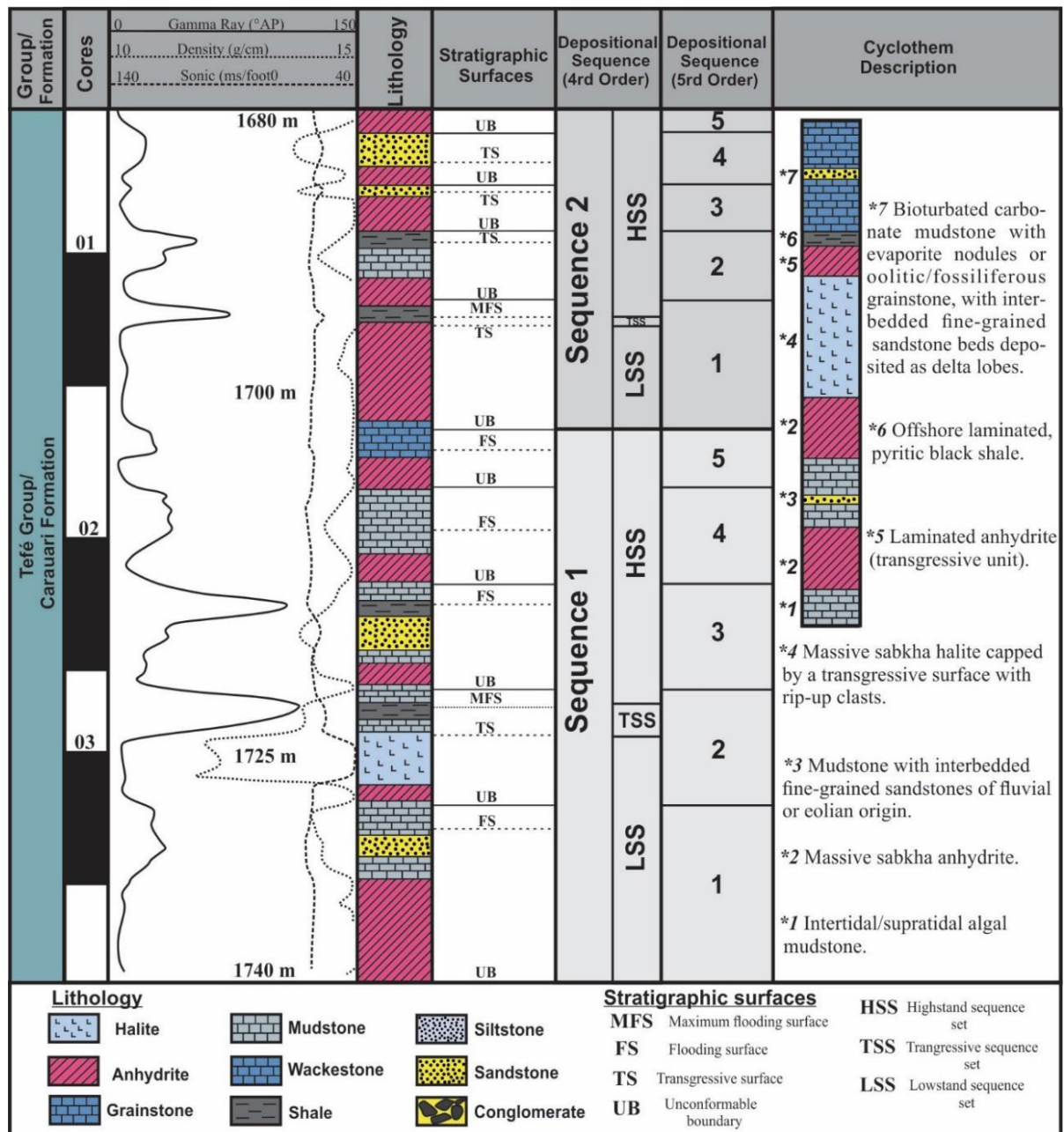


Figure 6 - Stratigraphy and description of two 4th-order and ten 5th-order restricted-marine cyclothems (sequences) from the Upper Pennsylvanian Carauari Formation of the Tefé Group in the Solimões Basin, based on analysis of cores and well logs. UB indicates 4th-order unconformable boundaries next to the halite base, or on top of the laminated/solid anhydrite. Note that the 5th-order sequences exhibit a fining-upward pattern (Becker, 2005).

3.2.4. Paraná Basin

The Paraná Basin covers an area of 1.5×10^6 km² across southern Brazil, northern Argentina, Uruguay, and Paraguay (Milani et al., 2007). It has an elongate, NE-SW-trending shape and contains deposits ranging from Ordovician to Cretaceous in age (Milani and Ramos, 1998). Milani (2000) recognized six supersequences, of which Gondwana Supersequence 1 (Upper Carboniferous-Lower Triassic), consisting of the Itararé, Guatá and Passa Dois groups, coincided in large part with the LPIA. The Rio Bonito and Palermo formations of the Guatá

Group record post-glacial transgressions that reworked delta lobes by tidal action (Milani et al., 2007). The Rio Bonito Formation is composed of thick, shaly marine sediments at its base that contain tempestites (Castro, 1991), and that are overlain by fine sandstones and siltstones containing coal layers (Fig. 3; Bortoluzzi et al., 1987). The age of the Rio Bonito Formation is still controversial: stratigraphic and paleontological data favor a late Sakmarian-early Artinskian age (ca. 290 Ma), whereas U-Pb dating of Matos et al. (2001) yielded an age of 267.1 ± 3.4 Ma that, however, may be incorrect.

The Upper Paleozoic of the Paraná Basin preserves excellent records of the Glacial III event and underlying/overlying interglacial deposits, although cyclothem analysis has been limited to date. Jasper et al. (2006) studied the Rio Bonito Formation in the southeastern Paraná Basin, working on swamp paleoenvironments associated with coastal barriers and lagoons in the Quitéria outcrop, where he recognized 4th-order cycles with thin coal beds in a transgressive sequence set (Table 1). These cycles range from ~10 to 90 m and are composed (from base to top) of conglomerate, shale, coal, and siltstone with root marks. The conglomeratic facies accumulated in meter-thick fining upward units that accumulated on alluvial fans. The overlying gray shales are thick (~20 m) paludal (swamp) deposits containing abundant palynomorphs and mm-thick coal laminae, which reflect a relative water-level rise. The top of each cyclothem consists of cm-thick light gray siltstone beds that record regressive sedimentation and paleosol development (Fig. 7). The cyclothems identified by Jasper et al. (2006) are terrestrial due to the absence of any marine facies.

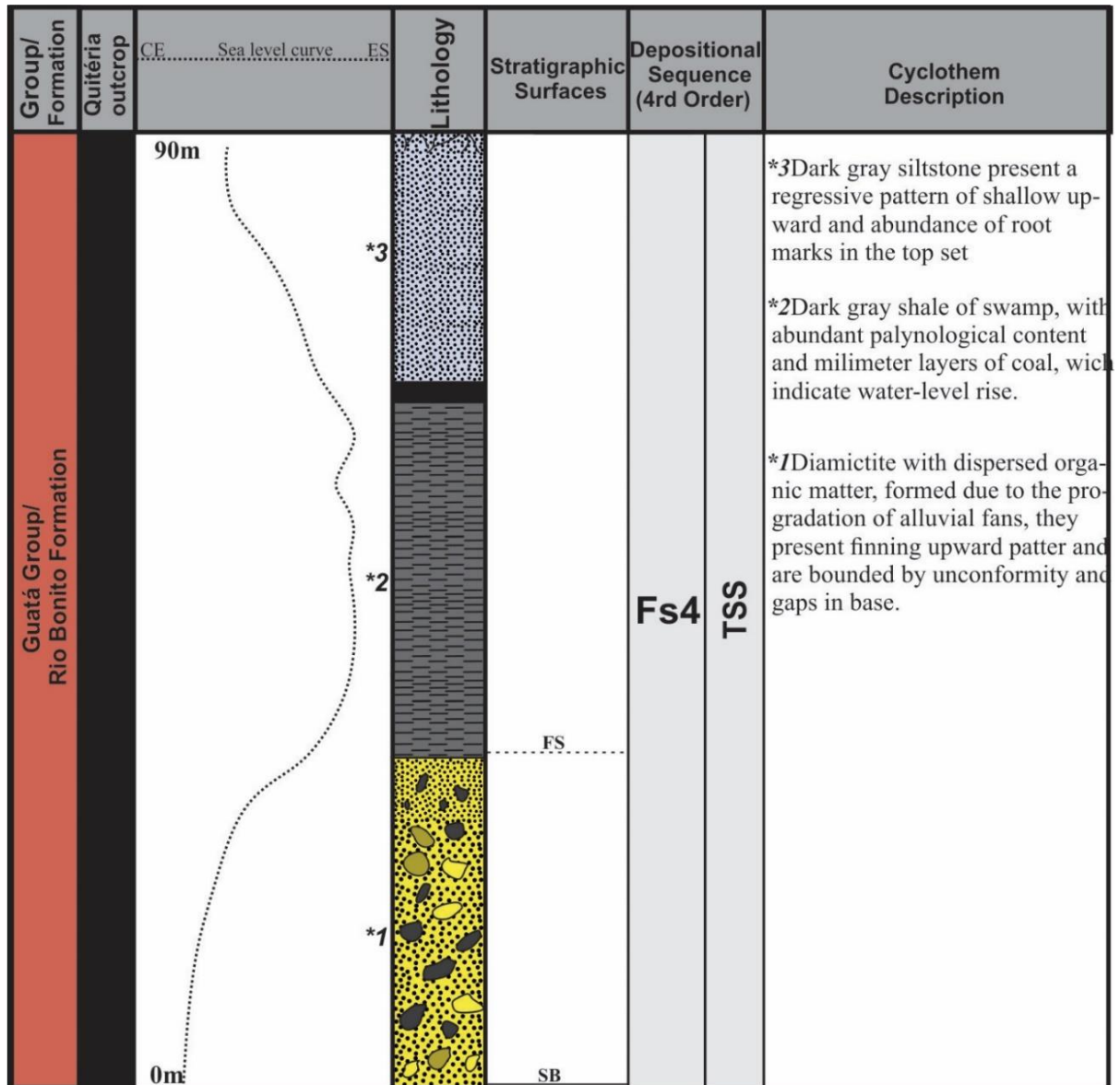


Figure 7 - Terrestrial cyclothem in the Quitéria outcrop of the Lower Permian Rio Bonito Formation in the Paraná Basin (Jasper et al., 2006).

3.2.5. Chaco-Paraná Basin

The Chaco-Paraná Basin (CPB) in northwestern Argentina and Uruguay is a Paleozoic intracratonic basin with an area of 500,000 km² that constitutes the southwestern part of the Paraná Basin (PB) and is separated from it by the Asunción Arch. It contains deposits of Cambrian to Cenozoic age, including a major Upper Paleozoic-Mesozoic sequence (Pezzi and Mozetic, 1989). The CPB has its origin prior to the PB, although Upper Paleozoic and Mesozoic sequences accumulated as a single deposit across both basins (Milani e Thomaz Filho, 2000). The Upper Paleozoic succession contains continental, coastal, marine and glacial-marine or glacial-lacustrine facies in two main units: the Kasimovian-Asselian Ordoñez Formation and the Asselian-Artinskian Victoriano Rodríguez Formation (Padula and Mingramm, 1969) (Fig.

3). The Victoriano Rodríguez Formation is a 660-m-thick package of glacio-marine sandstone, siltstone, and shale (Winn and Steinmetz, 1998).

Although discussion of cyclicity in these units has been limited, post-glacial deposits of the Victoriano Rodríguez Formation show cyclicity influenced by glacial-eustatic variation. Winn and Steinmetz (1998) described cyclic sequences of fining-upward fluvial deposits in the Victoriano Rodríguez Formation with thicknesses ranging from ~200 to 300 m (Table 1). These cycles resemble nonmarine cyclothems, and consist (from base to top) of fine to very coarse grained sandstones and pebbly, gray, green, or red, with cross-bedded and base dug due to the formation of fluvial channels. A fissile and organic-rich dark gray to black shale with abundant palynomorphs, lacks sand grains and broken pebbles. And at the top, the bioturbated light gray mudstone, with abundant transported plant debris (Fig. 8).

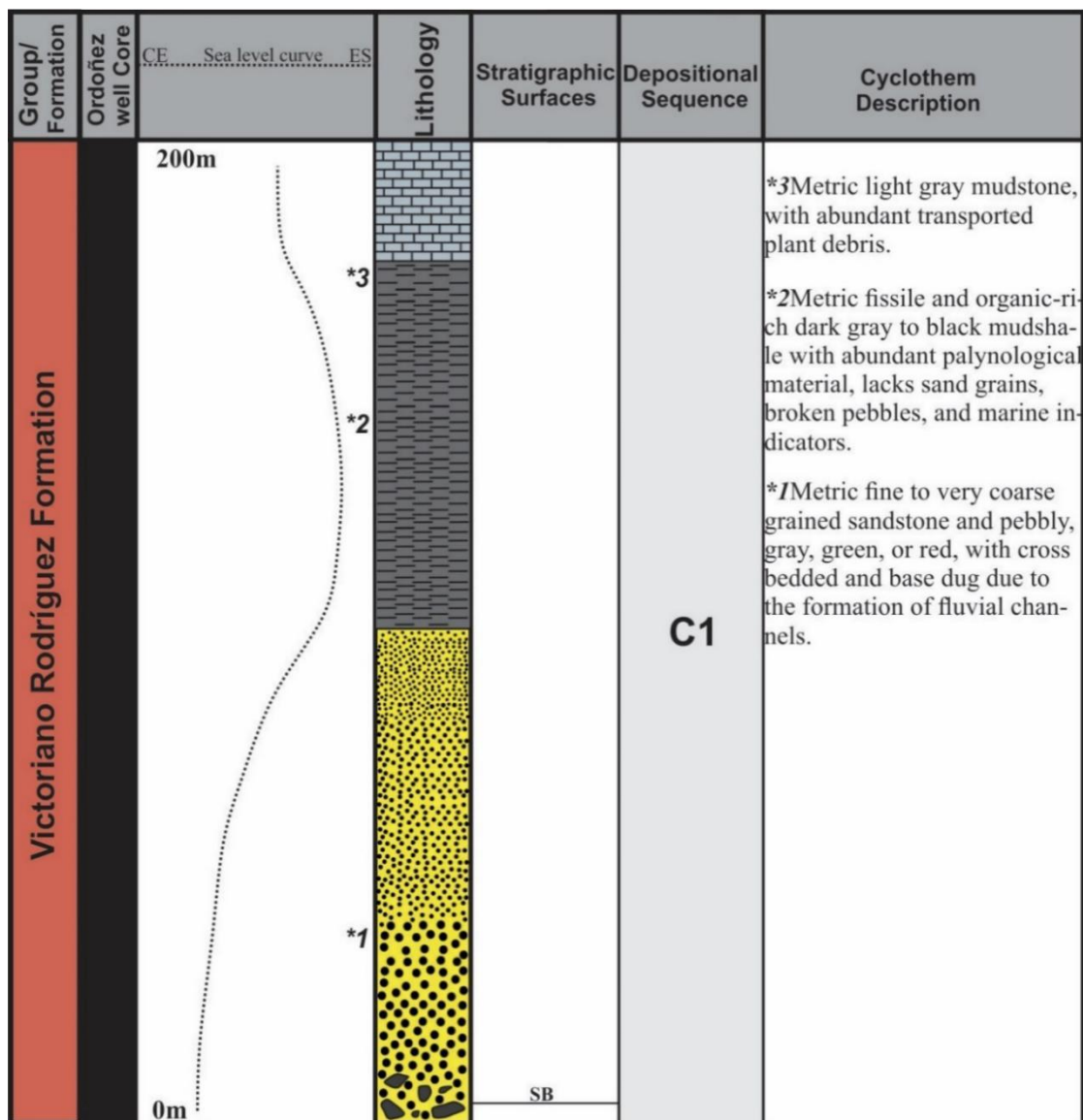


Figure 8: Terrestrial/fluvial cyclothems containing thin marine limestones in the Lower Permian upper Victoriano Rodríguez Formation of the Chaco-Paraná Basin (Winn and Steinmetz, 1998).

3.3. CYCLOTHEMS IN INTERMONTANE BASINS OF THE PROTO-ANDES

3.3.1. Titicaca Basin

The Titicaca Basin in the Central Andes lies across the Peru-Bolivia border. It accumulated a basin fill of >20 km thickness, including ~1.8 km of Permo-Carboniferous strata (Perupetro S.A, 2008). The Carboniferous deposits, which accumulated in a northwest-southeast-trending basin during marine transgressions of the Bashkirian-Artinskian, include the Yaurichambi and Copacabana formations of the Titicaca Group, which are overlain by the Collasuyoe Member and the Chutani Formation in Bolivia, and by the Ene Formation in Peru (Sakagami, 1995; Sempere et al., 1990, 2002; Grader et al., 2008) (Fig. 3). The Copacabana Formation consists of sandstones, terrigenous mudstones, limestones, dolomites, caliches, and other lithologies (Isaacson et al., 1995). The age of deposition is constrained by an abundant fusulinid fauna from the Copacabana Formation together with chronostratigraphic data (Oviedo-Gómez, 1965; Helwig, 1972; García-Duarte, 1989; Grader, 2003) (Fig. 3).

The Titicaca Basin yields an excellent record of cyclicity in the lower and upper members of the Copacabana Member, which are separated by a significant time gap (Table 1). The lower member, of Bashkirian to Moscovian age, contains several decameter-scale 3rd-order cycles consisting of deepening-upward transgressive system sets (TSS) overlain by shallowing and progradational lithofacies of a highstand system set (HSS), enclosed by thin evaporite layers (Grader et al., 2008) (Fig. 9). The meter-scale 4th-order cycles (or parasequences) consist of basal muddy, bioturbated, storm-deposited marine carbonates that locally shallow upward into skeletal grainstone and evaporite caps. These units exhibit a stacking pattern similar to Kansas-type cyclothems, comprising (from base to top) a basal flooding surface, thin transgressive skeletal grainstones, meter-thick lime gray to black mudstones and shales, a maximum flooding surface, light-gray open-marine bioclastic wackestone and packstone, nearshore shale and siltstone that form cm-thick, coarsening upward layers, and finally a paleosol and erosive subaerial contact at the top (Fig. 9). The bioclastic layers contain mm- to cm-sized fragments of brachiopods, bryozoans, echinoderms, and fusulinids, reflecting open-marine conditions.

The upper Copacabana member, which is of Artinskian age, is recognized around Lake Titicaca. It contains more sandstone and grainstone, and lesser amounts of shale, in coarsening- and shallowing-upward sequences, suggesting that the amplitudes of eustatic fluctuations were

decreasing during its deposition (Grader et al., 2008). These cycles are characterized by sandstone influx and aggradation of cross-bedded sandy grainstones in shoal environments.

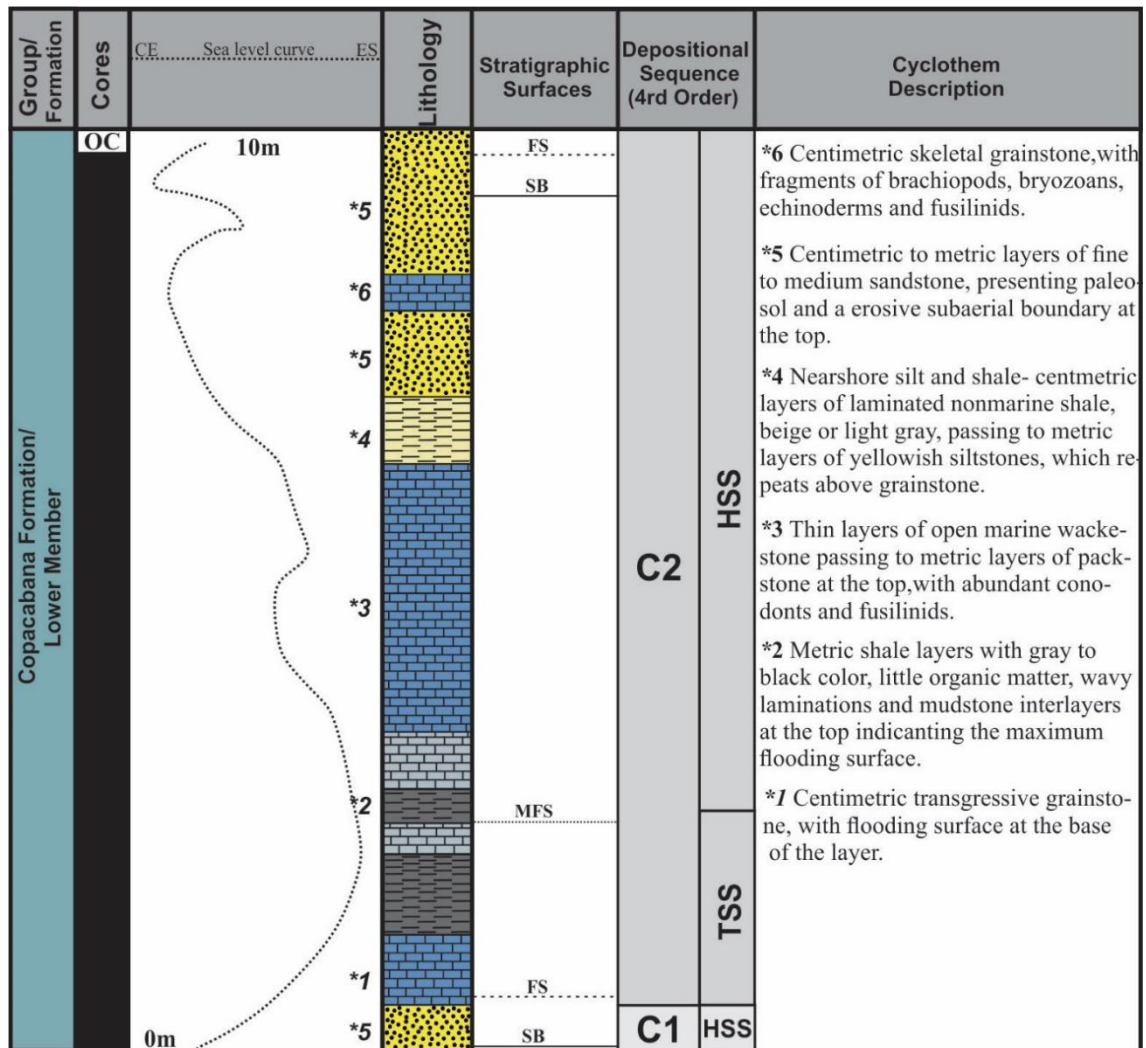


Figure 9 - Two 4th-orde marine cyclothem in the Upper Pennsylvanian upper Lower Copacabana Formation in the Titicaca Basin (Grader et al., 2008).

3.4. CONTINENT-MARGIN BASINS

3.4.1. Río Blanco Basin

The Río Blanco Basin, which is located in the NW Precordillera of Argentina, formed during the Late Devonian and Mississippian (Limarino et al., 2006). It contains a thick succession of Mississippian sediments of the Angualasto Group, including the Malimán and Cortaderas formations (Scalabrini Ortiz, 1970, 1973; Limarino and Césari, 1993). The lower Cortaderas Formation, which was deposited on an unconformity surface, consists of coarse fan-delta conglomerates, followed by sandstones, shales, and diamictites representing low-gradient alluvial coastal plains (Limarino et al., 2006). The glacial deposits and marine shales contain palynomorphs of probable Visean age (Césari and Gutiérrez, 2000).

The 840-m-thick Middle Member of the Cortaderas Formation preserves an excellent cyclothem record (Limarino et al., 2006). These up to 3-m-thick fining-upward fluvial cycles were formed by high-sinuosity river systems with wide, low-gradient floodplains, which were interrupted by at least two brief marine transgressive events (Table 1; Limarino et al., 2006). The cyclothem begin with medium- to fine-grained conglomerates resting on a low-relief erosional surface, followed by cross-bedded, medium- to coarse-grained sandstones overlain in turn by dark, occasionally organic-rich mudstones with paleosols (Fig. 10). The marine transgressions are represented by horizontal or cross-laminated, fine- to very fine-grained sandstones with thin shale intercalations, and they contain poorly preserved marine invertebrates and intraformational breccias.

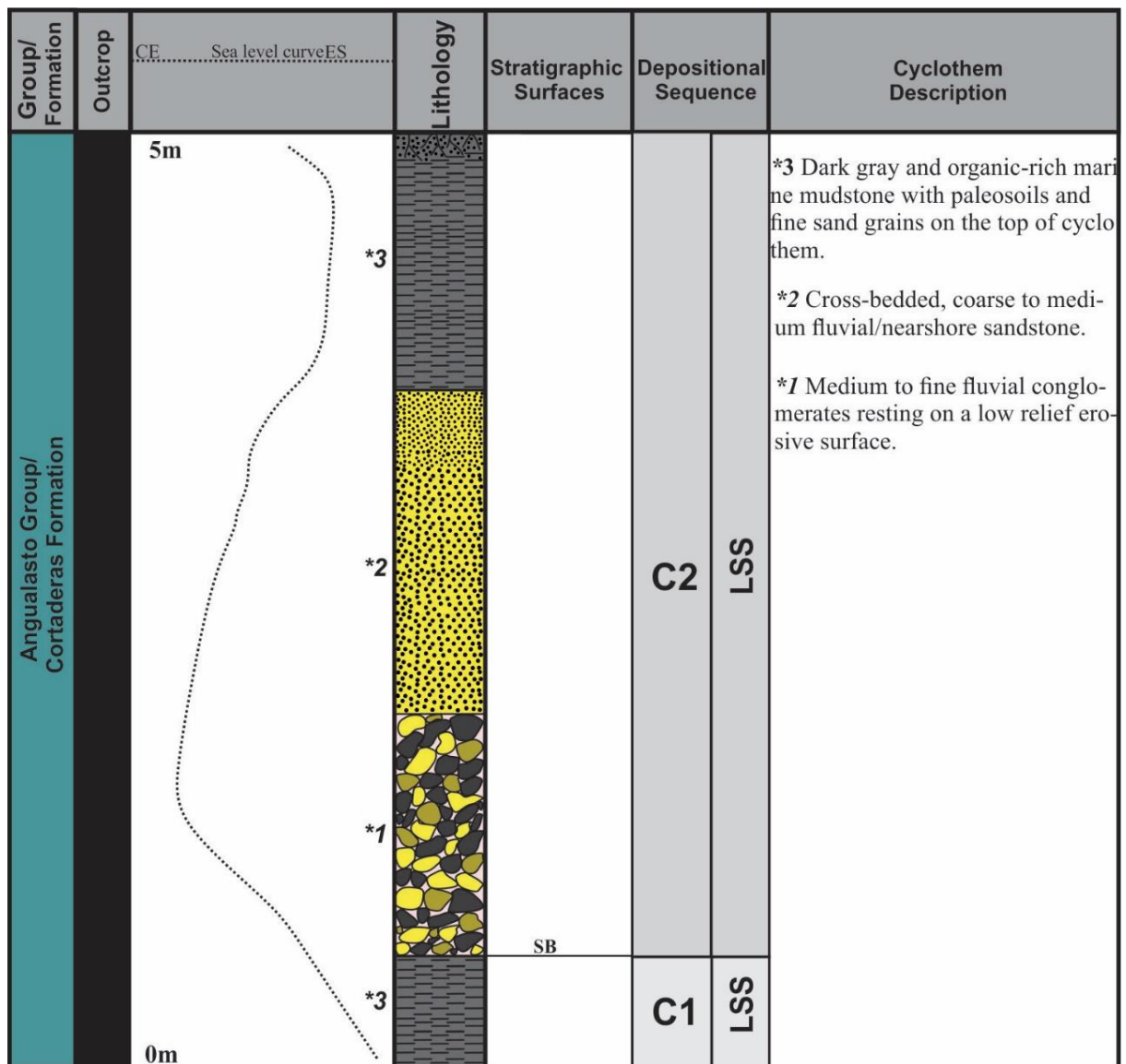


Figure 10 - Terrestrial/Fluvial cyclothem in Upper Mississippian Middle Member of the Cortaderas Formation in the Río Blanco Basin (Limarino et al., 2006b).

3.4.2. *Tarija Basin*

The Tarija Basin developed on the paleo-Pacific margin of southwestern Gondwana, in present-day Bolivia and northwestern Argentina. It accumulated ~2500 m of mainly continental sediments from the Carboniferous to the Jurassic, which are divided into the unconformity-bounded Macharetí, Mandiyutí, Cuevo, and Tacurú groups (Starck et al., 1993; Starck, 1999). The Mandiyutí Group of Kasimovian-Asselian age comprises two formations: the Escarpment (or Las Penãs) Formation and the San Telmo Formation. The Escarpment Formation consists of fluvial/lacustrine cross-bedded sandstone deposited in paleovalleys (Fig. 3; Starck, 1995; di Pasquo and Azcuy, 1999; Azcuy and di Pasquo, 2000; di Pasquo et al., 2001).

Cyclicity in the Escarpment Formation is poorly explored to date. Starck and del Papa (2006) recognized normally and inversely graded fluvial cycles of 50 m thickness in the Bolivian Escarpment Formation (Table 1). The base of the fining-upward cycles, which resemble the fluvial cyclothem model, consists of yellowish-white, scour-based, coarse-grained to conglomeratic sandstones displaying tabular and trough cross-bedding. The clasts are up to 30 cm in diameter and were recycled from underlying Tarija Formation diamictites. The overlying beds consist of medium- to fine-grained sandstones with climbing ripples, followed by thin layers of mud drapes intercalated with fine-grained sandstones at the top (Fig. 11).

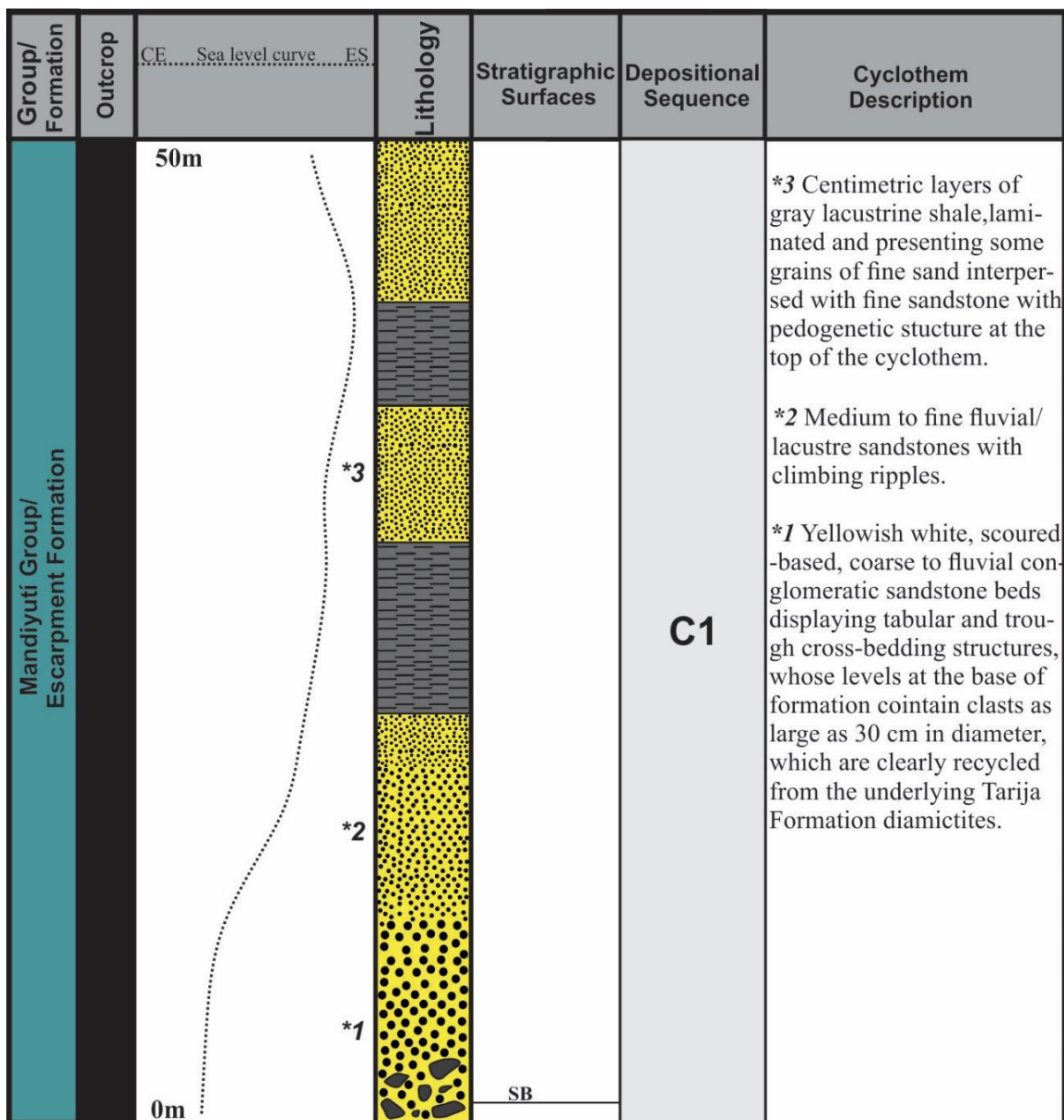


Figure 11 - Terrestrial/fluvial cyclothem in the Upper Pennsylvanian Bolivian Escarpment Formation of the Tarija Basin (Starck and Papa, 2006).

4. CORRELATION OF CYCLOTHEMS

Biostratigraphic and geochronologic data show that the cyclothems in the eight sedimentary basins described above formed mainly during four marine transgressive intervals between major glacial stages of the LPIA, when South American basins were more extensively flooded. The ages of these four glacial-minimum intervals are Visean, Bashkirian-Moscovian, Kasimovian and Sakmarian (Fig. 12).

Visean-age cyclothems are represented by terrestrial successions found in the Cortaderas Formation of the Río Blanco Basin. They were dated on the basis of a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

age (335.99 ± 0.06 Ma) for detrital zircons in an andesite clast derived from the Punta del Agua Formation present in diamictite of the Cortadeas Formation (Gulbranson et al., 2010), as well as palynological constraints based on occurrences of the taxa *Reticulatisporites magnidictyus*, *Rugospora australiensis*, and *Verrucosisporites quasigobbettii*, which were assigned to the *Reticulatisporites magnidictyus-Verrucosisporites quasigobbettii* Biozone (Peres Loinaze, 2008).

Bashkirian-Moscovian-age cyclothems are represented by a large number of units in South America. Some examples are recognized in the marine cyclothems of the Monte Alegre and Itaituba formations from the Amazonas Basin, which exhibit a great faunal diversity with brachiopods, gastropods, crinoids, and conodonts (*Ellisonia* sp., *Neognathodus symmetricus* and *Streptognathodus* sp.) that serve as biostratigraphic markers (Silva, 2019). The restricted-marine cyclothems from the Carauari Formation in the Solimões Basin contain a large assemblage of fusulinids, including *Millerella-Eostaffella* local assemblage Zone and the *Plectostaffella* Subzone (Altiner and Savini, 1991), as well as conodonts, including Assemblage 1 (Morrowan Stage): *Rhachistognathus muricatus*, *Adetognathus latus*, *Neognathodus bassleri*, *Neognathodus symmetricus*, *Idiognathoides sinuatus*, *Streptognathodus parvus*. Assemblage 2 (Atokan Stage): *Diplognathodus orphanus*, *Diplognathodus coloradoensis*, *Hindeodus minutus*, *Idiognathodus delicatus*, *Idiognathodus magnificus*, *Streptognathodus elegantulus* (Lemos, 1992). The Copacabana Formation of the Titicaca Basin contains Bashkirian-Moscovian brachiopods, bryozoans, echinoderms, corals, conodonts (*Idiognathoides sinuatus*), and fusulinids (*Millerella*) (Grader et al., 2008). The mixed terrestrial-marine cyclothems in the Piauí Formation of the Parnaíba Basin contain brachiopods, bivalves, gastropods, cnidarians, foraminifera (*Tolypammina* spp., *T. gersterensis*, *Ammovertella inclusa*, *Sorosphaera? cooperensis*, *Hyperammina* spp. *sappintonensis* and *H. sp.*, *H. rockfordensis*, *Orthovertella* sp., *Globivalvulina bulloides*, *Calcitornella* sp.) and conodonts (*Idiognathodus magnificus*, *Idiognathodus delicatus*, *Cavusgnathus lautus*, *Cavusgnathus gigantus*, *Cavusgnathus* sp., *Ozarkodina delicatula*, *Gnathodus bassleri* and *Euprioniodina*) providing age constraints (Campanha and Rocha-Campos, 1979).

Kasimovian-age cyclothems are represented by restricted-marine facies at the top of the Nova Olinda Formation in the Amazonas Basin, dated by the *Vittatina costabilis* spore-pollen assemblage zone defined by Playford and Dino (2000). Although nonmarine cyclothems of the Escarpment Formation in the Tarija Basin contain Devonian-age palynomorphs (*Dibolisporites disfacies* and *Dictyotriletes bireticulatus*), they are regarded as a product of fluvial reworking of underlying formations; Kasimovian-age palynomorphs are also present (*Endosporites*

zonalis, *E. rhytidosaccus*, *Velamispores australiensis*, *Reticulatisporites polygonalis*, *Cristatisporites crassilabrat*, *C. scabiosus*, *Vallatisporites ciliaris*, *Dibolisporites disfacies*, *Spelaeotriletes ybertii*, *Cucisaccites latisulcatus*) (di Pasquo and Azcuy, 1999; Starck and del Papa, 2006; del Papa and di Pasquo, 2007).

Sakmarian-age cyclothems are relatively rare deposits in South America, and the ones that are known are exclusively nonmarine in character. The cyclothems of the Rio Bonito Formation in the Paraná Basin have been dated based on a zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 290.6 ± 2.8 Ma from thin tonstein layers (Cagliari et al., 2014), although Jasper et al. (2006) assigned a Kungurian age based on coal palynofloras including *Striadopodocarpites fusus*, a component of the *Hamiapollenites karrooensis* Subzone. The nonmarine cyclothems of the Victoriano Rodriguez Formation in the Paraná-Chaco Basin were dated based on Early Permian palynomorphs such as *Convolutispora* sp., *Cristatisporites* sp., *Lueckisporites* sp., and *Staurosaccites* sp. (Winn and Steinmetz, 1998).

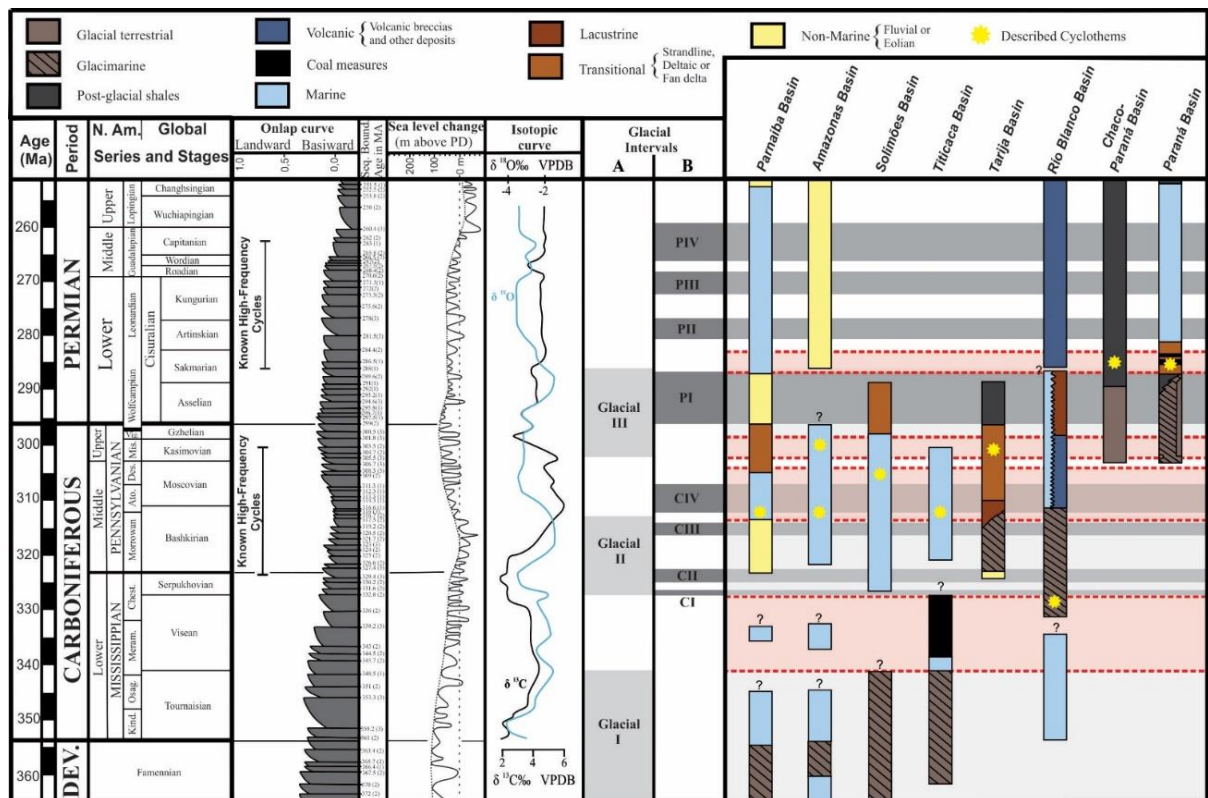


Figure 12 - Temporal and spatial distribution of Gondwana glacial deposits and associated facies. A) Glacials I to III are from Isbell et al. (2003); B) Eight glacial intervals from Fielding et al. (2008b). Carboniferous time scale is from Menning et al. (Time Scale B; 2000) and Permian time scale is from Roberts et al. (1996) (modified from Isbell et al., 2003). The O and C isotopic curves are from Fielding et al. (2008a), and the coastal onlap and sea-level curves are from Haq and Schutter (2008). The four red fields represent intervals of extensive cyclothem formation in South America. PD = present day.

5. SOUTH AMERICAN CYCLOTHEMS IN THE CONTEXT OF GLOBAL LPIA STUDIES

The temporal distribution of glacial intervals during the LPIA has been constrained in several studies. Three major glacial episodes were recognized based on near-field glacial deposits in Australia and Antarctica (Isbell et al., 2003; Spalletti et al., 2010): Glacial I, from the Late Devonian (Frasnian) to Early Carboniferous (Tournaisian); Glacial II, from the Early Carboniferous (Namurian) to Late Carboniferous (earliest Westphalian); and Glacial III, from the Late Carboniferous (Stephanian) to Early Permian (Sakmarian-Artinskian) (Fig. 12). Fielding et al. (2008b), in similar work in New South Wales and Queensland, eastern Australia, identified eight glacial intervals, including four in the Carboniferous (CI-CIV) spanning the Early Namurian to Middle Westphalian (thus approximately equivalent to Glacial II), and four in the Permian (PI-PIV), spanning the Asselian to Late Capitanian (thus partially equivalent to Glacial III; Fig. 12). These glacial intervals, from 1 to 8 Myr in duration, were separated by nonglacial or weakly glaciated intervals of comparable duration. The South American record of LPIA glaciation is consistent with these results. While glacial deposits related to Glacial I event are found in the northern Gondwana basins (e.g., Parnaíba, Amazonas, Solimões and Titicaca basins), Glacial II (= CI to CIII) records are present only in the southern Gondwana basins (e.g., Tarija and Río Blanco basins), and Glacial III (= PI) records only in basins proximal to Gondwanan icesheets (e.g., Chaco-Paraná and Paraná basins) (Fig. 12).

The South American cyclothems documented in the present review were largely contemporaneous with the nonglacial or weakly glaciated intervals of the LPIA. Cyclothems have been reported from each of four major interglacial intervals (Visean, Bashkirian-Moscovian, Kasimovian, and Sakmarian). Although the Isbell et al. (2003) and Fielding et al. (2008b) LPIA glacial chronologies differ in some respects, our findings are largely consistent with both chronologies. The development of South American cyclothems was related to global warm periods, which were associated with higher sea-level elevations and decreases of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 12). During these periods, high organic carbon productivity favored a decrease in $\delta^{13}\text{C}$ and an increase in atmospheric $p\text{CO}_2$, producing warmer conditions that yielded lower $\delta^{18}\text{O}$ (Saltzman, 2002). This relationship exists because relative higher sea-level elevations promoted flooding of South American basins, creating optimal conditions for cyclothem formation.

Although glaciation patterns are temporally congruent in various regions of the world, regional factors such as icesheet proximity and climatic zoning were important in South American basins. Glacial I event is recorded in the Solimões and Titicaca basins that have

complete glacial sequences consistent with the event (Fig. 12; Isaacson and Díaz Martínez, 1995). Glacial II, CI, CII and CIII events, although widely recorded in the southern Gondwana basins, are represented by eolian deposits in the Parnaíba Basin (Fig. 12; Vaz et al., 2007) and marine sequences in the Amazonas, Solimões and Titicaca basins (Fig. 12; Tsubone et al., 1991; Grader, 2003); while CIV event records only transitional and lacustrine marine sequences in the basins studied. The Glacial III and PI event is recorded in the Chaco-Paraná and Paraná basins (Fig. 12; López Gamundi, 1997), and in the other basins are identified eolian (e.g., Parnaíba Basin) or marine transitional (e.g., Amazonas, Solimões, Titicaca, Tarija, Río Blanco basins) sequences. The events PII, PIII, and PIV, do not present glacial sequences in any mentioned basin.

6. CONCLUSIONS

The presence of late Paleozoic cyclothems of glacio-eustatic origin in South America is manifested by both marine and terrestrial successions in at least eight depositional basins across the northern part of the continent. These 4th- and 5th-order successions fit with only minor variations into an environment-based classification comprising four types of cyclothems: terrestrial, mixed terrestrial-marine, marine, and restricted-marine (i.e., evaporite-bearing). Based on available geochronological constraints, the documented examples fall mainly within four time intervals, all of which represent Late Paleozoic Ice Age glacial minima: the Viséan, Bashkirian-Moscovian, Kasimovian, and Sakmarian. This relationship is due to the generation of accommodation space by glacial-minimum transgressions, creating optimal conditions for cyclothem generation. This study corroborates the identification and description of Late Paleozoic cyclothems in South America, extending the global record of cyclothem sedimentation and laying the foundation for future detailed studies of these deposits.

Acknowledgments

The first author acknowledges technical support from the Postgraduate Program in Geology and Geochemistry of the Federal University of Pará (UFPA) and the Department of Geology at the University of Cincinnati, and financial support from the Coordination for Improvement of Higher Education Personnel (CAPES). Thanks to Wei Wei and Ping Wang (U. of Cincinnati) for helpful discussions.

REFERENCES

- Adkins, R.M., 2003. Mid-Permian cyclothem development in the onshore Canning Basin, Western Australia. Ph.D. dissertation, James Cook University, Townsville, Australia.
- Altiner, D., Savini, R., 1991. Pennsylvanian foraminifera and carbonate microfacies from the Amazon and Solimões Basins: biostratigraphic, paleoecologic and paleogeographic results. Rio de Janeiro, Petrobras/Cenpes, ReI. Interno.
- Andrews, G.D., McGrady, A.T., Brown, S.R., Maynard, S.M., 2019. First description of subglacial megalineations from the late Paleozoic ice age in southern Africa. PLoS ONE 14(1), e0210673.
- Anelli, L.E., 1994. Pelecípodes da Formação Piauí (Pensilvaniano Médio), Bacia do Parnaíba, Brasil. M.S. thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 148 pp.
- Anelli, L.E., 1999. Invertebrados neocarboníferos das formações Piauí (Bacia do Parnaíba) e Itaituba (Bacia do Amazonas): Taxonomia; análise cladística das subfamílias Oriocrassatellinae (Crassatellacea, Bivalvia) e Neospiriferinae (Spiriferoidea, Brachiopoda). Ph.D. dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 184 pp.
- Azcuy, C.L., di Pasquo, M., 2000. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Subandinas, Cordillera Oriental y Puna. In: R. Caminos (Ed.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29 (1999), pp. 239–260.
- Becker, C.R., 1997. Estratigrafia de Sequências Aplicada ao Permocarbonífero da Bacia do Solimões, Norte do Brasil. Master's thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 363 pp.
- Becker, C.R., 2005. Cicloestratigrafia da sequência carbonático-evaporítica pensilvaniana da Bacia do Solimões, Norte do Brasil. Revista Brasileira de Geociências 35, 45-56.
- Belt, E.S., 1975. Scottish Carboniferous cyclothem patterns and their paleoenvironmental significance. In: Broussard, M.L. (Ed.), Deltas, Models for Exploration, 2nd ed., Houston Geol. Soc., Houston, Texas, pp. 427-449.
- Belt, E.S., Heckel, P.H., Lentz, L.J., Bragonier, W.A. Lyons, T.W., 2011. Record of glacial–eustatic sea-level fluctuations in complex middle to late Pennsylvanian facies in the Northern Appalachian Basin and relation to similar events in the Midcontinent basin. Sedimentary Geology 238(1-2), 79-100.
- Bortoluzzi, C.A., Awdziej, J., Zardo, S.M., 1987. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: Silva, L.C., Bortoluzzi, C.A. (Eds.), Textos básicos de Geologia e recursos minerais de Santa Catarina: Mapa geológico do Estado de Santa Catarina. Texto explicativo e mapa–Escala 1:500.000. Florianópolis: Departamento Nacional de Produção Mineral. n. 1, pp. 135-167.
- Buggisch, W., Joachimski, M.M., Sevastopulo, G., Morrow, J.R., 2008. Mississippian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records—their relation to the Late Palaeozoic Glaciation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 268(3-4), 273-292.
- Cagliari, J., Lavina, E.L.C., Philipp, R.P., Tognoli, F.M.W., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2014. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U–Pb radiometric dating of zircons crystals. Journal of South American Earth Sciences 56, 265–277.

- Campanha, V., Rocha-Campos, A.C., 1979. Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. *Boletim do Instituto de Geociências* 10, 57-67.
- Caputo, M.V., 2009. Amazon Potash Basin Prospects. Cowley Mining PLC, Brazil, 44 pp.
- Caputo, M.V., Silva, O.B., 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. *In: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.), Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 169-193.
- Castro, J.C., 1991. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Membro Triunfo (Eopermia Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná, Brasil. Doctoral dissertation, UNESP-Rio Claro, São Paulo, Brazil, 147 pp.
- Catuneanu, O., Bowker, D., 2001. Sequence stratigraphy of the Koonap and Middleton fluvial formations in the Karoo foredeep South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 33(3-4), 579-595.
- Cecil, C.B., Dulong, F.T., West, R.R., Stamm, R., Wardlaw, B., Edgar, N.T., 2003. Climate controls on the stratigraphy of a Middle Pennsylvanian cyclothem in North America. *In: Cecil, C.B., Edgar, N.T. (Eds.), Climate Controls on Stratigraphy*, Society for Sedimentary Geology Spec. Publ. 77, pp. 151–180.
- Césari, S.N., Gutiérrez, P.R., 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic sequences in Central-Western Argentina. *Palynology* 24, 113–146.
- Chen, Z.Q., Jin, Y.G., Shi, G.R., 1998. Permian transgression-regression sequences and sea-level changes of South China. *In: Shi, G.R., Archbold, N.W., Grover, M. (Eds.) The Permian System: Stratigraphy, Palaeogeography & Resources*. Proceedings of the Royal Society of Victoria 110, 345–367.
- Chesnut, D.R., Jr., 1996. Eustatic and tectonic control of deposition of the Lower and Middle Pennsylvanian strata of the central Appalachian Basin. *In: Dennison, J.M., Ettensohn, F.R. (Eds.), Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles*. Society for Sedimentary Geology, Concepts in Sedimentology and Paleontology 4, pp. 51-64.
- Conceição, D.M., Saturnino, L.A., Cisneros, J.C., Iannuzzi, R., Pereira, A.A., Machado, F.C., 2016. New petrified forest in Maranhão, Permian (Cisuralian) of the Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 70, 308-323.
- Crowell, J.C., 1999. Pre-Mesozoic Ice Ages: Their Bearing on Understanding the Climate System. Geological Society of America Memoir 192, 106 pp.
- Crowley, T.J., Baum, S. K. 1991. Estimating Carboniferous sea-level fluctuations from Gondwanan ice extent. *Geology* 19, 975-77.
- Cunha, P.R.C., Melo, J., Silva, O., 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências Petrobrás* (Manaus, Brazil) 15(2), 227-254.
- del Papa, C., di Pasquo, M., 2007. Paleoenvironmental interpretation and palynology of outcrop and subsurface sections of the Tarija Formation (Upper Carboniferous), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23(1), 99–119.
- Dias-Brito, D., Rohn, R., Castro, J.C., Dias, R.R., Rössler, R., 2007. Floresta petrificada do Tocantins Setentrional - O mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul. *In: M. Winge, C. Schobbenhaus, M. Berbert-Born, E.T. Queiroz, D.A. Campos, C.R.G. Souza, A.C.S. Fernandes (orgs.). Sítios*

- Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Disponível em <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio104/sitio104.pdf>, v. 1, p. 1-15.
- Dickinson, W.R., 1978. Plate tectonic evolution of sedimentary basins. American Association of Petroleum Geologists. Continuing Education Course, Series 1, 62 pp.
- di Pasquo, M., Azcuy, C.L., 1999. Interpretación paleoambiental del Grupo Mandiyutí (Carbonífero Superior): Evidencias palinológicas, sedimentológicas y tafonómicas. *Ameghiniana* 36, 71–81.
- di Pasquo, M., Azcuy, C.L., Starck, D., 2001. Palinología de la Formación San Telmo (Carbonífero Superior), en la Sierra San Antonio, provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana* 38, 85–98.
- Elliott, T., 1975. The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 40, 505-536.
- Elrick, M., Scott, L.A., 2010. Carbon and oxygen isotope evidence for high-frequency (10^4 – 10^5 yr) and My-scale glacio-eustasy in Middle Pennsylvanian cyclic carbonates (Gray Mesa Formation), central New Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 285(3-4), 307-320.
- Eros, J.M., Montañez, I.P., Osleger, D.A., Davydov, V.I., Nemyrovska, T.I., Poletaev, V.I., Zhykalyak, M.V., 2012. Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: insight into Carboniferous icehouse dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 313, 1-25.
- Eyles, N., França, A.B., Gonzalez Bonorino, G., Eyles, C.H., López Paulsen, O., 1995. Hydrocarbon-bearing Late Paleozoic glaciated basins of southern and South America. *In*: Tankard, A.J., Suárez, S.R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir* 62, pp. 165–183.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., 2008a. The late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. *In*: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper* 441, pp. 343–354.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T., Roberts, J., 2008b. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *Journal of the Geological Society of London* 165(1), 129–140.
- Fischbein, S.A., Joeckel, R.M., Fielding, C.R., 2009. Fluvial-estuarine reinterpretation of large, isolated sandstone bodies in epicontinental cyclothems, Upper Pennsylvanian, northern Midcontinent, USA, and their significance for understanding late Paleozoic sea-level fluctuations. *Sedimentary Geology* 216(1-2), 15–28.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer, London, 813 pp.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature* 333, 547–549.
- Frank, M.C., Tyson, R.V., 1995. Parasequence-scale organic facies variations through an Early Carboniferous Yoredale cyclothem (Middle Limestone Group, Scremerston, Northumberland). *Journal of the Geological Society of London* 152(1), 41-50.

- Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Montañez, I.P., Fielding, C.R., Rygel, M.C., Isbell, J.L., 2008. Late Paleozoic climate dynamics revealed by comparison of ice-proximal stratigraphic and ice-distal isotopic records. *In*: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*, pp. 331-342.
- García-Duarte, R., 1989. Estratigrafía de detalle del Paleozoico Superior: Formación Copacabana y Mesozoico inicial: Formaciones Sayari y Ravelo del área oeste de Copacabana. Ph.D. dissertation, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia, 89 pp.
- Gibling, M.R., Bird, D.J., 1994. Late Carboniferous cyclothems and alluvial paleovalleys in the Sydney Basin, Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin* 106(1), 105–117.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências Petrobrás* 8(1), 57–67.
- Golonka, J., Ross, M.I., Scotese, C.R., 1994. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modelling maps. *In*: A.F. Embry, B. Beauchamp and D.J. Glass (Eds.), *Pangea: Global Environments and Resources. Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir* 17, pp. 1-47.
- Gong, Y.M., Li, B.H., Wang, C.Y., Wu, Y., 2001. Orbital cyclostratigraphy of the Devonian Frasnian–Famennian transition in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168(3-4), 237–248.
- Grader, G.W., 2003. Carbonate-Siliciclastic Sequences of the Pennsylvanian and Permian Copacabana Formation, Titicaca Group, Andes of Bolivia. Ph.D. dissertation, University of Idaho, Moscow, Idaho, 359 pp.
- Grader, G.W., Isaacson, P.E., Díaz-Martínez, E., Pope, M.C., 2008. Pennsylvanian and Permian sequences in Bolivia: direct responses to Gondwana glaciation. *In*: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*, pp. 143–160.
- Greb, S.F., Pashin, J.C., Martino, R.L., Eble, C.F., 2008. Appalachian sedimentary cycles during the Pennsylvanian: changing influences of sea level, climate, and tectonics. *In*: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. Geological Society of America Special Paper 441*, pp. 235–248.
- Gulbranson, E.L., Montanez, I.P., Schmitz, M.D., Limarino, C.O., Isbell, J.L., Marensi, S., Crowley, J.L. 2010. High-precision U–Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 122, 1480–1498.
- Haq, B.U., Schutter, S.R., 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science* 322(5898), 64–68.
- Heckel, P.H., 1977. Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of mid-continent North America: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 61, 1045-1068.
- Heckel, P.H., 1980. Paleogeography of eustatic model for deposition of Midcontinent Upper Pennsylvanian cyclothems. *In*: Fouch, T.D., Magathan, E.R. (Eds.), *Paleozoic*

- paleogeography of west-central United States, SEPM Rocky Mountain Section, Paleogeography Symposium I, pp. 197-215.
- Heckel, P.H., 1986. Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America. *Geology* 14(4), 330-334.
- Heckel, P.H., 1990. Evidence for global (glacial-eustatic) control over upper Carboniferous (Pennsylvanian) cyclothems in midcontinent North America. *In*: Hardman, R.F.P., Brooks, J. (Eds.), *Tectonic Events Responsible for Britain's Oil and Gas Reserves*, Geological Society of London Spec. Publ. 55, pp. 35-47.
- Heckel, P.H., 1991. Thin widespread Pennsylvanian black shales of Midcontinent North America: a record of a cyclic succession of widespread pycnoclines in a fluctuating epeiric sea. *In*: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Geological Society of London Spec. Publ. 58, pp. 259-273.
- Heckel, P.H., 1994. Evaluation of evidence for glacio-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects. *In*: Dennison, J.M., Etensohn, F.R. (Eds.), *Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles: SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 4, pp. 65-87.
- Heckel, P.H., 1995. Glacial-eustatic base-level—climatic model for late Middle to Late Pennsylvanian coal-bed formation in the Appalachian basin. *J. Sed. Res.* B65(3), 348-356.
- Heckel, P.H., Baesemann, J.F., 1975. Environmental interpretation of conodont distribution in Upper Pennsylvanian (Missourian) megacyclothems in eastern Kansas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 59, 486-509.
- Helwig, J., 1972. Stratigraphy, sedimentation, paleogeography and paleoclimates of Carboniferous (“Gondwana”) and Permian of Bolivia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 56, 1008-1033.
- Herman, G., Barkell, C.A., 1957. Pennsylvanian Stratigraphy and Productive Zones, Paradox Salt Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 41(5), 861-881.
- Imbrie, J., Imbrie, J.Z., 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science* 207, 943-953.
- Ingersoll, R.V., Busby, C.J., 1995. Tectonics of sedimentary basins. *In*: Busby, C.J., Ingersoll, R.V. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, Cambridge, pp. 1-51.
- Isaacson, P.E., Díaz Martínez, E., 1995. Evidence for a middle-late Paleozoic foreland basin and significant paleolatitudinal shift, Central Andes. *In*: Tankard, A.J., Suárez, S.R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir* 62, pp. 231-249.
- Isaacson, P.E., Hladil, J., Shen, J.W., Kalvoda, J., Días Martínez, E., Grader, G., 1999. Late Devonian glaciation in Gondwana: setting the stage for Carboniferous eustasy. *Newsletter of the Subcommittee on Devonian Stratigraphy* 16, 37-46.
- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A., 2003. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems? *In*: Chan, M.A., Archer, A.W. (Eds.), *Extreme Depositional Environments:*

- Mega End Members in Geologic Time. Geological Society of America Special Paper 370, pp. 5–24.
- Jasper, A., Menegat, R., Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., de Souza, P.A., 2006. Depositional cyclicity and paleoecological variability in an outcrop of Rio Bonito formation, Early Permian, Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 21(3), 276–293.
- Joachimski, M.M., Von Bitter, P.H., Buggisch, W., 2006. Constraints on Pennsylvanian glacioeustatic sea-level changes using oxygen isotopes of conodont apatite. *Geology* 34(4), 277–280.
- Kabanov, P.B., 2009. Benthic carbonate facies of the Phanerozoic: review and example from the Carboniferous of the Russian Platform. *Stratigraphy and Geological Correlation* 17, 493–509.
- Kabanov, P.B., 2010. Moscovian (Pennsylvanian) cyclothems of Central East European craton: stratigraphy, facies, Paleoecology. *In: Working With the Earth. GeoCanada 2010*, Calgary, Alberta, pp. 1–4.
- Kabanov, P., Baranova, D., 2007. Cyclothems and stratigraphy of the Upper Moscovian–basal Kasimovian succession of central and northern European Russia, *in: Wong T.E. (Ed.), Proc. 15th Int. Cong. Carbonif. Perm.* Amsterdam: Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, pp. 147–160.
- Khan, Z.A., Tewari, R.C., 1991. Net subsidence and number of cycles: their interrelationship in different Permian Gondwana basins of Peninsular India. *Sedimentary Geology* 73, 161–173.
- Khan, Z.A., Tewari, R.C., 2007. Quantitative model of early Permian coal bearing Barakar cycles from Son-Mahanadi and Koel-Damodar Gondwana coalfields of eastern-central India. *Gondwana Geological Magazine* 9, 115–125.
- Khan, Z.A., Tewari, R.C., 2013. Geo-statistical analysis of the Barakar cyclothems (Early Permian): A case study from the subsurface logs in Singrauli Gondwana Sub-basin of Central India. *International Journal of Geology, Earth and Environmental Science* 3(1), 1–22.
- Kammer, T. W., Matchen, D. L., 2008. Evidence for eustasy at the Kinderhookian-Osagean (Mississippian) boundary in the United States: response to late Tournaisian glaciation? See Fielding et al. 2008c, pp. 261–74.
- Klein, G. de V., Willard, D. A., 1989, Origin of the Pennsylvanian coal-bearing cyclothems of North America. *Geology* 17, 152–155.
- Lemos, V.B., 1992. Conodontes do Carbonífero das bacias do Amazonas e Solimões; taxonômica. Parte I. *Pesquisas* 19, 75–93.
- Lima Filho, F.P., 1998. A sequência Permo-Pensilvaniana da Bacia do Parnaíba. Bacia do Parnaíba. Ph.D. dissertation, Instituto de Geociências, University of São Paulo, São Paulo, Brazil, 99 pp.
- Limarino, C.O., Césari, S., 1988. Paleoclimatic significance of the lacustrine Carboniferous deposits in northwest Argentina. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 65, 115–131.

- Limarino, C.O., Césari, S., 1993. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47, 61–72.
- Limarino, C.O., Spalletti, L.A., 2006. Paleogeography of the Upper Paleozoic basins of South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 134–155.
- Limarino, C.O., Tripaldi, A., Marensi, S., Fauqué, L., 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 22(3-4), 205–226.
- Liu, J., Algeo, T.J., Qie, W., Saltzman, M.R., 2019. Intensified oceanic circulation during Early Carboniferous cooling events: Evidence from carbon and nitrogen isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 531, art. 108962.
- López Gamundí, O., Limarino, C., Césari, S., 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central West Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 91, 305–329.
- López-Gamundí, O.R., 1997, Glacial-postglacial transition in the late Paleozoic basins of southern South America, *in* Martini, I.P., ed., Late glacial and postglacial environmental changes: Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic: Oxford, UK, Oxford University Press, p. 147–168.
- Ludwig, A.O., 1994. Cyclic sedimentation and climatically caused sea-level changes in the Late Palaeozoic of Central Europe. *Geologische Rundschau* 83(4), 799-810.
- Matos, S.L.F., Yamamoto, J.K., Riccomini, C., Hachiro, J., Tassinari, C.C.G., 2001. Absolute dating of Permian ash-fall in the Rio Bonito formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research* 4, 421–426.
- Matsuda, N., Winter, W., Wanderley Filho, J., Cancela, A., 2010. Roteiros geológicos– O paleozoico da borda Sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós, Estado do Pará. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 18(1), 123-152.
- Maynard, J.R., Leeder, M.R., 1992. On the periodicity and magnitude of Late Carboniferous glacio-eustatic sea-level changes. *Journal of the Geological Society of London* 149(3), 303-311.
- Medeiros, R.S.P., 2015. Depósitos carbonáticos-siliciclásticos da porção superior da Formação Piauí, carbonífero da Bacia do Parnaíba, região de José de Freitas-PI. Masters thesis, IG-UFGA, Belém-Pará, Brazil.
- Medeiros, R.S.P., Nogueira, A.C.R., da Silva, J.B.C., Jr., Sial, A.N., 2019. Carbonate-clastic sedimentation in the Parnaíba Basin, northern Brazil: Record of Carboniferous epeiric sea in the Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 91, 188-202.
- Menning, M., Weyer, D., Drozdowski, G., van Amerom, H.W.J., Wendt, I., 2000. A Carboniferous Time Scale 2000. Discussion and use of geological parameters as time indicators from Central and Western Europe. *Geologische Jahresberichte* A156, 3e44.
- Michaelsen, P., Henderson, R., 2000. Facies relationships and cyclicity of high-latitude, Late Permian coal measures, Bowen Basin, Australia. *International Journal of Coal Geology* 44(1), 19-48.
- Milani, E.J., 2000. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. *In*: Holz, M., De Ross, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, Porto Alegre, pp. 275–302.

- Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sulocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geocienc.* 28, 473–484.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary Basins of South America. *In: Cordani, U.G. (ed.), Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, v. 1, pp. 389-399.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15(2), 265-287.
- Montañez, I.P., Poulsen, C.J., 2013. The Late Paleozoic ice age: an evolving paradigm. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41, 629-656.
- Montañez, I.P., Tabor, N.J., Niemeier, D., DiMichele, W.A., Frank, T.D., Fielding, C.R., Isbell, J.L., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., 2007. CO₂-forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation. *Science* 315(5808), 87-91.
- Moore, R.C., 1936. Stratigraphic Classification of the Pennsylvanian Rocks of Kansas. Kansas Geological Survey, Bulletin 22, 256 pp.
- Moore, R.C., 1949. Divisions of the Pennsylvanian System in Kansas: State Geological Survey of Kansas Bulletin 83, 203 pp.
- Moutinho, L., Nascimento, S., Scmazzon, A., Lemos, V., 2016. Trilobites, scolecodonts and fish remains occurrence and the depositional paleoenvironment of the upper Monte Alegre and Itaituba formations, Lower-Middle Pennsylvanian of the Amazonas basin, Brazil. *Journal of South America Earth Science* 72, 76-94.
- Naish, T., Kamp, P.J., 1997. Sequence stratigraphy of sixth-order (41 ky) Pliocene–Pleistocene cyclothems, Wanganui basin, New Zealand: a case for the regressive systems tract. *Geological Society of America Bulletin* 109(8), 978-999.
- Nascimento, S., 2008. Conodontes e a cronoestratigrafia da base da seção Pensilvaniana, na região de Itaituba, porção Sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Ph.D. dissertation, Universidade Federal Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 247 pp.
- Nascimento, S., Lemos, V.B., Scmazzon, A.K., Matsuda, N.S., Silva, C.P., 2010. First occurrence of Ellisonia, Gondolella and Ubinates (Conodonts) in Itaituba Formation. *Journal of Geoscience* 6(2), 56-62.
- Oblock, E.P., 2011. Anatomy of a Carboniferous transgression: Upper Tullig Cyclothem, County Clare, Ireland, Western Australia. M.S. thesis, University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana-Champaign, Illinois.
- Olszewski, T.D., Patzkowsky, M.E., 2003. From cyclothems to sequences: the record of eustasy and climate on an icehouse epeiric platform (Pennsylvanian-Permian, North American Midcontinent). *Journal of Sedimentary Research* 73(1), 15–30.
- Oviedo-Gómez, C., 1965. Estratigrafía de la Península de Copacabana, Lago Titicaca. *Boletín del Instituto Boliviano del Petróleo* 5(1–2), 5–15.
- Padula, E.L., Mingramm, A., 1969. Subsurface Carboniferous beds of the Chaco-Mesopotamian region, Argentina and their relatives in Uruguay, Paraguay and Brazil. *In: Gondwana Stratigraphy: IUGS Symposium, 1967. UNESCO, Buenos Aires, Argentina*, pp. 1025-1040.
- Pazos, P.J., 2002, The Late Carboniferous glacial to postglacial transition: Facies and sequence stratigraphy, western Paganzo Basin, Argentina: *Gondwana Research*, v. 5, p. 467–487.

- Perez Loinaze, V.S., 2008. Systematic palynological study of the Cortaderas Formation, (Mississippian) Río Blanco Basin, Argentina. Part One. AMEGHINIANA (Rev. Asoc. Paleontol. Argent.), Buenos Aires, Argentina, 45 (1), 33-57.
- Perupetro, S.A, 2008. The Hydrocarbon Potential of Titicaca Basin. Geological – Geophysical Evaluation Group Exploration Management. Perupetro S.A.
- Pezzi, E.E., Mozetic, M.E., 1989. Cuencas Sedimentarias de la Región Chacoparanense. *In*: Chebli, G.A., Spalleti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina, Serie Correlación Geológica, n. 6, pp. 65-78.
- Playford, G., Dino, R., 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic Strata (Tapajos Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One. Paleontographica Abteilungen B255, 1-46.
- Pointon, M.A., Chew, D.M., Ovtcharova, M., Sevastopulo, G.D., Crowley, Q.G., 2012. New high-precision U–Pb dates from western European Carboniferous tuffs; implications for time scale calibration, the periodicity of late Carboniferous cycles and stratigraphical correlation. *Journal of the Geological Society of London* 169(6), 713-721.
- Preto, N., Hinnov, L.A., 2003. Unraveling the origin of carbonate platform cyclothems in the Upper Triassic Durrenstein Formation (Dolomites, Italy). *Journal of Sedimentary Research* 73(5), 774-789.
- Qie, W., Algeo, T.J., Luo, G., Herrmann, A., 2019. Global events of the Late Paleozoic (Early Devonian to Middle Permian): a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 531A, art. 109259.
- Ramsay, A.T.S., 1991. Sedimentation and tectonics in the Dinantian limestones of South Wales. *In*: Middleton, G.V. (Ed.), Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamics Interpretation. Intern. Assoc. Sedim. Spec. Publ. 12, pp. 485-511.
- Reid, C.M., James, N.P., Beauchamp, B., Kyser, T.K., 2007. Faunal turnover and changing oceanography: Late Palaeozoic warm-to-cool water carbonates, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 249, 128-159.
- Roberts, J., Claoué-Long, J.C., Foster, C.B., 1996. SHRIMP zircon dating of the Permian System of eastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 43, 401–421.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P., 1987. Late Paleozoic sea levels and depositional sequences. *In*: Ross, C.A., Haman, D. (Eds.), Timing and Deposition of Eustatic Sequences: Constraints on Seismic Stratigraphy. Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication 24, pp. 137–149.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P., 1988, Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, pp. 227–247.
- Rygel, M.C., Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., 2008. The magnitude of Late Paleozoic glacioeustatic fluctuations: a synthesis. *Journal of Sedimentary Research* 78(8), 500-511.
- Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R., 1996. Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeogeography* 125, 165-184.

- Sakagami, S., 1995. Upper Paleozoic bryozoans from the Lake Titicaca region, Bolivia. *Proceedings of the Palaeontological Society of Japan* 180, 226–281.
- Scalabrini Ortiz, J., 1970. Litología, facies y biofacies del carbónico marino en el norte de la Precordillera Sanjuanina (zona del río Blanco). Ph.D. dissertation, University of La Plata, La Plata, Argentina, 117 pp.
- Scalabrini Ortiz, J., 1973. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27(4), 351–377.
- Scomazzon, A., Moutinho, L., Nascimento, S., Lemos, V., Matsuda, N., 2016. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group, Early–Middle Pennsylvanian of the Amazonas basin, Brazil. *Journal of South America Earth Science* 65, 25–42.
- Sempere, T., 1990. Cuadros estratigráficos de Bolivia: Propuestas nuevas: *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* 11, 215–227.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carloto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cárdenas, J., Rosas, S., Jiménez, N., 2002. Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics* 345, 153–181.
- Silva, O.B., 1988. Revisão estratigráfica da Bacia do Solimões. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, An., São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia 6, 2428–2438.
- Silva, O.B., 1996. Ciclicidade Sedimentar no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o Controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinídeos e palinóforos. Ph.D dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.
- Silva, P., 2019. O mar epicontinental Itaituba na região central da Bacia do Amazonas: paleoambiente e correlação com os eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos do carbonífero. Ph.D. dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil.
- Soreghan, G.S., Giles, K.A., 1999. Amplitudes of late Pennsylvanian glacioeustasy. *Geology* 27(3), 255–258.
- Spalletti, L.A., Limarino, C.O., Geuna, S., 2010. The late Palaeozoic of Western Gondwana: new insights from South American records. *Geologica Acta* 8, 341–347.
- Starck, D., 1995. Silurian–Jurassic Stratigraphy and Basin Evolution of Northwestern Argentina. *In: Tankard, A.J., Suárez, S.R., Welsink, H.J. (Eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir* 62, pp. 251–267.
- Starck, D., 1999. Evolución Estratigráfica Sedimentaria de la Cuenca Tarija. *In: G. González bonorino, R. Omarini, J. Viramonte (Eds.) Geología del Noroeste Argentino (Relatorio del XIV Congreso Argentino – Salta) I*, pp. 227–234.
- Starck, D., del Papa, C., 2006. The northwestern Argentina Tarija Basin: Stratigraphy, depositional systems, and controlling factors in a glaciated basin. *Journal of South American Earth Sciences* 22(3–4), 169–184.
- Starck, D., Gallardo, E., Schulz, A., 1993. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas Occidentales and Cordillera Oriental Argentina. With comments on the southern border of

- the Tarija basin. In: XII International Congress on Carboniferous-Permian (Buenos Aires 1991), *Comptes Rendus* 2, pp. 353–372.
- Szatmari, P., Simões, I.V., Carvalho, R.S., 1975. Evaporitos da Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro (Petrobras Internal Report. SIEX 103 – 5054).
- Tankard, A.J., 1986. On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: Examples from the Appalachian and Rocky Mountain basins. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists Special Publication 8, pp. 369–392.
- Tewari, R.C., 2008. Net subsidence and evolution of coal swamps in Early Permian coal measures of eastern Indian Gondwana basins using Principal component analysis. *Journal of Geosciences, Osaka City University, Japan* 51, 27–34.
- Tucker, M.E., Gallagher, J., Leng, M.J., 2009. Are beds in shelf carbonates millennial-scale cycles? An example from the mid-Carboniferous of northern England. *Sedimentary Geology* 214(1–4), 19–34.
- Tye, S.C., Fielding, C.R., Jones, B.G., 1996. Stratigraphy and sedimentology of the Permian Talaterang and Shoalhaven Groups in the southernmost Sydney Basin, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences* 43, 57–69.
- Ueno, K., Hayakawa, N., Nakazawa, T., Wang, Y., Wang, X., 2012. Pennsylvanian–Early Permian cyclothemic succession on the Yangtze Carbonate Platform, South China. In: Gašiewicz, A., Słowakiewicz, M. (Eds.), *Palaeozoic Climate Cycles: Their Evolutionary and Sedimentological Impact*, Geological Society of London Special Publication 376, pp. 235–267.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Thompson, S., III, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: P.R. Vail, R.M. Mitchum Jr., R.G. Todd, J.M. Widmier, S. Thompson III, J.B. Sangree, J. N. Bubb, W.G. Hatlelid (Eds.), *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG Memoir 26, pp. 83–98.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., 2007. A Bacia do Parnaíba, *Boletim de Geociências da Petrobras* 15(2), 253–263.
- Veevers, J.J., Powell, C.M.A., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica: *Geological Society of America Bulletin* 98, 475–487.
- Veevers, J.J., Powell, C.M.A., 1994. Permian–Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland. *Geological Society of America Memoir* 184, 368 pp.
- Wagner, R., Peryt, T.M., 1997. Possibility of sequence stratigraphic subdivision of the Zechstein in the Polish Basin. *Geological Quarterly* 41, 457–474.
- Wanderley Filho, J., Eiras, J., Vaz, P., 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15(2), 217–225.
- Wang, X.D., Qie, W.K., Sheng, Q.Y., Qi, Y.P., Wang, Y., Liao, Z.T., Sheng, S.Z., Ueno, K., 2013. Carboniferous and Lower Permian sedimentological cycles and biotic events of South China. In: Gašiewicz, A., Słowakiewicz, M. (Eds.), *Palaeozoic Climate Cycles:*

- Their Evolutionary and Sedimentological Impact. Geological Society of London Special Publication 376, pp. 33–46.
- Wanless, H.R., Shepard, F.P., 1936. Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles: Geological Society of America Bulletin 47, 1177-1206.
- Wanless, H.R., Weller, J.M., 1932. Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems: Geological Society of America Bulletin 43(4), 1003-1016.
- Weller, J.M., 1930. Cyclic sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance: Journal of Geology 38, 97-135.
- Weller, J.M., 1964. Symposium on cyclic sedimentation. Kansas Geological Survey Bulletin 169, 607-621.
- Winn, R.D., Steinmetz, J.C., 1998. Upper Paleozoic strata of the Chaco-Paraná basin, Argentina, and the great Gondwana glaciation. Journal of South American Earth Sciences 11, 153–168.
- Yao, L., Qie, W., Luo, G., Liu, J., Algeo, T.J., Bai, X., Yang, B., Wang, X., 2015. The TICE event: Perturbation of carbon–nitrogen cycles during the mid-Tournaisian (Early Carboniferous) greenhouse–icehouse transition. Chemical Geology 401, 1-14.

**4 CARBONATE-CLASTIC SEDIMENTATION IN THE PARNAIBA BASIN,
NORTHERN BRAZIL: RECORD OF CARBONIFEROUS EPEIRIC SEA IN
THE WESTERN GONDWANA**

**Renato S. P. Medeiros¹, Afonso C. R. Nogueira¹, José bandeira Cavalcante da Silva, and
Alcides Nobrega Sial²**

¹ *Postgraduate Program in Geology and Geochemistry, Geoscience Institute, Federal
University of Pará – UFPA, Augusto Corrêa Street s/n, CEP 66075-110, Belém, PA;*

² *Nucleus of Geochemical Studies (NEG), Stable Isotope Laboratory (LABISE), Federal
University of Pernambuco –UFPE*

***Paper published in Journal of South America Earth Science**



Carbonate-clastic sedimentation in the Parnaíba Basin, northern Brazil: Record of carboniferous epeiric sea in the Western Gondwana

Renato Sol Paiva de Medeiros^{a,*}, Afonso César Rodrigues Nogueira^a,
José Bandeira Cavalcante da Silva Junior^a, Alcides Nobrega Sial^b

^a Postgraduate Program in Geology and Geochemistry, Geoscience Institute, Federal University of Pará – UFPA, Augusto Corrêa Street s/n, CEP, 66075-110, Belém, PA, Brazil

^b Nucleus of Geochemical Studies (NEG), Stable Isotope Laboratory (LABISE), Federal University of Pernambuco – UFPE

ARTICLE INFO

Keywords:

Parnaíba basin
Piauí formation
Pennsylvanian
Western Gondwana
Itaituba-Piauí sea

ABSTRACT

The transgressive-regressive events due to changes in the eustatic sea level represent the occurrence of an epeiric sea in Western Gondwana. This event is recorded in the carbonate-siliciclastic succession exposed in the central portion of the Parnaíba Basin, Northern Brazil, mainly represented by densely fossiliferous deposits, with mollusks, brachiopods, corals and microfossils, related to the upper member of the Piauí Formation. Outcrop-based facies/microfacies and stratigraphic analysis of this succession allowed the individualization of two facies associations (FA), representative of a shallow carbonate platform system adjacent to a coastal dune field. The FA1–dune field/interdune, comprises well sorted, intensely biotubated, fine to medium-grained sandstone with even parallel and tabular cross stratification, as well as translent climbing ripple cross-lamination. FA2–shallow sea deposits consist of fossiliferous pelletal carbonate and microspar carbonate layers, laterally continuous for hundreds of meters, interbedded with centimetric beds and lenses of organic shale with small pyrite crystals. Covariant values of positive $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ and negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ for the carbonate profiles, together with intense substitution of primary constituents by dolomite and an abundance of associated organic matter contributed towards determining an organogenic dolomitization model. Although the Pennsylvanian records a long icehouse event, glacioeustatic fluctuations were common during the Moscovian and Kasimovian. The icehouse periods contributed to the semi-arid to desert conditions that shaped the aeolic environments of the Piauí Formation. Later greenhouse events favored a rise in the sea level and development of an extensive epicontinental Pennsylvanian sea that extended throughout Western Gondwana called the Itaituba-Piauí sea in this paper, which connected the Andean, Solimões, Amazonas and Parnaíba basins.

1. Introduction

The end of the Paleozoic Era was marked by final convergent tectonic movements that formed the Gondwana continent in the southern hemisphere and the beginning of the formation of the supercontinent Pangea, surrounded by the Panthalassa mega-ocean to the west and to the east by the Tethys sea (Golonka and Ford, 2002; Torsvik and Cocks, 2013). In the northern part of Gondwana, particularly during the Carboniferous (299–359 Ma), the Amazon basin was connected by an epeiric sea that flowed into the Panthalassa ocean. The internal record of the epeiric sea in Gondwana is registered in the Parnaíba Basin, where the transgressive-regressive system is recorded in the strata of the Poti and Piauí formations, whose densely fossiliferous carbonate deposits called “Mocambo” attest to this marine connection (Lima and

Leite, 1978; Santos et al., 1984).

Mocambo carbonates were originally described as fossiliferous calcareous platform rocks, inserted in the upper portion of the Piauí Formation that is exposed in the northeast of the State of Piauí (Mesner and Wooldridge, 1964; Campanha and Rocha Campos, 1979; Lima Filho, 1991, 1998; Anelli, 1999; Santos and Carvalho, 2004). Palaeontological studies of this unit showed a diverse biota comprising gastropods, pelecypods, foraminifera, conodonts, brachiopods, trilobites, bryozoans and plant fragments (Dolianiti, 1972; Campanha and Rocha Campos, 1979; Anelli, 1999). This fossil assembly, composed mainly of brachiopods, mollusks and conodonts, indicates a Pennsylvanian age for these deposits (Campanha and Rocha Campos, 1979; Anelli, 1999, 2006; 2012; Souza et al., 2010). The great similarity between the fauna of the Mocambo carbonate and that found in the

* Corresponding author.

E-mail addresses: renato.medeiros@ig.ufpa.br (R.S.P.d. Medeiros), anogueira@ufpa.br (A.C.R. Nogueira), jbandeira@ufpa.br (J.B.C.d. Silva Junior).

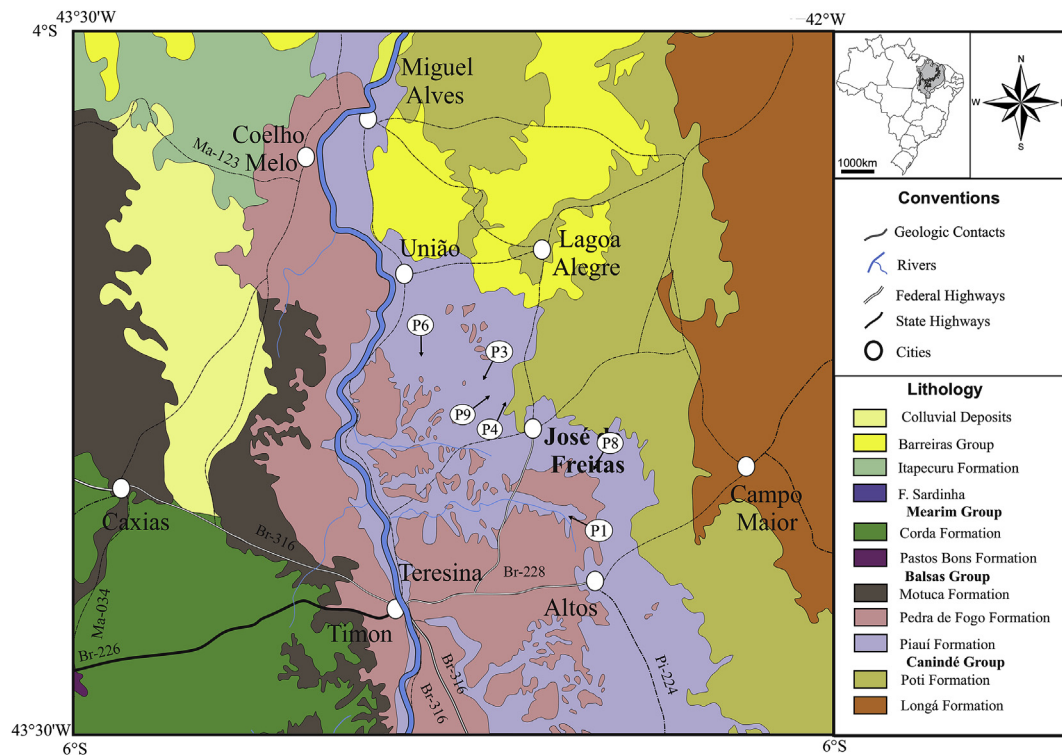


Fig. 1. Simplified geological map with the main lithostratigraphic units in the studied areas. The outcrops are indicated by the abbreviation P. (Modified from CPRM, 2004).

Itaituba and Carauari formations of the Amazonas and Solimões basins confirms that these units were synchronic to the western Gondwana ocean connection (Campanha and Rocha Campos, 1979; Anelli, 1999; Scomazzon, 2004; Moutinho, 2006).

Carbonatic rocks in the Parnaíba basin are rare and we know they are important from a paleoenvironmental and paleoclimatic perspective, mainly in preserving fossil that are crucial for making regional and global correlations. Therefore, the proposal of this paper is to carry out a paleoenvironmental and paleogeographic evaluation of the upper portion of the Piauí Formation-the Mocambo Carbonates -, and describe the influences of the epeiric sea on these deposits, based on the facies and detailed stratigraphic analysis of the outcropping siliciclastic-carbonate succession in the northwest portion of the State of Piauí, where the municipalities of José de Freitas (Fig. 1) are located.

The absence of modern analog models and the few works on epeiric seas, especially in Gondwana, increases the need for detailing this carboniferous sea. As a way of reducing this gap in the knowledge of the Pennsylvanian epeiric sea in the Parnaíba Basin, this article provides a stratigraphic detailing of 5 exceptional meters of carbonate that represent the record of the easternmost portion of the epeiric sea that spanned South America during the Carboniferous, an important addition to paleogeographic knowledge of Western Gondwana during that period.

2. A record of epicontinental Paleozoic seas

The Paleozoic concentrates the records of epicontinental seas, mainly the coastal boundaries of the Gondwana and Laurasia paleocontinents. During the Early Devonian and beginning of the middle Devonian in Gondwana, an internal sea extended throughout the Amazon Basin to the Purus Arc, depositing the Urupadi and Curuá groups in a neritic, glacial-marine, fluvio-deltaic, lagoon and restricted sea environment (Streel, 1986). During this period, the Canindé Group, described as a marine, deltaic, fluvial and tidal flat paleoenvironment, was deposited with the regressive events at the onset of the

Carboniferous in the Parnaíba Basin (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). At the height of this transgression the flooding may have reached the Upper Tapajós Basin (Almeida and Carneiro, 2004).

In Southern Gondwana during the Early Devonian, the sea also flooded the Paraná basin, Parecis basins and Durazno Group in Uruguay according to data on fauna, establishing communication for the first time (Melo, 1989; Uriz et al., 2016). During the middle Devonian the basins of the South American Platform made up a vast epicontinental sea between the Parnaíba, Paraná, Amazon, Chaco-Paraná and Tarija basins, covering one fourth of what would become the Brazilian territory (Petri and Fulfaro, 1983; Uriz et al., 2016), making up a seaway that connected the Proto-Pacific with the Panthalassa Ocean. Chemostratigraphic work on conodonts has also helped in identifying an epicontinental Devonian sea north of Gondwana, known as the Variscan sea, covering what is now the coast of Morocco (Dopieralska et al., 2016).

According to Scotese and Mckerrrow (1990), during the Carboniferous the Western Gondwana sea connected the Parnaíba, Solimões and Amazonas basins. Silva (1996) described the platform carbonate deposits derived from transgressive events, based on the division of the depositional surfaces of the Pennsylvanian sediment column in the Amazon Basin. Matsuda (2003) defined shallowing upward cycles in the carbonate platform of the Amazon Basin during the Lower Pennsylvanian, in the Monte Alegre and Itaituba formations. Scomazzon (2004) and Moutinho (2006), based on taxonomic and isotopic analyses of brachiopods and conodonts, similarly interpreted these deposits as carbonate platforms and defined the transgressive/regressive cycles that formed that platform. Anelli (1999) worked in Pennsylvanian carbonate deposits in the Parnaíba Basin, correlated to those of the Amazon Basin, analyzing the taxonomic criteria for microfauna (mollusks and brachiopods), belonging to the Desmonesian floor of the global biostratigraphic chart. Lima Filho (1991, 1998), Abelha (2013) and Barbosa et al. (2016), also worked on these deposits with faciological and stratigraphic sequence analyses to individualize the formative events of the carbonate platform. Since this is a more proximal

extension, it presents distinct faciological aspects.

During the Permian, the Paraná Basin was again flooded by an epicontinental sea with an area of over 1,600,000 Km² responsible for deposition of platform mudstone in the Serra Alta Formation (Simões et al., 2016).

Analogous and synchronous models of internal seas and seaways are also described for the Laurasian Paleocoastline (Scomazzon, 2004). One example is the Mid-Continent Platform, which presents different transgressive/regressive phases in regions of the United States and portions of Canada throughout the Paleozoic. During the Phanerozoic the rise in the eustatic level favored the deposition of thick sequences of carbonates and shales (Simo et al., 2003; Fanton et al., 2002; Panchuk et al., 2006; Fanton and Holmden, 2007; Brett et al., 2008; Holmden et al., 2006; Peterhansel and Pratt, 2008; Cramer et al., 2008; Algeo et al., 2008; Olszewski and Patzkowsky, 2008; Brand et al., 2009; Woodard et al., 2013).

3. Geologic setting

The Parnaíba Basin represents an intracratonic syncline limited to the east by the Borborema Province, to the south by the São Francisco Craton, to the west by the Araguaia Belt and to the north by lineaments and the São Luís-Grajaú Basin (Góes and Feijó, 1994). The sedimentary bulk deposited in this basin was a consequence of the reactivation of a fracture megasystem, with the crustal subsidence at the end of the Brazilian Orogeny and beginning of the Caledonian Orogeny at the Silurian-Devonian boundary, until the later Triassic sedimentation (Vaz et al., 2007). Góes and Feijó (1994) subdivided the sedimentation of the Parnaíba Basin into three sedimentary cycles, according to tectono-structural and paleoclimatic variations: the Silurian (Serra Grande Group), Devonian (Canindé Group) and Carboniferous-Triassic (Balsas Group). According to Vaz et al. (2007), the Balsas Group is composed of the Piauí, Pedra de Fogo, Motuca and Sambaíba formations, which

represent a clastic-evaporitic paleoenvironment of the shallow sea related to a lacustrine paleoenvironment (Fig. 2).

The Piauí Formation is distributed in the southern and northeastern portions of the Parnaíba Basin, overlapping the sandstones and siltstones of the Poti Formation, covered by the basal chert of the Pedra de Fogo Formation. It presents approximately 220 m of thickness (Lima Filho, 1998), and is divided by Mesner and Wooldridge (1964) into Lower and Upper members. The Lower Member is composed of reddish sandstones interbedded with red pelite. The Upper Member, the focus of this study, is composed of fine to medium sandstones, predominantly with selected subrounded to rounded grains, and fossiliferous limestone containing an invertebrate fauna composed of trilobites, mollusks, echinoderms, crinoids and fossil plants (Dolianiti, 1972; Santos et al., 1984; Santos and Carvalho, 2004). According to Campanha and Rocha Campos (1979), microfossil assemblages consisting of foraminifera and conodonts are also described; these fossils portray a warm and shallow marine paleoenvironment. Lima Filho (1991) describes the deposits of the Piauí Formation as aeolic deposits at the base, vertically grading into small deltas and a shallow carbonate platform with tidal and storm influence at the top, the Mocambo carbonate. This carbonate was interpreted as the result of a small marine incursion into the continent (Lima Filho, 1998).

The ages attributed to the Piauí Formation were obtained based on the biota of the Mocambo Carbonate. According to Campanha and Rocha Campos (1979) the microfossils, especially the conodonts, indicate a middle Pennsylvanian age (307–311 Ma) for these layers. Some similarities between the macrofauna of the Mocambo Carbonates and the Itaituba Formation of the Amazon Basin are described by Anelli (1999), such as the similarity between mollusk and brachiopod faunas. Mendes (1966) also studied aspects of the Mocambo carbonate macrofauna, and describes rare brachiopods and an abundance of mollusks, inversely proportional to the macrofauna of the Itaituba Formation, which may indicate that although the environments were marine at the

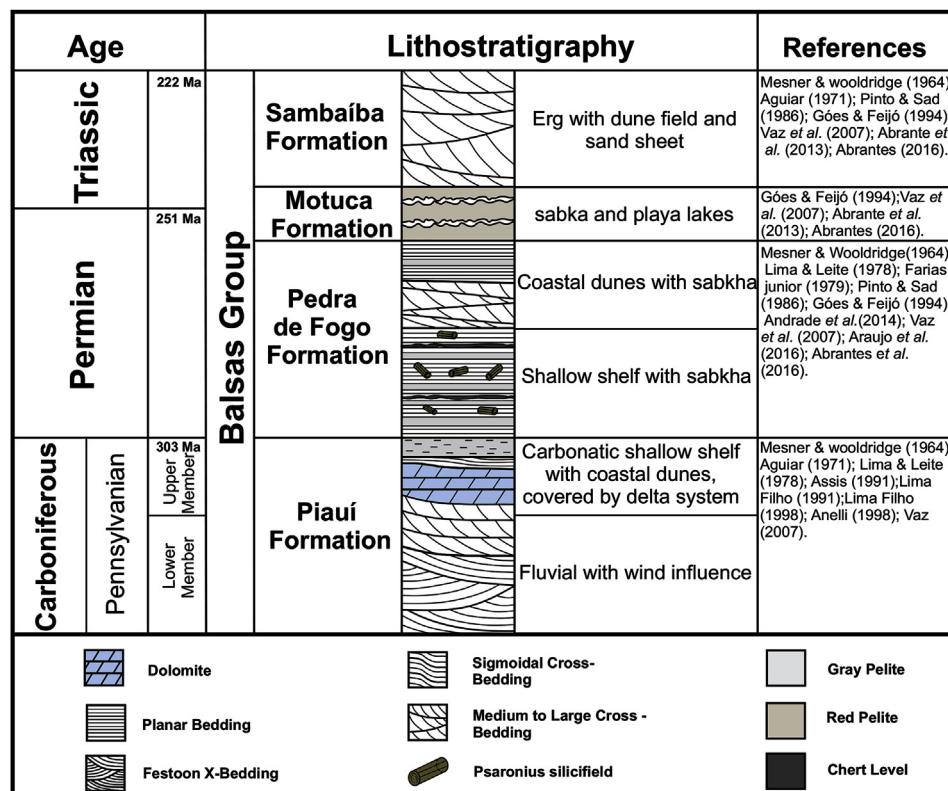


Fig. 2. Simplified stratigraphic chart of the Balsas Group, Permo-Carboniferous of the Parnaíba Basin. (Modified from Vaz et al., 2007) (Abrantes, 2016; Abrantes and Nogueira, 2013; Andrade et al., 2014; Araújo et al., 2016; Farias, 1979; Pinto and Sad, 1986).

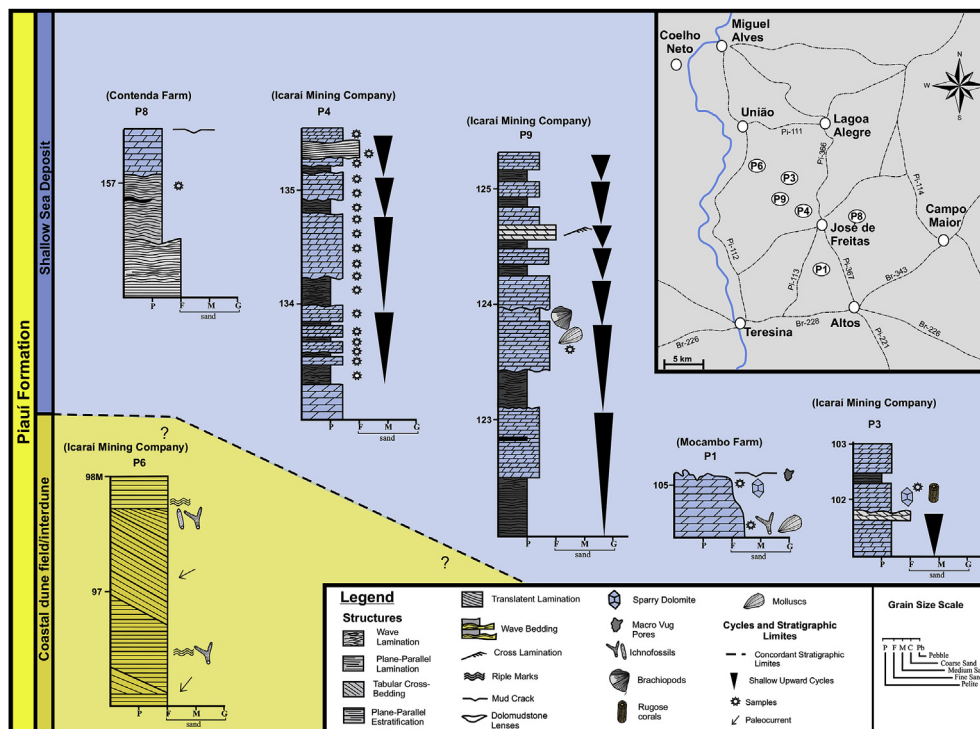


Fig. 3. Lithostratigraphic profiles of the Upper Piauí Formation, in the José de Freitas (PI), central region of the Parnaíba Basin.

end of the Paleozoic, there were different environmental conditions in these regions.

The Pennsylvanian was marked by a transgressive-regressive cycle registered throughout the Brazilian syncline (Almeida et al., 2000). The record of this marine transgression in Gondwana during the middle Pennsylvanian is described by Caputo and Crowell (1985), Cunha et al. (1994), Almeida et al. (2000), Matsuda (2003), Scomazzon (2004), Moutinho (2006) and Cunha et al. (2007). Anelli et al. (2006, 2012) identified and described a marine fauna from this marine transgression in the Parnaíba Basin.

4. Methods and techniques

Facies modeling, as proposed by Walker (1990, 1992) and Miall (1991, 1994), was the main technique used in this work. Nine well-preserved outcrops were studied near the city of José de Freitas, in Maranhão state, Brazil, (Fig. 1). In order to assist the facies description, columnar profiles and panoramic sections were obtained according to Wilzevic (1991).

Twenty-two thin sections were made for petrographic studies. The thin sections of carbonate rocks were dyed with Alizarin Red S (0.2 g/100 mL of 1.5% HCl), for the distinction of calcite and dolomite, according to Dickson (1966). The constituents of each rock were analyzed (matrix, cement, bioclasts, siliciclastic grains, pores) and a 300-point count was performed on each thin section to determine the percentage of constituents (Flügel, 2004; Tucker and Wright, 1990). The microfossils were classified according to Wright (1992) for carbonate rocks and Folk (1968) for sandstones.

The X-ray diffraction (XRD) analysis allowed the characterization of the mineral assemblage in the sample of the studied profiles. The powder method was used, and its result was analyzed by the X'Pert MPD-PRO PANalytical diffractometer equipped with Cu anode ($\lambda = 1.5406$) at the Mineral Characterization Laboratory (CML) of Federal University of Pará, the results were compared with database material from the International Center on Diffraction Data (ICDD) with the aid of X'Pert HighScore Plus software.

Carbon and oxygen isotopes were analyzed for 16 samples of the

Piauí Formation. Carbon and oxygen isotope analyses were carried out at the Stable Isotope Laboratory (LABISE) of the Federal University of Pernambuco, Brazil. The CO_2 gas extracted from the carbonates was sprayed in a high vacuum line after the reaction with 100% phosphoric acid was heated at 25 °C for one day (three days in the case of the presence of dolomite). The CO_2 release, after cryogenic cleaning, was analyzed in a mass spectrometer (triple SIRA II triple inlet collector). The results were recorded with the conventional notation of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in per thousand (‰) relative to the PDB (Pee Dee Belemnites) standard. The standard for $\delta^{18}\text{O}$ is given in SMOW (standard mean ocean water) and the values converted to PDB are usually used. The uncertainties of the isotope measurements were 0.1‰ for carbon and 0.2‰ for oxygen, based on the multiple analysis of a laboratory internal standard (BSC; Borborema Skain Calcite).

5. Facies association/microfacies

5.1. General aspects

The Piauí Formation outcrops near José de Freitas are included in a geomorphologically flat region of the Parnaíba Basin, composed of extensive dissected areas (Pfaltzgraff et al., 2010). The carbonate and siliciclastic facies/microfacies sets of the Upper Piauí Formation portion exhibit an outcropping thickness of 5 m, exposed in inactive and active mining fronts and in the urban area of the city of José de Freitas (Piauí State). The localities studied were Contenda Farm, Icarai Mining and Mocambo Farm, whose names provide the informal designations of the carbonates studied, provided by Anelli (1999).

Eight microfacies were identified and grouped into two facies associations (FA) representative of: FA1-coastal dune field/interdune and FA2-shallow sea deposits (Fig. 3 and Table 1). FA2 is constituted by carbonate reaching a maximum of 4 m in thickness, with exposures at Mocambo Farm that are no more than 1 m in height.

No lateral and vertical relationships were observed between FA1 and the other associations. The FA1 is, here considered to be the base of the succession studied due to its altimetric elevation of around 98 m; this level is consistently below the Mocambo Farm level of around

Table 1
Facies, sedimentary processes and facies associations of the upper Piauí Formation.

Facies	Description	Depositional/diagenetic process	Facies Association
Dolomicrosparite with brachiopods and corals (Dbc)	Gray fine dolomite, with decimetric tabular layers, massive bedding and drapes of black shale. Cement shows crystals of very thin dolomite < 10 µm, obliterating the constituents of the rock, exemplified by the non-mimetic texture in bioclasts. Also recorded are: organic matter, internal and external molds of mollusks and macrofossils, such as rough corals, brachiopods and bivalves.	Chemical precipitation of carbonates in low energy environment and diagenetic alteration for dolomite.	Shallow sea deposits (FA2)
Dolomicrosparite with contraction cracks (Dc)	Tabular and wave layers, with rounded millimetric pellets, cemented macropores by sparry dolomite and wrapped in ferruginous film, fossil fragments of bivalves, foraminifera and gastropods. Cement with very thin to fine (< 10 µm) dolomite crystals, and predominant vug-type porosity, partially filled by medium sized crystals.	Chemical precipitation of carbonates in a low energy environment. Subaerial exposure and dryness of heterogeneous substrate.	
Pelletal dolograstone with bivalves and gastropods (Pdbg)	Tabular and wave layers, with rounded millimetric pellets, macroporous vugs filled by sparry dolomite and wrapped in ferruginous film, fossil fragments of bivalves, foraminifera and gastropods. Cemented by dolomite and predominance of vug porosity.	Chemical precipitation of carbonate and fecal deposition of invertebrates. Diagenesis forming sparry dolomite. Proliferation of sessile benthic organisms and microorganisms.	
Pelletal dolograstone with contraction cracks (Pdc)	Incipient plane-parallel bedding and lamination, and polygonal contraction cracks. Shown in thin section: fragments of articulated and disarticulated shells, foraminifera, pellets and undifferentiated micritized bioclasts. Dolomite cement and predominant vug porosity.	Formation of pellets by fecal deposition of invertebrates, chemical precipitation of carbonates in a low energy environment. Subaerial exposure and recurrent dryness. After diagenetic alteration of pre-existing carbonate, for dolomite. Proliferation of sessile benthic organisms.	
Organic shale (Os)	Black pelite, with organic matter, centimetric to decimetric thickness, presenting discontinuous laminations, wavy lamination, gradient to plane-parallel portions, present as drapes or interbedded with carbonate layers.	Decantation of suspended material and preservation of organic matter in partially anoxic and low energy environment.	Coastal dune field/interdune (FA1)
Sandstone showing tabular cross bedding (Stb)	Medium white sandstone, with tabular cross bedding whose sets range from 30 cm to 40 cm, and climbing ripple dipping to NW, associated with asymmetric ripple marks.	Migration of underwater 2D dunes in a unidirectional lower flow regime. Migration of sporadic wavy marks with predominance of suspension.	
Sandstone showing plane-parallel stratification (Spps)	Layers with decimetric thickness of fine to medium red sandstone with plane-parallel stratification and cross-lamination of low angle.	Migration of flatbed forms by high wind speed or deflation. Migration of wind ripples.	
Sandstone showing climbing translent lamination (Scl)	Fine sandstones, white, reddish, well selected and with well-rounded grains, tabular layers with subcritically climbing translent lamination.	Grain jumping and dragging under subaerial conditions, linked to the migration of wind ripples under high wind speed.	

105 m. Black shale intercalations were observed only at Icarai Mining at the FA2; additionally, the siliciclastic facies are usually cemented by dolomite.

5.2. Coastal dune field/interdune facies association (FA1)

This facies association represents a 2 m-thick package, described near the Icarai Mining Company. It is a basal facies association foundation and is composed of plane-parallel stratification sandstone (Spps), tabular cross stratification sandstone (Stb) and climbing ripple translent (Scl), underlain and laterally in contact with the shallow sea facies association (FA2) (Table 1 and Fig. 4).

The dune field sandstones comprise fine to medium, well-sorted, well-rounded, high-sphericity, whitish red-colored grains. The sandstones display plane-parallel laminations and tabular cross stratifications sets of up to 1 m in thickness, with tangential truncation in the bottomset and a moderate foreset angle in the topset, ranging from 20° to 30° (Spps, Stb and Scl facies). The sets show thinning-upward, with preferential migration of the foresets to SW. Reactivation surfaces, grain fall and grain flow structures are also described.

Grain flow strata are 0.5–6 cm thick (average thickness of 1.8 cm) (Fig. 4-A). The distinction of grain flow strata from other types of wind strata in cores is based on a thinning upward aspect that is sometimes massive, and fine to medium sandstone with high dipping angle (25–30°).

Grain fall deposits are constituted by very fine to fine grained sandstone, well-sorted and steeply-dipping strata (25–30°) interlayered with grain flow strata (Fig. 4-A). Grain fall strata are 1–2 mm in thickness, sometimes showing coarsening-upward.

The interdune facies comprises very fine to fine grained sandstone, whitish red-color sandstone bodies (0.5–6 m thick) with horizontal to subhorizontal stratification interlayered with aeolian dune cross-bedding sets. The Spps facies present bottomset with small symmetrical wavy marks and topset with a high degree of bioturbation. The bioturbation is centimetric to decimetric scale, elongated and branched in Y or T, with horizontal, oblique or vertical shapes, and widening at the junctions between certain branches, with smooth walls without lineation, with irregular borders and passive filling, similar to robust galleries inhabited by *Thalassinoids* (*domichnia*) (Fig. 4-C).

5.2.1. Interpretation

The FA1 is composed of a coastal dune field with wet interdunes that did not prevent the migration of bed forms (Wilson, 1971; Fryberger et al., 1979; Giannini et al., 2008). The Stb facies was formed by the constant migration of small to medium scale, asymmetric 2D bed forms with influence of wind ripples on the stoss side. Grain flow and grain fall are responsible for deposition at the front of the dune (slip-face), forming a greater slope on the leeside and may indicate residual deposits of aeolian dunes (cf. Hunter, 1977; Brookfield, 1977; Kocurek and Dott, 1981). Horizontal surfaces bounding cross-bedded sets, which are occasionally overlain by interdune deposits, are interpreted as first-order surfaces produced by aeolian dune and interdune climbing (Mountney, 2006).

The Scl facies display records of small ripple migration, formed by saltation and suspension transport and deposition, under subaerial grain conditions, forming interbedding of sub-horizontal laminations or pseudo-bedding, preserved mainly in the stoss dune side (McKee and Weir, 1953; McKee, 1966; Hunter, 1977).

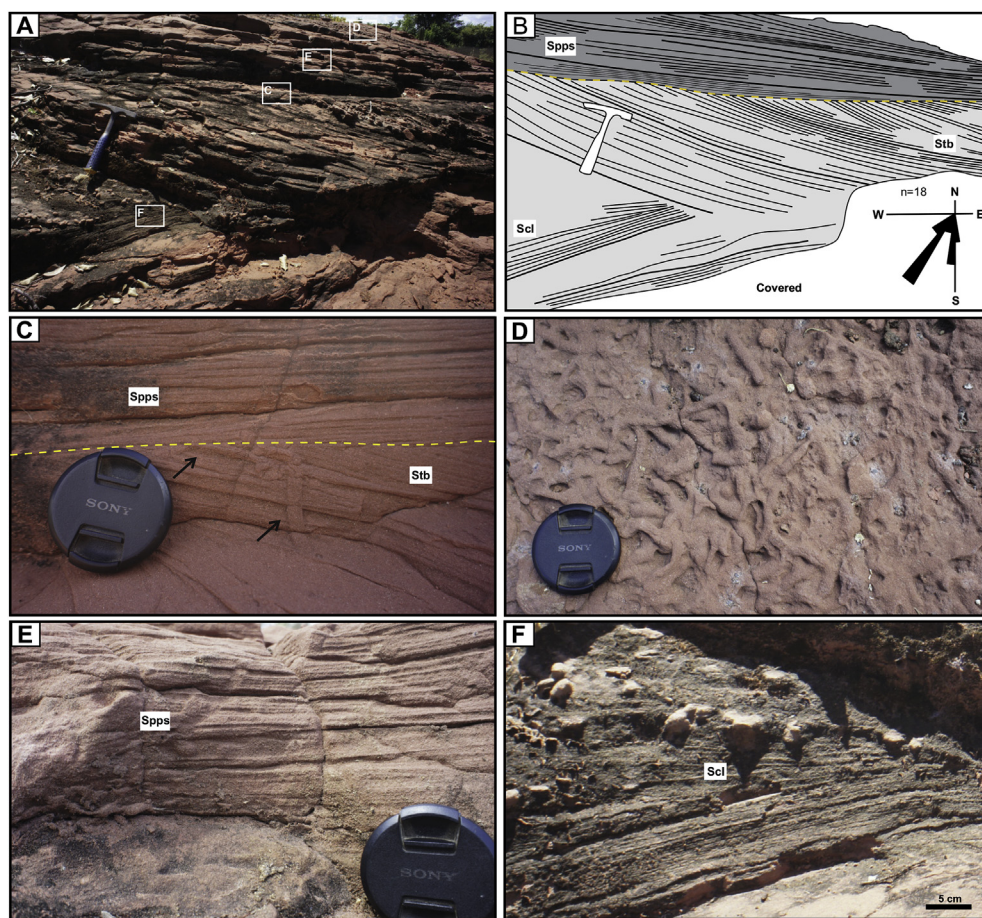


Fig. 4. Faciological aspects of the dune/interdune field association (FA1). A) Sandstone showing foresets migrating to SW; B) Representative drawing of A. Note the foresets migrating to SW; C) Contact between plane-parallel stratification sandstone (Spps) with tabular cross stratification facies sandstone (Stb), with emphasis on vertical bioturbation (black arrow); D) Spps facies showing topset with high bioturbation index similar to *Thalassinoides*; E) Plane-parallel stratification sandstone (Spps); F) Sandstone with subcritically climbing translational lamination (Scl). (Camera lens cap with 5 cm in diameter).

The upward transition of aeolian dune cross-strata to plane-parallel stratification sandstones suggests that the later deposits are interdune (Fig. 4-B). The Scl and mainly Spps facies comprise interdune structures formed in depressions between wind dunes, deposited by deflation, through wind ripple migration that forms subcritical climbing translational strata (Silva et al., 2008). At certain points wavy millimeter-scale laminations are associated with the top Spps facies, interpreted as adhesion structures (Fig. 4-B) produced by the adherence of dry sand grains released by the wind onto damp depositional surfaces (Kocurek and Fielder, 1982). Prevalence of adhesion structures suggests a depositional surface near the coastal or phreatic level (Kocurek and Fielder, 1982; Crabaugh and Kocurek, 1993).

Organisms that excavated tunnels formed robust housing galleries (*domichnia*) with high degree bioturbated strata that indicate a humid and high concentration of nutrients in this environment, contributing to biota proliferation (Giannini et al., 2008). *Thalassinoides* ichnofossils at the top of aeolian deposits are rare, although their presence corroborates the coastal environment interpretation (Knaust and Bromley, 2012).

5.3. Shallow sea deposit (FA2)

This facies association consists of a tabular, laterally continuous and lenticular succession of strata, up to 4 m in thickness, exposed at the mining front of Icaraí Mining and in the abandoned mine of the Mocambo Farm. It is composed of dolomicrosparite with brachiopods and corals (Dbc), dolomicrosparite with contraction cracks (Dc), pelletal dolograstone with bivalves and gastropods (Pdbg), pelletal dolograstone with contraction cracks (Pdc) and organic shale (Os) (Table 1). This association is organized in metric scale cycles, marked by pellets at the base and thin layers of sandstones and contraction

cracks at the top indicating a shallowing upward trend. In general, the rocks of this facies association are strongly dolomitized, which hampered the detailed recognition of the bioclasts, usually in the ghost texture.

Dbc is gray and arranged in tabular and undulating layers, interbedded with organic shales and millimeter lenses of laminated carbonate pelite (Fig. 7). It presents a diverse and abundant fauna, composed of brachiopods and mollusks, such as some of the genus *Wilkingia* (Figs. 5-1, 5-2, 5-3), *Oricrassatella* (Figs. 5-4), *Choristites* (Figs. 5-6 and 5-7), *Brasilioproductus* (Figs. 4-8 and 4-9) and corals of the order Rugosa (Figs. 5-10, 5-11 and 5-12). The Dbc microfacies is composed of incipient wavy lamination, characterized by the higher concentration of clay, polymodal dolomite crystals, semi-planar, xenotopic to very thin hypidiotopic (8 μ m), with portions of fine dolomite (20–30 μ m) (Fig. 6-A), vug porosity, with rounded and elongated pores. Fractures also occur filled with organic matter, partially replaced by iron oxide. Monocrystalline quartz grains (70 μ m–270 μ m) are fine to very fine sand fraction, subangular and have edges corroded by the dolomitic cement. There are also plagioclase grains, angular, very fine sand (100 μ m) and illite lamellae (120 μ m). Iron oxide and organic matter, as well as iron sulfide (pyrite) cubes are found in some samples of this facies (Fig. 6-A and 9).

The Dc facies, approximately 40 cm thick, consist of tabular layers with plane-parallel lamination and wavy top, with scarce fragments of bioclasts (Fig. 7). At the Contenda Farm, this microfacies exhibits orthogonal contractile cracks. The Dc microfacies presents semi-planar polymodal dolomite crystals, ranging in size from very thin to thin (8 μ m–11 μ m), xenotopic to hipidiotopic; porosity is Vug, with rounded shapes, and partially filled with dolomite cement with medium sized crystals (Fig. 6-B). Dissolution seams and bioclast ghost texture with contours of very fine dolomite also occur. Microcrystalline silica cement



Fig. 5. Fossiliferous assembly in the Dbc facies: 1, 2 and 3) Bivalves of the genus *Wilkingia*; 4) Bivalve of the genus *Oricrassatella*; 5) Mold of gastropod replaced by sparry siliopproductus. 6 and 7) Brachiopod of the genus *Choristites*; 8 and 9) Brachiopods of the genus *Brasilioproductus* 10, 11 and 12) Rugose Corals.

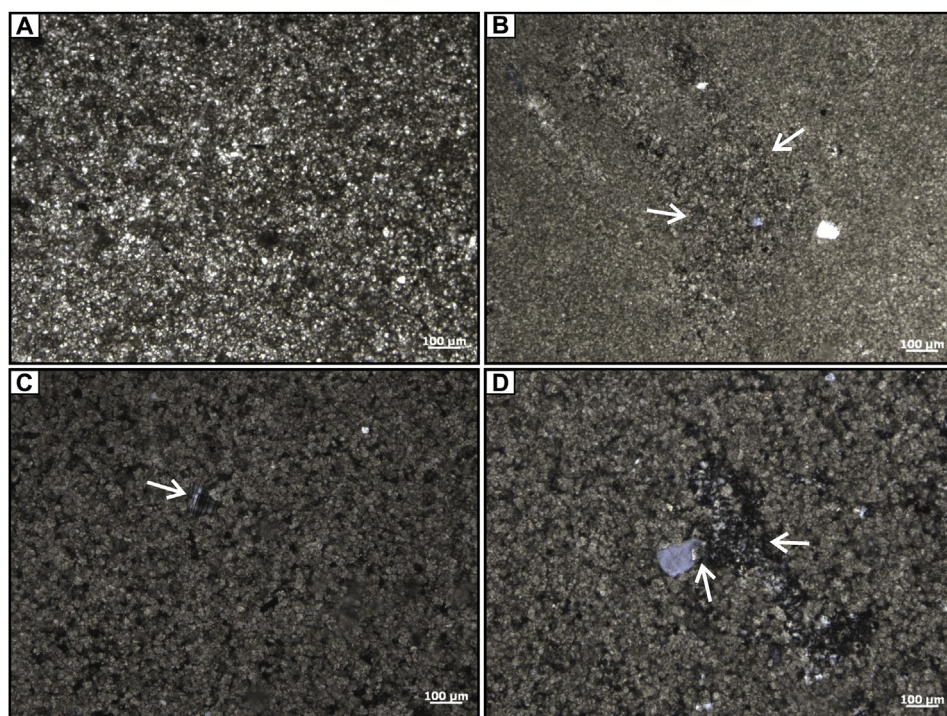


Fig. 6. Petrographic aspects of Dbc and Dc facies. A) Huge amount of organic matter combined with dolomite crystals; B) Very fine xenotopic dolomite crystals with thin hipidiotopic dolomite portions, indicated by the arrows; C) Cristal of subangular microcline in the thick silt fraction, indicated by the arrow; D) Microcrystalline silica cement filling porosity (Photos A, B with N// and C, D with NX).

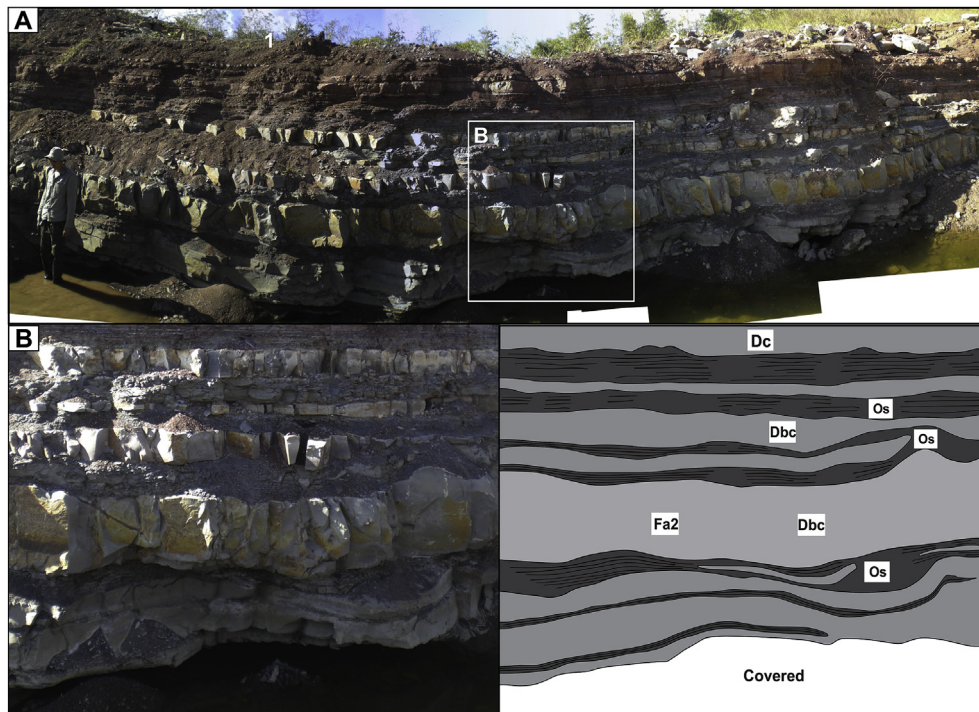


Fig. 7. Association of shallow sea deposit (FA2). A) panoramic section of the carbonates in front of mining activity of the Icaraí mining company; B) Facies of carbonate platform represented by facies Os, Dbc and Dc; C) Schematic drawing of figure B indicating facies.

filling pores is rare (Fig. 6-D). The quartz grains vary from coarse silt to medium sand (0.06 mm–0.34 mm); they are scattered throughout the rock, but are concentrated at levels of approximately 3 mm, where they are very fractured and cemented by fine dolomite. Sub-rounded microcline grains have thick silt size (Fig. 6-C).

The Pdbg facies is gray and arranged in laterally discontinuous tabular layers, with thickness varying from 20 cm to 40 cm. It presents dissolution macropores filled by sparry dolomite surrounded by an amorphous mass of organic matter and iron oxide-hydroxide (Fig. 10-

C). Ichnofossils are present as horizontal, elongated and bifurcated excavations, infilled by the same mineralogy of the host rock (Fig. 8-C). Organic matter is widespread in the rock. In this facies the macrofossils occur as internal molds of gastropods substituted by sparry dolomite and internal and external molds of bivalves, such as the *Wilkingia* genus (Fig. 10 B, D and F-G). Fragments of indistinct, foraminifera and pellet bioclasts were also identified (Fig. 8-B). The Pdbg microfacies is composed of pellets, ranging from 280 μ m to 760 μ m in size. It also presents indistinct micritized bioclasts, foraminifera and bivalve shell fragments,

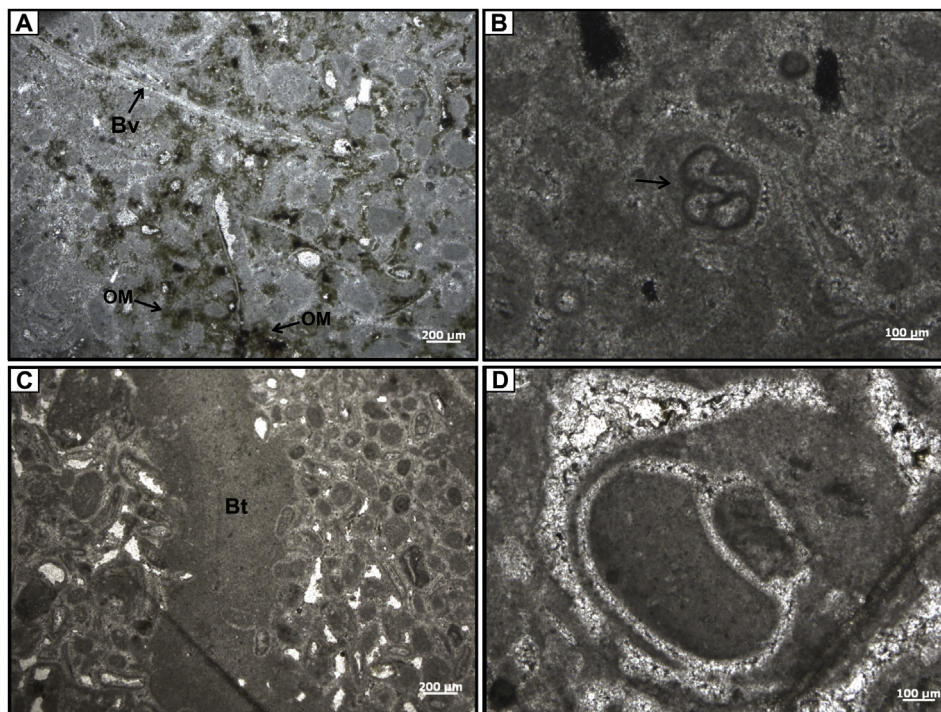


Fig. 8. Petrographic aspects of Pdc and Pdbg facies. A) Bivalve shell fragments (Bv) and concentrations of organic matter (OM) in the midst of microstolated pelobes and bioclasts; B) Spiral-plane foraminifera indicated by the arrow; C) bioturbation (Bt) filled by micrite; D) Parallel section of the shell of a gastropod with a wall replaced by dolomite and pores filled with microcrystalline calcite (Photos A, C and D with N// and B with NX).

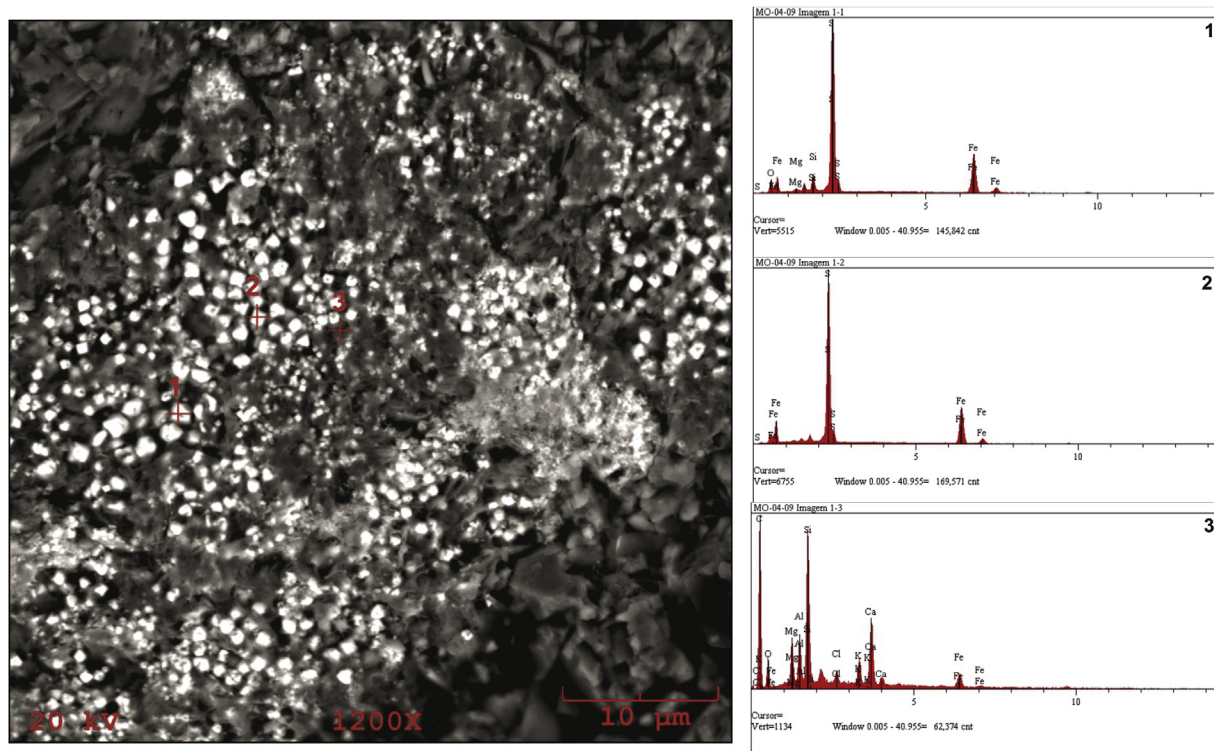


Fig. 9. MEV image and EDS analyses of Dbc and Dc facies. 1 and 2) Main peaks of sulfur and iron in cubic pyrite; 3) Carbon derived from organic matter and peaks of calcium (Ca) and magnesium (Mg), derived from dolomitic cement.

ranging in size from 300 µm to 1200 µm (Fig. 8-D). Some shells are filled with dolomitic cement. The moldic porosity (pellet and shell) is intraparticle (in the pellets and in some bioclasts) and interparticle. The pores are filled with organic matter, iron oxide/hydroxide, and pyrite,

pellets, fine dolomitic cement (10–40 µm), and microcrystalline silica cement, as well as sparry dolomite cement, which partially replaces some pellets and portions of the dolomitic cement. Sub-rounded, monocrystalline quartz grains with wavy extinction in the very fine to

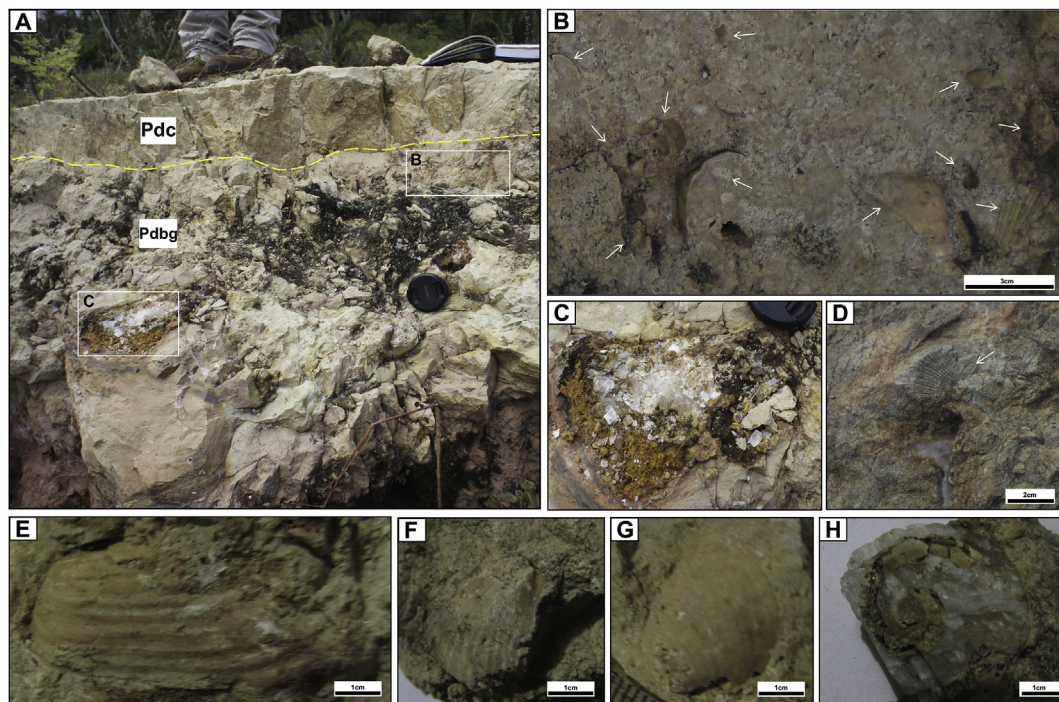


Fig. 10. Carbonate facies and macrofossils of the Mocambo carbonate type section, Mocambo Farm. A) Contact between the Pdc and Pdbg facies with emphasis on the presence of vugs filled by sparry dolomite, while the Pdc facies exhibit massive bedding; B) Pdbg facies with arrows indicating various internal molds of molluscs; C) sparry dolomite with iron oxide-hydroxide-cemented border filling macropore; D) external bivalve mold; E) internal bivalve mold of the genus *Wilkingia*; F and G) internal bivalve mold; H) internal gastropod mold replaced by sparry dolomite cement.

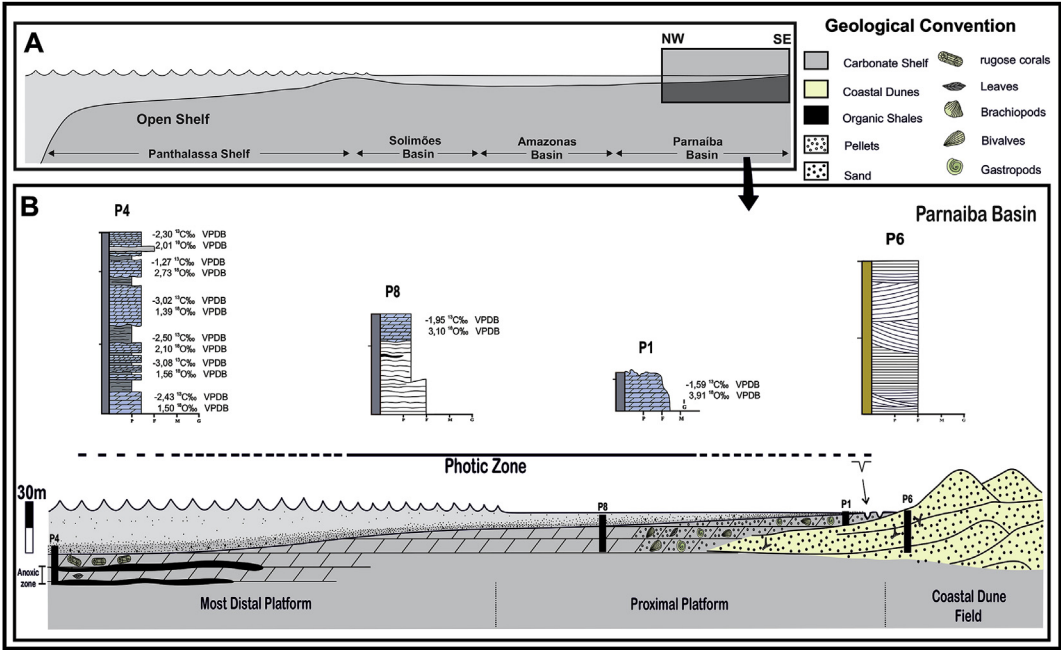


Fig. 11. Schematic paleogeographic model of the Itaituba-Piauí epicontinental sea. A) Insertion of the epeiric sea on the western border of Gondwana and highlighting square position of this sea in the Parnaíba Basin. B) Proximal mixed platform of the Itaituba-Piauí sea, near the municipality of José de Freitas, with the stratigraphic positioning of the carbonate profiles, on which isotopic analyzes of C and O were performed.

medium sand fraction (100 μm –400 μm) have edges corroded by dolomite cement (Figs. 8 and 10). The Pdc facies is arranged in whitish gray tabular layers, laterally discontinuous, varying from 15 cm to 50 cm in thickness (Fig. 10-A). At the top of the layer thin micritic horizons with polygonal contraction cracks occur, with decametric to metric length filled by micrite. There are foraminifera and fragments of undifferentiated bioclasts associated

with the pellets (Fig. 8 A and B). The pellets of the Pdc microfacies range from 240 μm to 520 μm . Micritic bioclasts correspond mainly to foraminifera and fragments of disjointed and articulated shells of bivalves, with sizes that range from 2 mm to 4.4 mm. Micritic intraclasts also occur; these structures are usually angular, with an average size of 0.5 mm. The most common porosities in this facies are secondary, composed of moldic porosity (pellets and shell), intraparticle in the

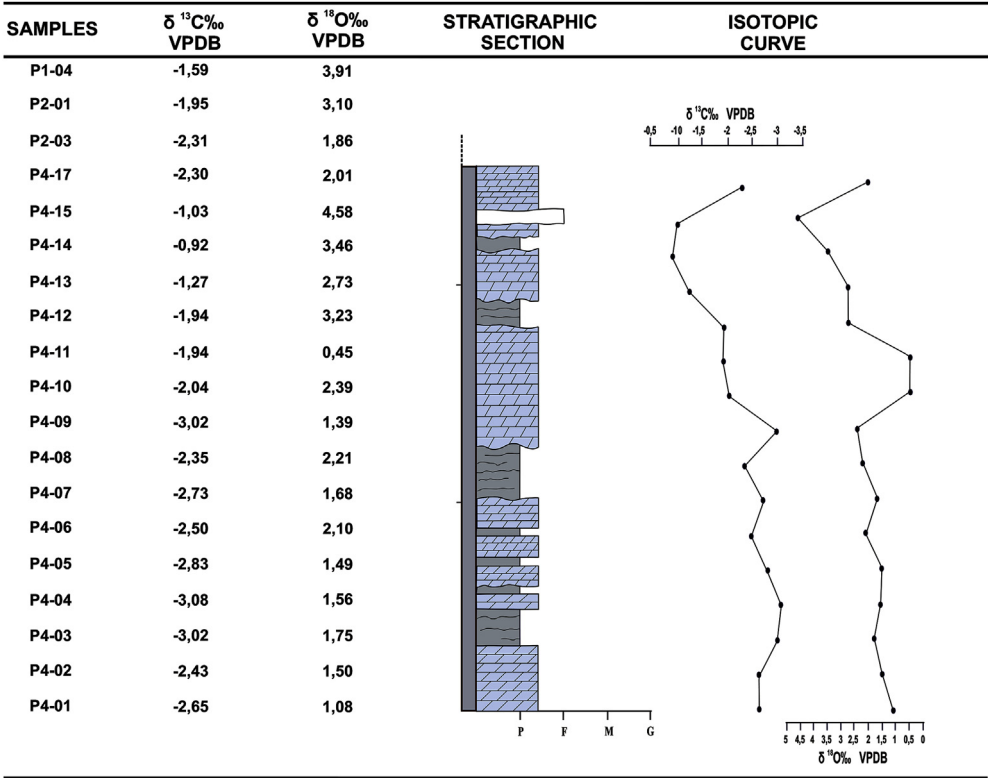


Fig. 12. Stable isotope values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, analyzed at points P4, P2 and P1, with stratigraphic section and isotopic curve of P4.

pellets, and of the vug type, and the primary porosities are intraparticle in shells, and interparticle (between pellets and bioclasts). Some pores are filled by iron oxide/hydroxide and thin dolomite (10 μm), hypidiotopic, as well as point sparry dolomite cement (ranging from 400 μm to 2200 μm).

The Os facies is composed of plane-parallel laminations, passing laterally to wave laminations, arranged in layers ranging from 15 cm to 60 cm in thickness, interbedding with the Dbc facies (Fig. 7 A and B). Lenses of organic shales occur locally, with thickness of 2 cm–5 cm. The Os facies presents large amount of organic matter associated to pyrite crystals.

5.3.1. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$

Spot analyses of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ were performed on the carbon profiles of profiles 1 and 8 (Figs. 3 and 11), and an isotopic profile was developed, with stacking of the carbonate facies for profile 4. The isotopic profile has a maximum thickness of 3 m, because the carbonate facies in the region are the last expression of an epicontinental Pennsylvanian sea. The negative excursions of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ are small but well defined, with magnitude peaks of -3.08‰ and -3.02‰ in profile 4 and -1.59‰ and -2.31‰ in profiles 1 and 8, respectively (Fig. 11). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ profile presents positive values, with concordant variations to the curve of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, with a maximum peak of 4.58‰ (Fig. 9). The carbonate succession of 3 m thickness exhibits negative excursions of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ with peaks reaching -3.08‰ to -3.02‰ and less depleted values of -1.59‰ and -2.31‰ (Figs. 11 and 12). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ is covariant with the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, generally with maximum positive values of 4.58‰ (Fig. 12). The isotopic values of depleted $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ in Paleozoic carbonate rocks must generally be evaluated according to their signature type, whether primary or secondary. One of the procedures for this evaluation is the analysis of isotopic values plotted in the $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ diagram (Fig. 13).

The carbonates studied in the succession are found only in FA2, mainly in facies Dbc and Dc, and to a lesser degree in facies Pdbg and Pdc. These carbonates, despite the substitution of the primary constituents for dolomite as attested in the petrography, present a primary isotopic signal due to the crystallization of dolomite at shallow depth and low temperature in contact with the sea water during an initial diagenesis (Machel, 2004). Despite some faciological differences analyzed in both the petrography and macroscopically, the isotopic compositions are very similar, due to the homogenization process. The negative values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ are covariable with the positive values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, suggesting that the volume of supersaturated fluid in dolomite was sufficient for changing not only $\delta^{18}\text{O}$, but also $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 13). However, that relation indicates that those carbonates were not changed by meteoric diagenesis and burial, due to the extremely

negative standard, mainly of $\delta^{18}\text{O}$ in those diagenetic environments (Veizer and Demovic, 1973; Lohmann, 1988; Armstrong-Altrin et al., 2011).

Dolomitization is an event that affects all carbonate facies, and is found corroding grains, replacing microfossils and filling in macro and micro pores. This process occurred in a shallow diagenetic marine environment, causing major cementing and filling of pores by waters supersaturated in carbonates, impeding the widespread circulation of interstitial and water/rock interactions that are so favorable to new diagenetic changes, generally identified by negative values of $\delta^{18}\text{O}$, since it is more susceptible to change than $\delta^{13}\text{C}$ (Morse and Mackenzie, 1990).

In spite of the major dolomitization event that altered the mineralogical composition of elements in the rock fabric in a marine environment, the positive values of $\delta^{18}\text{O}$ in the studied carbonates attest to the primary isotopic sign for the dolomite. Larsen and Chilingar (1979) stated that the majority of ancient and modern dolomites come from substitution, due to specific conditions of high concentrations of $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ and an alkaline pH, which maintains a high concentration of CO_3^{2-} anions in solution. Degens and Epstein (1964) report no change in $\delta^{18}\text{O}$ levels due to calcite dolomitization. Clayton et al. (1968) stated that they found small variations in the proportions of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, but concluded that the dolomite was formed by precipitation and not by cationic substitution. Fritz and Smith (1970), and Machel (2004) identified a small variation in the proportion of $\delta^{18}\text{O}$ due to dolomitization, but did not explain the substitution of calcite, but that of protodolomite, which has a similar $\delta^{18}\text{O}$ composition.

Those dolomitized carbonates are associated with a large amount of organic matter, due to abundant autochthonous and/or detritic organic matter that accumulated in epeiric water bodies similar to those described by Compton and Siever (1986), and by Cramer and Saltzman (2005). The dolomitization that occurs is consistent with the anoxic microbial model or organogenic dolomitization, which is based on the degradation of organic matter, producing inorganic carbon in the interstitial water with negative $\delta^{13}\text{C}$; an increase in NH_4^+ and alkalinity, which consequently liberates adsorbed magnesium ions; and low concentration of sulfate, due to reduction of a large share of the SO_4^{2-} by sulfur bacteria (Baker and Kastner, 1981). Experiments by Baker and Kastner (1981) clearly demonstrate that sulfate inhibits the precipitation of dolomite at temperatures on the order of 200°C , better applicable to secondary dolomitization processes in buried sediments through substitution of limestone.

The carbonates, when analyzed using the Land graph (1983), in which the dolomitization models according to the ratio of water temperature during formation versus $\delta^{18}\text{O}$, show that the dolomitization process occurred under lower temperatures, around 20°C – 30°C , since

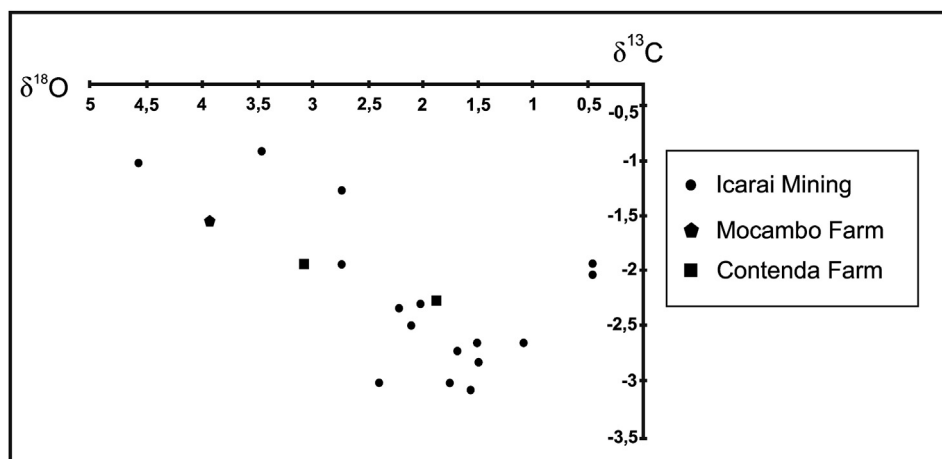


Fig. 13. Diagram of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ bivariate plot for the Mocambo carbonate.

the values for $\delta^{18}\text{O}$ are positive and range from 1‰ to 4‰. Papers such as those by Li et al. (1997) and Wierzbowski et al. (2018) also use $\delta^{18}\text{O}$ analyses in carbonatic minerals and carbonatic microfossils for discussions on salinity in shallow seas and saline lakes. According to those papers, the ascending positive isotopic curve of $\delta^{18}\text{O}$, indicate an increase in salinity towards the top, possibly related to higher evaporation.

The negative excursion of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and the similarity to the $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ curve reflect not only the influences of diagenetic processes that altered the original isotopic composition, but the proximal relations of the epicontinental seas, which is highlighted by several papers that deal with isotopic chemostratigraphy in epeiric seas and seaways of the Silurian, Devonian and Mississippian in Laurasia, which identify similar isotopic oceanographic patterns for those areas most proximal to those ancient seas (Simo et al., 2003; Panchuk et al., 2006; Holmden et al., 2006). According to Holmden et al. (2006), the negative values for $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ also stem from the more proximal portions of those seas, due to the influence of the low sea level and dolomitization.

5.3.2. Interpretation

The association of FA2 facies was deposited on a shallow carbonate platform during a period of sea level stability. However, the limited thickness of the carbonate deposits on the platform (~4 m) suggests a short period of precipitation, with local evidence of subaerial exposure, replaced by an exclusively siliciclastic sedimentation. This relation indicates more discontinuity than a continuous succession, consisting in sediments of an epicontinental carbonate platform buried by lake deposits/restricted sea.

The marginal portions of the carbonate basin had terminated the formation of carbonate fabric due to low water levels and the resulting subaerial exposure; however, in the most central portion where there was no exposure, the carbonate fabric ceased mainly due to the deposit of siliciclastic sediments and fresh water, which decimated carbonate-producing organisms.

The AF2 was subdivided into two sets, CI and CII: the CI is made up of facies Dbc, Dc and Os, deposited in the central portion of the platform in the Parnaíba Basin, under conditions of partial anoxia at the base of the set, due to the thicker layers of organic shales. The CII, made up of the Pdc and Pdbg facies, was deposited diachronically on the marginal portions of this platform.

The CI is the deepest set of facies and has diversified fossiliferous strata about 1 m thick, with a predominance of bivalves, gastropods, brachiopods and cnidarians. Bivalves of the genus *Wilkingia* are correlated with those described from the Itaituba Formation of the Amazon Basin, in the Tarma and Copacabana groups (Peru) and in the Cano Indio Formation (North America and Venezuela) (Anelli, 1999). Although they present a broad fossil assemblage with the *Wilkingia*, *Oricrassatella* and *Choristites* genera, their stratigraphic and temporal distributions range from the Carboniferous to the Permian; however, the occurrence of the genus *Brasiloproductus* restricts this temporal range to the Pennsylvanian, during the Bashkirian-Moscovian stages (318.1–311.45 Ma) (Langenheim et al., 1985; Perez-Huerta and Sheldon, 2006).

The CI indicates that the facies were deposited at a greater depth in the shallow platform, since the greatest concentration of entire molds of macrofossils occurs in the Dbc facies. Below them various thicker levels of organic shales occur, with associated pyrite crystals deposited under anoxic conditions. Those organic shales are the result of high rates of primary production and abundant autochthonous and/or detritic organic matter, associated to later local anoxic conditions.

The CII presents the facies deposited on the shallower portions of the platform and at time exposed to subaerial conditions. In the case of the Mocambo carbonate, chemical weathering during the subaerial exposure phase led to partial dissolution, forming macropores and karstic structures. Other evidences of this exposure are the polygonal contraction cracks that developed locally in the micritic substrate in

extensive carbonate plains. In this paper, we cannot affirm that those plains represent tidal plains, as interpreted by Lima Filho (1991), because structures for diagnosing tides have not been preserved in dolomitized carbonates.

Lima Filho (1991) noted signs of storm action as evidenced by the large quantity of mud associated with the limestones, as well as concentration of fossils in portions of limestone and undulating bed forms. It may be observed that the fossils are disseminated in specific levels, in which structures such as hummocky cross-stratification or rhythmites that attest to combined or tidal flow processes are absent (Dott and Bourgeois, 1982; Cheel and Leckie, 1993). This evidence helps to rule out the influence of storm action on those deposits.

A large number of fragments of macrobioclasts, microbioclasts and peloids characterize the CII. Those components widely display vug porosity and moldic porosity that were largely altered by the dolomitization event, which filled these pores with dolomite and modified their shape. The peloids are formed by fragments of bioclasts and fecal material that are rapidly surrounded by a micritic envelope and lithified, although they also occur as a pseudomatrix when crushed (Ginsburg, 1957; Shinn and Robbin, 1983; Tucker and Wright, 1990).

6. Paleoenvironmental and paleogeographical reconstitution

Analysis of the facies and stratigraphy of the carbonate – siliclastic succession of the Upper Member of the Pennsylvanian Piauí Formation allowed the interpretation of coastal dune/interdune and shallow marine field deposits. Aeolic deposition occurred in a dry climate with a progressive increase in humidity and transgressive events, mainly indicated by carbonate precipitation and fauna diversity, with an oscillation in the depositional base.

The Carboniferous records a significant climate variation in the Earth's history, since tectonic and biological events corroborate the change of global climate from icehouse to greenhouse. Isbell et al. (2003), Baum and Crowley (1991) and Frakes et al. (1992) suggest that the reduction of global temperature began in the Upper Devonian, with a brief interval of relative heat during the Mississippian, and later a progressive drop in temperature until the Eopermian. Veevers and Powell (1987), Holz et al. (2008) and Martin et al. (2008) using Euramerican cyclothems, describe a major generalized glaciation event that covered a large portion of Gondwana from the Middle Pennsylvanian to the Early Permian, reaching its peak during the Upper Pennsylvanian. Isbell et al. (2003) defined three distinct glaciation periods, two during the Carboniferous and the last during the Sakmarian, separated by interglacial periods. Fielding et al. (2008), based on work carried out in eastern Australia, divided glaciation into eight glacial periods, four in the Carboniferous and four in the Permian, each one lasting from 1 to 8 Myr, separated by non-glacial intervals of equal duration. Although the Pennsylvanian records a long icehouse event, glacioeustatic fluctuations were frequent, and this, together with the lowering of the eastern edge of Gondwana, favored transgressive cyclic events during the Moscovian and the Kasimovian (Golonka and Ford, 2002).

Icehouse periods during the Pennsylvanian contributed to the semi-arid conditions that formed the aeolic environments found in both the Monte Alegre Formation of the Amazon Basin and the Piauí Formation of the Parnaíba Basin. The Piauí Formation, especially in the northern portion of the basin, presents extensive aeolic deposits that encompass facies associations of dune and interdune fields, in the regions of José de Freitas and Altos (Pi), and Caxias and Coelho Neto (Maranhão State) (Abelha, 2013; Conceição et al., 2016a; Conceição et al., 2016b). Near Castelhanos (Piauí State) associations of the dune field and sand sheets have been described, with adherence structures at the top of the deposits indicating a reduction in arid conditions. The aeolic deposits described in this paper present evidence of coastal dunes at the top, laterally associated with the epicontinental Itaituba-Piauí sea. The dune strata are characterized by a high degree of bioturbation at the top of

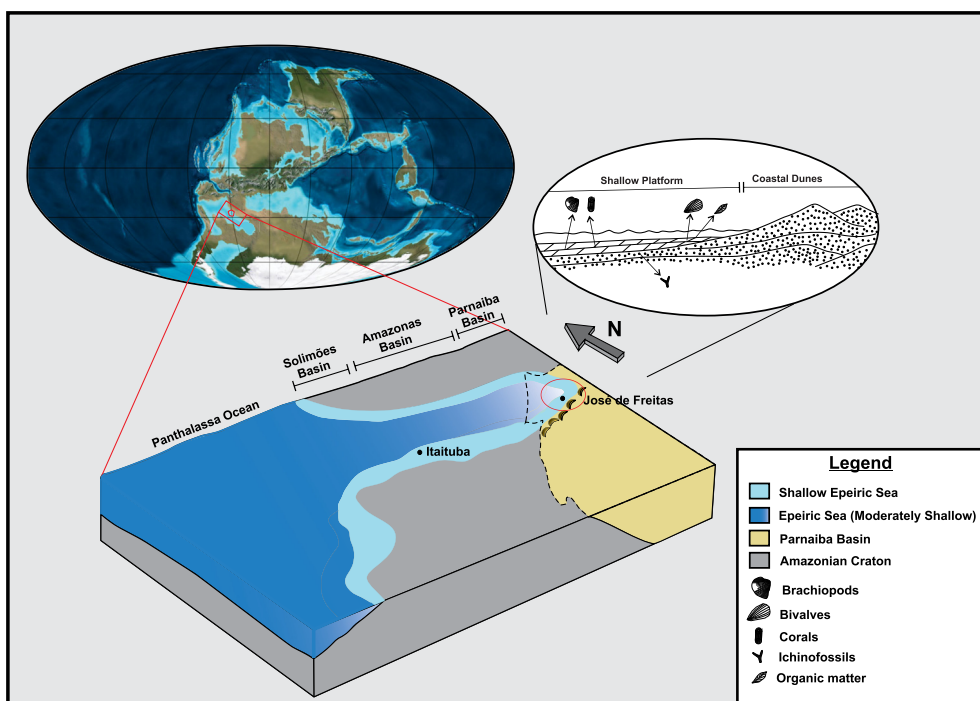


Fig. 14. Paleogeographic model of northwestern Gondwana during the Carboniferous. Mesopennsylvanian marine transgressive events on Parnaíba Basin. Source: Modified by Scotese and Mckerrrow (1990).

the coSETS, indicating an increase in water lamina and nutrients (Fig. 14).

Interpretation of the mixed deposits in the Upper portion of the Piauí Formation is linked to the development of an extensive epicontinental sea in the Neocarboniferous that extended throughout Western Gondwana, in this work called the Itaituba-Piauí sea, which connected the Parnaíba Basin with the Brazilian Solimões and Amazon basins, identified by the Carauari and Itaituba formations, respectively (Scotese and Mckerrrow, 1990). In Peru, the Tarma and Copacabana groups and the Cerro Prieto Formation, together with the Pennsylvanian Canó Indio and Sierra de Perija formation in Venezuela, present carbonate deposits and fauna assemblages similar to those described from the Piauí Formation, which suggests a marine connection between the distal Andean marine deposits and the inner marine carbonates in the Brazilian basins (Thomas, 1928; Newell et al., 1953; Benedetto, 1980).

The cyclothems described in the Piauí Formation, were deposited during a tectonically stable period of the basin, and aid in investigating the idea that during the Pennsylvanian the eastern edge of Gondwana underwent successive transgressions during interglacial periods, restoring the connection between the Panthalassa Sea and the epicontinental Itaituba-Piauí Sea. The Mocambo Carbonate represents the deposits formed during the later Pennsylvanian transgressive event, reaching the most inland continental/internal paleocontinent portions. These carbonates are the maximum continental records of the progression of the Moscovian transgressions, with deposition during the Desmonesian (Anelli et al., 2006) (Fig. 14).

7. Conclusion

The paleoenvironmental and paleogeographic interpretation of the Upper portion of the Piauí Formation help in understanding the evolutionary history of the Itaituba-Piauí epeiric sea established during the Pennsylvanian in the western portion of Gondwana. Transgressive-regressive cycles influenced in the sediment deposition on the northwest edge of Gondwana during the Upper Carboniferous, consonant with the inner carbonate precipitation this sea in Gondwana, as described in the

central-eastern portion of the Parnaíba Basin. The carbonate-siliciclastic succession studied is shallow carbonate platform deposits bordered by coastal wind deposit sand. The coastal dune field/interdune (FA1) with a limited supply of sand typical of the coastal environment, was associated laterally to the fossiliferous epeiric deposit of a shallow sea (FA2). The shallow platform covered large cratonic areas flooded by thousands of kilometers dominated by shallowing upwards cycles. While broader correlation of this development with the other regions of this supercontinent is still needed, stratigraphic studies underway in the Parnaíba Basin, with the same detail as those reported here for the Carboniferous succession of Piauí Formation may provide a more complete idea of sedimentary events present in the opening and closing of epeiric Carboniferous seas in western Gondwana.

Acknowledgment

This work is part of the master's dissertation of the first author, with technical support from the Postgraduate Program in Geology and Geochemistry of the Federal University of Pará, and financial support from the Coordination for Improvement of Higher Education Personnel (CAPES). The work is part of the project "Calcareous Rocks of the Amazon Basin and Bragantina Platform: Evaluation of Potential Areas for Agricultural Inputs from the State of Pará, Uruará and Salgado Regions" (FAPESPA: ICAAF No. 111/2014) and included as a Product of the Geological Mapping of the Parnaíba Basin of FAGEO/UFPa, both coordinated by ACR Nogueira assisted by the Research Group on the Analysis of Sedimentary Basins of the Amazon of UFPa. Thanks to Msc. Fernando Pina de Assis for the collaboration in the identification of the Mocambo macrofossils.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.01.018>.

References

- Abelha, F.M., 2013. Análise estratigráfica do intervalo Carbonífero/Permiano da Bacia do Parnaíba em testemunhos de sondagem. Master dissertation. Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Abrantes Jr., F.R., 2016. O Permiano-Triássico da Bacia do Parnaíba, Norte do Brasil: Implicações paleoambientais, paleoclimáticas e paleogeográficas para o Pangea Ocidental. Ph.D thesis. Universidade Federal do Pará.
- Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., 2013. Reconstituição paleoambiental das Formações Motuca e Sambaíba, Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba no sudoeste do Estado do Maranhão, Brasil. *Geol. Usp. Série Científica* 13 (3), 65–82.
- Algeo, T.J., Heckel, P.H., Maynard, J.B., Blakey, R.C., Rowe, H., 2008. Modern and ancient epeiric seas and the super-estuarine circulation model of marine anoxia. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 48, 7–38.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., 2004. Inundações marinhas fanerozoicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B., Org (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, pp. 43–58.
- Almeida, F.F.M., Brito-Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Sci. Rev.* 50, 77–111.
- Andrade, L.S., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., 2014. Evolução de um Sistema lacustre árido Permiano, parte superior da Formação Pedra de Fogo, borda oeste da Bacia do Parnaíba. *Geol. Usp. Série Científica* 14 (4), 39–60.
- Anelli, L.E., 1999. Invertebrados neocarboníferos das formações Piauí (Bacia do Parnaíba) e Itaituba (Bacia do Amazonas): Taxonomia; análise cladística das subfamílias Oricrassatellinae (Crassatellacea, Bivalvia) e Neospiriferinae (Spiriferoidea, Brachiopoda). Ph.D thesis. Universidade de São Paulo.
- Anelli, L.E., Rocha-Campos, A.C., Simões, M.G., 2006. Pennsylvanian pteriomorphian bivalves from the Piauí formation, Parnaíba basin, Brazil. *J. Paleontol.* 80 (6), 1125–1141.
- Anelli, L.E., Simões, M.G., González, C.R., Souza, P.A., 2012. A new Pennsylvanian Oricrassatellinae from Brazil and the distribution of genus Oricrassatella in space and time. *Muséum national d'Histoire naturelle* 34 (30), 489–504.
- Araújo, R.N., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., Angélica, R.S., 2016. Shallow lacustrine system of the permian Pedra de Fogo formation, western Gondwana, Parnaíba Basin, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 67, 1–14.
- Armstrong-Altrin, J.S., Madhavaraju, J., Sial, A.N., Kasper-Zubillaga, J.J., Nagarajan, R., Flores-Castro, K., Rodríguez, J.L., 2011. Petrography and stable isotope geochemistry of cretaceous El Abra limestone (Actopan), Mexico: implication on diagenesis. *J. Geol. Soc. India* 77, 349–359.
- Baker, P.A., Kastner, M., 1981. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science* 213, 214–216.
- Barbosa, E.N., Córdoba, V.C., Souza, D.C., 2016. Evolução estratigráfica da sequência Neocarbonífera-Eotriássica da Bacia do Parnaíba, Brasil. *Braz. J. Genet.* 46 (2), 181–198.
- Baum, S.K., Crowley, T.J., 1991. Seasonal snowline instability in a climate model with realistic geography: application to Carboniferous (300 Ma) glaciation. *Geophys. Res. Lett.* 18, 1719–1722.
- Benedetto, G.A., 1980. Bivalves pensilvanianos de la Formacion Canô Indio. Sierra de Perijá, Venézucla. In: Boggs, S. Jr, 1987. Principles of sedimentology and stratigraphy. *Boletim Geológico de Caracas* 14 (26), 197–245.
- Brand, U., Tazawa, J.I., Sano, H., Azmy, K., Lee, X., 2009. Is mid-late Paleozoic ocean-water chemistry couple with epeiric seawater isotope record. *Geological Society of America* 37 (9), 823–826.
- Brett, C.E., Kirchner, B.T., Tsujita, C.J., Dattilo, B.F., 2008. Dynamics of epeiric seas. *Geological Association of Canada Special* 48, 73–102.
- Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24 (3), 303–332.
- Campanha, V., Rocha Campos, A.C., 1979. Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. 10. *Boletim do Instituto de Geociências*, pp. 57–67.
- Caputo, M., Crowell, J., 1985. Migration of glacial across Gondwana during Paleozoic Era. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1020–1036.
- Cheel, R.J., Leckie, D.A., 1993. Hummocky cross-stratification. In: Wright, V.P. (Ed.), *Sedimentology Review*, pp. 103–122.
- Clayton, R.N., Jones, B.F., Bemer, R.A., 1968. Isotopic studies of dolomite formation under sedimentary conditions. *Geochem. Cosmochim. Acta* 32, 415–432.
- Compton, J.S., Siever, R., 1986. Diffusion and mass balance of Mg during early dolomite formation, Monterey Formation. *Geochem. Cosmochim. Acta* 50, 125–135.
- Conceição, D.M., Saturnino, L.A., Cisneros, J.C., Iannuzzi, R., Pereira, A.A., Machado, F.C., 2016 a. A new petrified forest in Maranhão, permian (cisuralian) of the Parnaíba basin, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 70, 308–323.
- Conceição, D.M., Cisneros, J.C., Iannuzzi, R., 2016 b. Novo registro de uma floresta petrificada em Altos, Piauí: relevância e estratégias para a geoconservação. *Pesqui. em Geociências* 43 (3), 213–341.
- CPRM, 2004. Carta Geológica Do Brasil Ao Milionésimo, Folha Teresina (SB-23), Escala 1:1.000.000.
- Crabough, M., Kocurek, G., 1993. Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system. The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems, vol. 72. London Geological Society Special Publication, pp. 103–126.
- Cramer, B.D., Saltzman, M.R., 2005. Sequestration of 12C in the deep ocean during the early Wenlock (Silurian) positive carbon isotope excursion. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 219, 333–349.
- Cramer, B.D., Saltzman, M.R., Day, J.E., Witzke, B.J., 2008. Record of late Devonian Hangeberg global positive excursion in the epeiric sea setting: carbonate production, organic carbon burial and paleoceanography during the late Famennian. 48. Geological association of Canada Special Paper, pp. 103–118.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Amazonas. *Bol. Geociências Petrobras* 8, 47–55.
- Cunha, P., Melo, J., Silva, O., 2007. Bacia do Amazonas. *Bol. Geociências Petrobras* 15 (2), 227–254.
- Degens, E.T., Epstein, S., 1964. Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from Recent and ancient sediments. *Geochem. Cosmochim. Acta* 28, 23–44.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *J. Sediment. Petrol.* 36, 491–505.
- Doliani, E., 1972. Relações entre as floras paleozóicas do Brasil. *An Acad. Bras Ciências* 44, 113–117.
- Dopieralska, J., Belka, Z., Walczak, A., 2016. Nd isotope composition of conodonts: an accurate proxy of sea-level fluctuations. *Gondwana Res.* 34, 284–295.
- Dott Jr., R.H., Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93 (8), 663–680.
- Fanton, K.C., Holmden, C., 2007. Sea-level forcing of carbon isotope excursions in epeiric seas: implications for chemostratigraphy. *Can. J. Earth Sci.* 44, 807–818.
- Fanton, K.C., Holmden, C., Nowlan, G.S., Haidl, F.M., 2002. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and Sm/Nd stratigraphy of Upper Ordovician epeiric sea carbonates. *Geochem. Cosmochim. Acta* 66, 241–255.
- Farias Jr., L.E.C., 1979. Estudos sedimentológicos da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão. Master dissertation. Universidade Federal do Pará, pp. 57.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T., Roberts, J., 2008. Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (New South Wales and Queensland). In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Boulder, pp. 41–57.
- Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, vol. 66. Springer Verlag, London, pp. 185–192 101–110.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Pub., Austin, Texas, pp. 107.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., Skytys, J.I., 1992. Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge University Press, New York, pp. 274.
- Fritz, P., Smith, D.G.W., 1970. The isotopic composition of secondary dolomites. *Geochem. Cosmochim. Acta* 34 (11), 61–173.
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S., Andrews, S., 1979. Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *J. Sediment. Petrol.* 49 (3), 440–460.
- Giannini, P.C.F., Assine, M.L., Sowakuchi, A.O., 2008. Ambientes eólicos. In: Silva, A.J.C.L.P., Aragão, M.A.N.F., Magalhães, A.J.C., orgs (Eds.), *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Ed. Beca-BALL, pp. 73–101.
- Ginsburg, R.N., 1957. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida. Regional aspects of carbonate deposition. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* 5, 80–99.
- Góes, A.M., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geoc. PETROBRÁS* 8 (1).
- Golonka, J., Ford, D., 2002. Pangean (late carboniferous–middle jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 161, 1–34.
- Holmden, C., Braun, W., Patterson, W.P., Eglington, B.M., Prokopiuk, T.C., Whittaker, S., 2006. Carbon isotope chemostratigraphy of Frasnian sequences in Western Canada. *Saskatchewan Geological Survey* 1 (6).
- Holz, M., Souza, P.A., Iannuzzi, R., 2008. Sequence stratigraphy and biostratigraphy of the late carboniferous to early permian glacial succession (itararé subgroup) at the eastern-southeastern margin of the Paraná basin, Brazil. In: In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, vol. 441. pp. 115–129.
- Hunter, R.E., 1977. Basic type of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24 (3), 361–367.
- Isbell, J.L., Lenaker, P.A., Askin, R.A., Miller, M.F., Babcock, L.E., 2003. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: role of the Transantarctic Mountains. *Geology* 31 (11), 977–980.
- Knaust, D., Bromley, R.G., 2012. Traces fossil as indicators of sedimentary environments. *Sedimentology* 64, 422.
- Kocurek, G., Dott Jr., R.H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *J. Sediment. Petrol.* 50 (2), 579–595.
- Kocurek, G., Fielder, G., 1982. Adhesion structures. *J. Sediment. Petrol.* 52 (4), 1229–1241.
- Land, L.S., 1983. The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments. In: In: Arthur, M.A., Anderson, T.F. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. Soc. Econ. Paleont. Miner, Short Course, vol. 10. pp. 4.1–4.22.
- Langenheim, R.L., Huff, B.G., Lipman, E.W., Vaiden, R.C., 1985. Preliminary report of the brachiopod fauna, Arrow Canyon section, southern Nevada, U.S.A. Xth International Congress. *Carboniferous Stratigraphy and Geology* 2, 425–433.
- Larsen, G., Chilingar, G.V., 1979. Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. *Sedimentology* 25A, 519.
- Li, Hong-Chun, Stott, L.D., Hammond, D.E., 1997. Temperature and salinity effects on 18O fractionation for rapidly precipitated carbonates: Laboratory experiments with alkaline lake water. *Episodes* 20, 193–198.
- Lima, E.A.M., Leite, J.F., 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. DNPM-CPRM, Etapa III, Recife 1 (16), 212.
- Lima Filho, F.P., 1991. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Piauí (Pensilvaniano). Bacia do Parnaíba. Master dissertation. Instituto de Geociências – USP, pp. 81.

- Lima Filho, F.P., 1998. A sequência Permo-Pensilvaniana da Bacia do Parnaíba. Bacia do Parnaíba. Ph.D thesis, Instituto de Geociências – USP, pp. 99.
- Lohmann, K.C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: James, N.P., Choquette, P.W. (Eds.), *Paleokarst*. Springer Verlag New York, pp. 58–80.
- Machel, H.G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. 235. Geological Society, London, Special Publications, pp. 7–63.
- Martin, J.R., Redfern, J., Aitken, J.H., 2008. A regional overview of the late Paleozoic glaciation in Oman. In: In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper*, vol. 441. pp. 175–186.
- Matsuda, N.S., 2003. Carbonate Sedimentation Cycles and Origin of Dolomite in the Lower Pennsylvanian Intracratonic Amazon Basin – Northern, Brazil. Ph.D. thesis- Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo, pp. 231.
- McKee, E.D., 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology* 7 (1), 3–69.
- McKee, M.D., Weir, G.W., 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64 (4), 381–390.
- Melo, J.H.G., 1989. Tectonic controls in the Stratigraphy of Potiguar basin: An integration of geodynamic models. *Bol. Geociências Petrobras* 3, 347–364.
- Mendes, J.C., 1966. Moluscos da Formação Itaituba (Neocarboneo), Estado do Pará, Brasil. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. *Cad. Amazon.* 9, 1–56.
- Mesner, J.G., Wooldridge, L.C., 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Bol. Tec. Petrobras* 7 (2), 137–164.
- Miall, A.D., 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.), *The Three Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. Society for Sedimentary Geology/SEPM, pp. 6–12.
- Miall, A.D., 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *J. Sediment. Res.* 64, 146–158.
- Morse, J.W., Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. Elsevier, Amsterdam.
- Moutney, N.P., 2006. Eolian Facies Models. In: In: Posamentier, H., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited, Memoir*, vol. 84. pp. 19–83.
- Moutinho, L.P., 2006. Assinatura dos invertebrados da Formação Itaituba – Aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção Pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Ph.D. thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Newell, N.D., Chronic, J., Roberts, T.C., 1953. Upper Paleozoic of Peru. *Memoir Geological of America* 58, 1–276.
- Olszewski, T.D., Patzkowsky, 2008. Icehouse climate and eustasy recorded on a low-latitude epeiric platform: alternating climate regimes in the Pennsylvanian-Permian succession of the North American mid-continent. *Dynamics of epeiric seas. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 48, 229–246.
- Panchuk, K.M., Holmden, C.E., Leslie, S.A., 2006. Local controls on carbon cycling in the Ordovician Midcontinent region of North America, with implications for carbon isotope secular curves. *J. Sediment. Res.* 76, 200–211.
- Perez-Huerta, A., Sheldon, N.D., 2006. Pennsylvanian sea level cycles, nutrient availability and brachiopod paleoecology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 230, 264–279.
- Peterhansel, A., Pratt, B.R., 2008. The Famennian (Upper Devonian) Palliser platform of western Canada-Architecture and deposition dynamics of a post-extinction epeiric giant. *Dynamics of epeiric seas. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 48, 247–282.
- Petri, S., Fulfaro, V.J., 1983. *Geologia do Brasil*. Bibl. Cien. Nat. 631.
- Pfaltzgraff, P.A.S., Brandao, R.L., Torres, F. S. de M., 2010. Geodiversidade: Adequabilidades/Potencialidades e Limitações frente ao Uso e Ocupação. In: Pfaltzgraff, P.A.S., Brandao, R.L., Torres, F. S. de M. (Eds.), *Geodiversidade Do Estado Do Piauí*. Ed. CPRM, Rio de Janeiro, pp. 111–136.
- Pinto, C.P., Sad, J.H.G., 1986. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 34, Goiás. *Anais*. V. 1, pp. 346–356.
- Santos, M.E.C., Carvalho, M.S.S., 2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba e São Luís. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. CPRM – Serviço Geológico do Brasil/DIEDIG/DEPAT. CDROM, Rio de Janeiro, pp. 77–85.
- Santos, E.J., Coutinho, M.G.N., Costa, M.P.A., Ramalho, R., 1984. A região de dobramentos Nordeste e a bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Eds.), *Geologia Do Brasil*. DNPM, Brasília, vol. 5. pp. 131–189.
- Scomazzon, A.K., 2004. Estudo de conodontes em carbonatos marinhos do Grupo tapajós, pensilvaniano inferior a médio da Bacia do Amazonas com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo. Ph.D. thesis. Universidade federal do Rio Grande do Sul, pp. 294.
- Scotese, C.R., McKerrow, W.S., 1990. Revised world maps and introduction. In: McKerrow, W.S., Scotese, C.R. (Eds.), *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography: Geological Society Memoir*, pp. 1–21.
- Shinn, E.A., Robbin, D.M., 1983. Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *Journal of Sedimentary Petrology* 53, 595–618.
- Silva, O.B., 1996. Ciclicidade sedimentar no pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinídeos e palinóforos. Ph.D. thesis. Universidade federal do Rio Grande do Sul, pp. 331.
- Silva, A.J.C.L.P., Aragão, A.N.F., Magalhães, A.J.C., 2008. Ambiente de sedimentação siliciclástica do Brasil. Ed. Beca, São Paulo, pp. 72–101.
- Simo, J.A., Emerson, N.R., Byers, C.W., Ludvigson, G.A., 2003. Anatomy of an embayment in an Ordovician epeiric sea, Upper Mississippi Valley, USA. *Geological Society of America* 31 (6), 545–548.
- Simões, M.G., Matos, S.A., Warren, L.V., Assine, M.L., Riccomini, C., Bondioli, J.C., 2016. Untold muddy tales: Paleoenvironmental dynamics of a “barren” mudrock succession from a shallow Permian epeiric sea. *J. S. Am. Earth Sci.* 71, 223–234.
- Souza, P.A., Thetinski Matzembacher, L., Abella, M., Borgui, L., 2010. Palinologia da Formação Piauí, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba: Biocronostratigrafia de intervalo selecionado do poço 1-UM-09-PI (Caxias-Ma-Brasil). *Revista brasileira paleontologia* 13 (1), 57–66.
- Streel, M., 1986. Miospore contribution to the upper Famennian-Strunian event stratigraphy. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 109, 75–92.
- Thomas, H.D., 1928. An Upper Carboniferous fauna from the Amotape Mountains, northwestern Peru. *Geol. Mag.* 65, 146–152.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Res.* 24 (3–4), 999–1030.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific, Best Textbook on Science of Carbonate Deposition and Cementation. pp. 482 Oxford.
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Basei, M.A.S., Blanco, G., Abreu, P., Portillo, N.S., Siccardi, A., 2016. Provenance and paleogeography of the Devonian Durazno Group, Southern Parana Basin in Uruguay. *J. S. Am. Earth Sci.* 66, 248–267.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., 2007. A Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências Petrobras* 15 (2), 253–263.
- Veevers, J.J., Powell, C.M., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geol. Soc. Am. Bull.* 98, 475–487.
- Veizer, J., Demovic, R., 1973. Environment and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequences of the western Carpathians. *J. Sediment. Petrol.* 43, 258–271.
- Walker, R.G., 1990. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *J. Sediment. Petrol.* 60, 777–786.
- Walker, R.G., 1992. Facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario. Geological Association of Canada, pp. 1–14.
- Wierzbowski, H., Bajnai, D., Wacker, U., Rogov, M.A., Fiebig, J., Tesakova, E.M., 2018. Clumped isotope record of salinity variations in the Subboreal Province at the Middle–Late Jurassic transition. *Glob. Planet. Chang.* 167, 172–189.
- Wilson, I.G., 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geogr. J.* 137 (1), 180–199.
- Wilzevic, M.C., 1991. Photomosaic of outcrops: useful photomographic techniques. In: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.), *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. SEPM, Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, U.S.A., pp. 22–24.
- Woodard, S.C., Thomas, D.J., Grossman, E.L., Olszewsky, T.D., Yancey, T.E., Miller, B.V., Raymond, A., 2013. Radiogenic isotope composition of carboniferous seawater from North American epicontinental seas. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 370, 51–63.
- Wright, V.P., 1992. A revised classification of limestone. *Sediment. Geol.* 76, 177–186.

5 O FECHAMENTO DO MAR EPICONTINENTAL NO GONDWANA OCIDENTAL: EVIDÊNCIAS NA SEQUÊNCIA MISTA CARBONÁTICA-SILICICLÁSTICA PENNSILVANIA DA BACIA DO PARNAIBA, BRASIL

Renato S. P. Medeiros¹, Afonso C. R. Nogueira¹, Ana Karina Scomazzon², José Bandeira C. S. junior¹, Pedro Augusto Silva¹

¹ *Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Rua Augusto Corrêa s/n, CEP 66075-110, Belém, PA, Brasil; renato.solqeo@gmail.com (RSPM); anoqueira@ufpa.br (ACRN); jotabandeira@gmail.com (JBCSJ); pedrogeologia8@hotmail.com (PAS).*

² *Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Rua Paulo Gama s/n, CEP 90040-060, Farroupilha, Porto Alegre, RS, Brazil. akscomazzon@ufrgs.br (AKS).*

Abstract

Epicontinental seas were the main geomorphic features in the Pennsylvanian paleogeography of the Western Gondwana. They were directly connected to the Panthalassa Ocean recorded in several transgressive-regressive sequences in different intracratonic basins following an ESW-WNE trend along the Gondwana. While carbonate shallow deposits are unequivocally considered the main inland sea record in these basins, the evolutive sequence related to the seaway closure never was addressed previously. Facies and sequential analysis of mixed carbonate-siliciclastic succession exposed in the northern Parnaíba Basin, Brazil, allowed to understand the closure history of the easternmost portion of this Pennsylvanian epicontinental sea. Three facies associations (FA) represent a progradational sequence composed of the marine platform to continental deposits. The FA1 consist of moderately deep to shallow carbonate platform deposits consists of black shale with conodonts interbedded with dolostone lamina and dolomitic carbonate with mollusks, brachiopods, corals, and microfossils, locally with pedogenetic features on the top. The continental succession is composed by: FA2, lacustrine prodelta deposits constituted by metric tabular layers of pelite, with aeolian quartz and K-feldspar grains, clay minerals such as illite and smectite, which corroborate the aridity conditions; and FA3, suspension lobes/mouth bar, composed by metric lobate layers of fine-grained sandstone with sigmoidal cross-stratification and tabular cross-stratification. The FA1 was deposited in an epicontinental sea during a transgressive to highstand system tract (THST) under aridity conditions. Afterward, the uplift and progressive sea retreat and confinement generate a set of lacustrine settings (FA2) during a high accommodation system tract (HAST), supplied by continental siliciclastic source (FA3). FA2 and FA3 record the closure events of

the Pennsylvanian epicontinental sea where lacustrine-deltaic sediments superimpose carbonate platform deposits. This progradational succession is a stratigraphic signature in the correlation between Carboniferous successions of different Paleozoic basins of the Western Gondwana.

Key Words: Western Gondwana, Parnaíba Basin, Epicontinental sea closure, Mixed carbonate-siliciclastic succession, Pennsylvanian, Depositional sequence.

1. Introdução

Sucessões carboníferas expostas em bacias paleozoicas da porção norte da América do Sul, que incluem a Amazônia e nordeste do Brasil são registros de um extenso mar epicontinental instalado até a porção central do Gondwana Ocidental (Scotese e McKerrow, 1990). O paleocontinente Gondwana juntamente com o bloco continental Laurasia, compõem quase que a totalidade das massas continentais durante o Paleozoico. O núcleo do Gondwana, se estendia pelo hemisfério sul e era composto pelos atuais continentes: América do Sul, África, Madagascar, Índia, Antártica e Austrália, assim como diversos pequenos blocos continentais com localizações incertas (Scotese e McKerrow, 1990; Scotese, 2003; Torsvik e Cocks, 2013). Este *seaway* na América do Sul localizado entre baixas e altas paleolatitudes (5-70 °S), estava diretamente conectado ao Oceano Panthalassa e as várias sequências transgressivas-regressivas foram depositadas em diferentes bacias intracratônicas, seguindo um *trend* ESW-WNE na parte mais ocidental do supercontinente (Limarino e Spalletti, 2006). Durante o Carbonífero, os blocos continentais Gondwana e Laurásia, estavam em um paulatino processo de amalgamação, fechamento do oceano Rheic e formação do supercontinente Pangeia (Golonka e Ford, 2002).

O Pensilvaniano foi marcado por variações climáticas globais, o desenvolvimento de capas glaciais ao Sul de Gondwana, variações do nível do mar, estabelecimento e diversificação das plantas continentais, instalação de desertos continentais Pré-Pangeia, deposição de carbonatos de mares epicontinentais banhados tanto por *Panthalassa* quanto pelo *Proto - Tethys* (Caputo e Crowley, 1985; Caputo, 1984; Ross e Ross 1985; Algeo et al., 2008; Lupia e Armitage, 2013; Wopfner, 1999; Isbell et al., 2003; Field et al., 2008 A; Field et al., 2008 B; Montañez et al., 2007; Montañez e Poulsen, 2013; Davydov et al., 2012). Segundo Boucot et al., (2013) a região norte apresentava clima árido e por vezes quente, diferente do Gondwana Sul que possuía clima frio temperado que influenciou o tipo de sedimentação com depósitos glaciogênicos ao sul, e eólicos, carbonáticos e fluvio-lacustrinos ao norte (Fig. 1). Nas bacias sedimentares da zona norte do continente foram instaladas extensas plataformas carbonáticas (Heckel, 1995; Holmden et al., 2006; Grader et al., 2008; Brand et al., 2009), com um amplo registro fóssilífero

de microfósseis (e.g., conodontes, foraminíferos; Nascimento, et al., 2010; Scmazzon et al. 2016); macrofósseis (e.g., trilobita, cnidários, bivalves, gastrópode, crinoides; peixes e insetos; Anelli et al., 2006; Holz et al., 2010, Anelli et al., 2012); e botânico (e.g., palinomorfos; Dino e Playford, 2002).

O registro dos mares epicontinentais desenvolvidos na parte central do Gondwana Ocidental durante o Pensilvaniano é encontrado principalmente nas bacias paleozoicas da Amazônia e região norte-nordeste do Brasil (Matsuda 2010, Lima 2010, Scmazzon et al., 2016). Na Amazônia as exposições são restritas às escarpas de rios e frentes de lavra de poucas minas de calcário e, além disso, a densa cobertura vegetal e ao alto grau de intemperismo muitas vezes dificulta o reconhecimento contínuo dos sistemas e principalmente sequências deposicionais. Por outro lado, embora na região nordeste do Brasil, particularmente na Bacia do Parnaíba, ocorram excelentes exposições de estratos carboníferos, os estudos de mares epicontinentais nesta região têm se concentrado principalmente nas rochas carbonáticas consideradas inequivocamente como o principal registro do mar interior nessas bacias (Lima Filho 1998, Anelli et al., 2006; Anelli et al., 2012; Abelha 2013). Até o momento, esses depósitos foram tratados exclusivamente com base em critérios litoestratigráficos e paleontológicos, evocando alguns componentes dos sistemas deposicionais sem estarem adequadamente integrados em um arcabouço estratigráfico e paleoambiental que permitiria um melhor entendimento dos processos evolutivos com base nas flutuações do nível do mar. Outro ponto importante deste trabalho é tentar entender os eventos relacionados ao fechamento destes mares epicontinentais, assunto negligenciado em trabalhos prévios em comparação com os depósitos carbonáticos marinhos. A análise de fácies/microfácies dos principais afloramentos da porção NE da Bacia do Parnaíba (Fig. 2), combinada com os conceitos da estratigrafia de sequências e inferências paleoclimáticas e de proveniência, oferecem uma oportunidade de caracterizar, pela primeira vez, a assinatura de fechamento destes mares epicontinentais do Gondwana Ocidental.



Figura 1 - Mapa paleogeográfico pensilvaniano do Gondwana, e mapa geográfico e paleoclimático dos principais depósitos sedimentares pensilvanianos, presentes na América do Sul (modificado de Limarino e Spalletti, 2006).

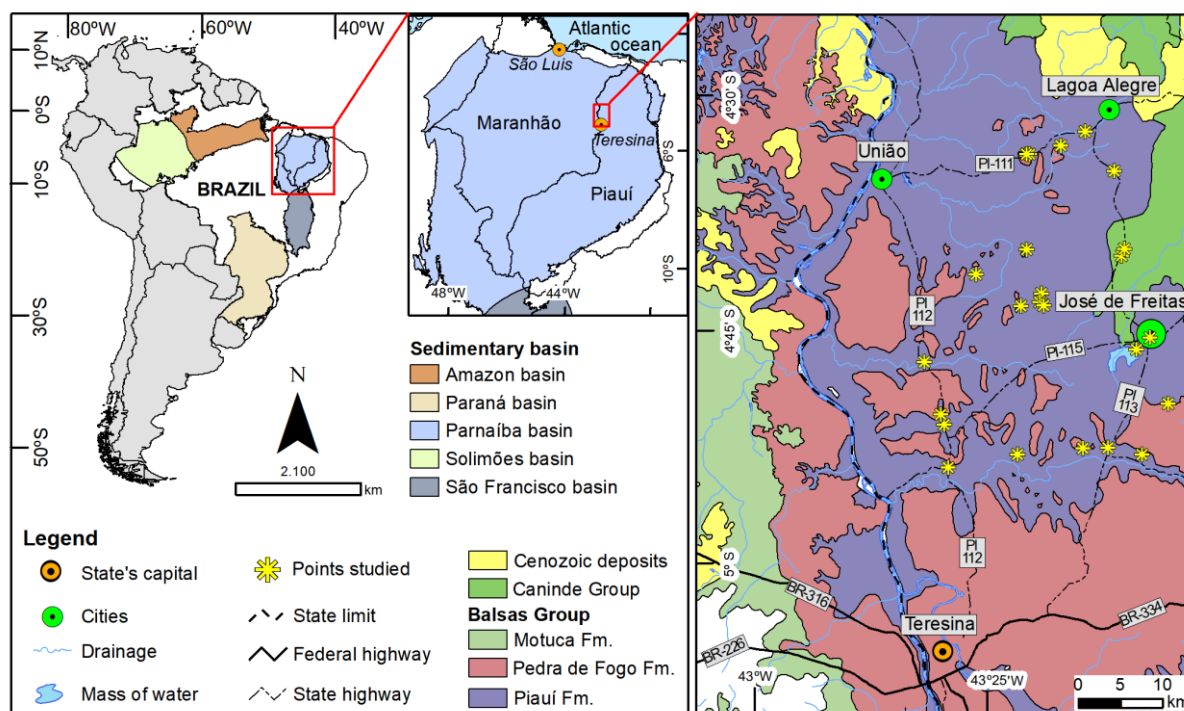


Figura 2 - Mapa da localização da Bacia do Parnaíba na América do Sul, e mapa geológico com os pontos estudados neste trabalho na Formação Piauí, nordeste da Bacia do Parnaíba.

2. Aspectos gerais da Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba é uma bacia intracratônica localizada na região norte e nordeste do Brasil com extensão de aproximadamente 600,000 Km² e, uma sucessão sedimentar com espessura máxima de até 3500 m em seu depocentro (Góes e Feijó, 1994; Milani e Zalán, 1999). A deposição na Bacia do Parnaíba foi inicialmente precedida por um intenso rifteamento no embasamento, que conduziu a subsidência de extensas áreas cratônicas e a deposição da primeira sequência sedimentar, representada pela Formação Jaibaras e o Grupo Serra Grande, que estão dispostos estratigraficamente no final da orogenia Brasileira e início da Caledoniana (Caputo, 1984; Milani e Zalán, 1999; Castro et al., 2014; Darly et al., 2014). A sequência Neocarbonífera-Eotriássica (Grupo balsas) definida por Góes e Feijó (1994) e posteriormente modificada por Vaz et al., (2007), ocorre sobreposta discordantemente a Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera (Grupo Serra Grande) e, consiste de quatro unidades litoestratigráficas, denominadas de formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. O Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba, representado pela Formação Piauí, é fortemente influenciado por uma sedimentação marinha e costeira proveniente de eventos transgressivos (Caputo, 1984; Milani e Zalán, 1999; Barbosa et al., 2016).

A Formação Piauí representa o início da deposição sedimentar do Grupo Balsas ainda durante o Pensilvaniano, evidenciando contato basal discordante com a Formação Poti e

contado superior concordante com a Formação Pedra de Fogo. A sua clássica divisão em membros Inferior e Superior foi proposta por Mesner e Wooldridge (1964), cujo Membro Inferior é composto por arenitos róseos, maciços, raramente intercalados a folhelhos; já o Membro Superior apresenta calcários, arenitos e pelitos vermelhos. Góes e Feijó (1994) descrevem esta formação composta por arenitos finos a grossos eventualmente conglomeráticos, cinza esbranquiçados a avermelhados, folhelhos vermelhos e calcários esbranquiçados; com depocentro principal a nordeste da bacia, segundo o mapa de isópacas de Cunha (1986). Atualmente a Formação Piauí é interpretada como fluvial com contribuição eólica sob condições semiáridas, ocasionalmente desérticas para a porção inferior (Mesner e Wooldridge, 1964), e para a porção superior foram registradas condições desérticas com breves incursões marinhas (Góes, 1995).

Os depósitos marinhos apresentam grande diversidade fossilífera, com a presença de foraminíferos, conodontes, ostracodes, briozoários, equinodermados, moluscos, escolocodontes, esponjas, fragmentos de peixe, fragmentos osseos e vegetais (Campanha e Rocha Campos, 1979), bivalves e braquiópodes (Assis, 1979; Anelli, 1999), e registros macroflorísticos (Doliani, 1972). Souza et al. (2010) estudaram palinofácies em testemunhos de sondagem do topo da Formação Piauí, na região de Caxias (Ma), onde descreveram associações cronoestratigráficas de palinomorfos em depósitos pelíticos com níveis de arenitos, e atribuíram idade Moscoviano Superior a estes ambientes siliciclásticos. Tais sequências carbonáticas-siliciclásticas, relacionadas ao membro superior da Formação Piauí, estudadas neste trabalho, foram descritas em diversos afloramentos, no Estado do Piauí, entre os municípios de José de Freitas, Miguel Alves, Lagoa Alegre e Teresina (Fig. 2).

3. Métodos

Foram utilizados métodos de análise de fácies segundo as propostas de Walker (1992), que correspondem a: 1) individualização e descrição de fácies procurando caracterizar a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente dos corpos sedimentares; 2) compreensão dos processos sedimentares responsáveis pela geração de fácies; e, 3) associação de fácies que procura reunir fácies sedimentares contemporâneas e cogenéticas viabilizando o reconhecimento dos ambientes e sistemas deposicionais. O modelo final baseado nas reconstituições paleoambientais, foi elaborado a partir das interpretações da dinâmica das fácies e associações de fácies, e suas inter-relações (Tucker e Wright, 1990; Walker, 1992).

Análises de difração de raio-x, permitiram a caracterização de uma assembleia de argilo minerais, em 7 amostras dos perfis estudados (P9-1, P9-2, P9-3, P9-4, P12, P13, P15). Foram utilizadas lâminas orientadas de argilo minerais, que passaram pelo processo de glicolagem e calcinação a 550°C, e posteriormente foram analisadas no Difratorômetro modelo Empyrean da PANalytical, com tubos de raios-x cerâmico de anodo de Co ($K_{\alpha 1} = 1,789010 \text{ \AA}$), foco fino longo, filtro K_{β} de Fe, detector PIXCEL3D-Medpix3 1x1, no modo *scanning*, com voltagem de 40 kV, corrente de 35mA, tamanho do passo 0.04° em 2θ , varredura de 2.00° a 75.00° em 2θ , tempo/ passo de 200,17 s, fenda divergente: $1/8^{\circ}$ e anti-espalhamento: $1/4^{\circ}$, máscara: 10 mm. Os dados foram comparados com o banco de dados internacional Center on Diffraction Data (ICDD), com o auxílio do Software X'Pert HighScore Plus.

Foram coletadas 4 amostras das fácies pelíticas em diferentes perfis estratigráficos (P11, P14, P15) e, peneiradas a seco 200 g, posteriormente a úmido para lixiviar toda fração argila, resultando em apenas 11g de areia muito fina e, areia fina a média. Para retirar a película de óxido-hidróxido de ferro dos grãos, parte deste material passou por um tratamento com uma solução de cloreto de estanho por 20 minutos, em seguida lavou-se com água destilada. Após secar o material na estufa por 4 horas a 70°C, foram selecionados 500 grãos aleatórios para contagens estatísticas em lupa e confeccionados *stubs* com 15 a 20 grãos de quartzo para análises em microscópio eletrônico de varredura, segundo a metodologia de Krinsley e Doornkamp (1973). Também foram confeccionadas 7 laminas polidas, contendo 1 g de grãos de granulometria igual ou superior a 0,25 mm, para análises de catodoluminescência adquiridas pelo microscópio óptico Leica DM4500 P LED com um sistema de iluminação inteligente e controle de contraste de imagens, acoplado a uma estação ótica de catodoluminescência, Cambridge Image Technology Ltda (CCL Mk5-2).

4. Associação de fácies

Os depósitos carbonáticos-siliciclásticos do topo da Formação Piauí representam uma descontinuidade e são expostos na região nordeste da Bacia do Parnaíba, e norte do estado do Piauí. Foram descritas 12 seções estratigráficas nos afloramentos estudados, porém selecionamos 8 seções mais diagnósticas para apresentar neste trabalho, com espessuras variando de 2m a 44m, de espessos pacotes pelíticos vermelhos sobrejacente a delgados depósitos carbonáticos (Fig. 3). O registro faciológico sedimentar deste depósito é composto de 14 litofácies, com 3 fácies carbonáticas e 10 siliciclásticas, distribuídas em 3 associações de fácies, tais como: Plataforma carbonática (AF1), Prodelta lacustre (AF2) e Lobos de suspensão/barras de desembocadura (AF3) (Tab.1). Esta sequência sedimentar consiste

predominantemente de depósitos siliciclásticos, com grande contribuição dos pelitos principalmente da associação de fácies de prodelta lacustre, no topo das seções pensilvanianas, com delgadas fácies carbonáticas na base. A superfície de descontinuidade entre os dois pacotes sedimentares distintos, é composta por superfícies de exposição subaérea, dissolução e processos pedogenéticos pontuais. A AF1 é a associação de fácies mais restrita na região mencionada, porém a AF2 está disseminada por toda região estudada, caracterizando os limites de um paleolago, cujas AF2 e AF3 estão associadas.

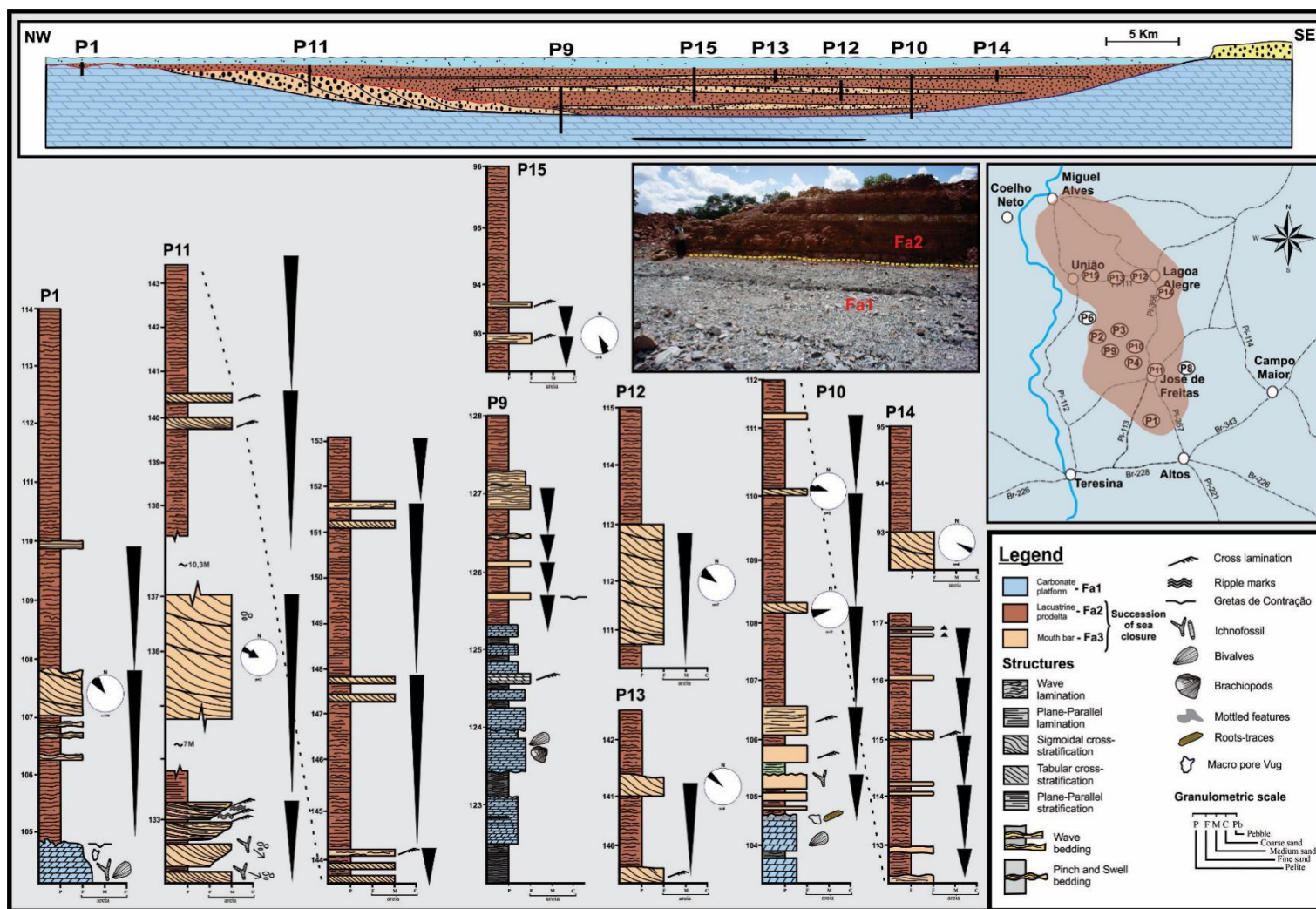


Figura 3 - Perfis estratigráficos dos afloramentos estudados entre os municípios de José de Freitas, Lagoa Alegre e Miguel Aves (PI), seção esquemática e um mapa apresentando os atuais limites geográficos do paleolago, cujas as associações AF3 e AF4 foram descritas.

Tabela 1 – Fácies, processos e associações de fácies da sucessão carbonática-siliciclástica do topo da Formação Piauí.

Fácies	Descrição	Processo deposicional/diagenético	Associação de fácies
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs)	Arenito fino a médio, de cor branca, camadas tabulares com espessura de 30cm à 1m, estratificação cruzada sigmoidal com sets de 30cm à 80cm e <i>foresets</i> variando de 4cm à 10cm, mergulhando para NW e SE. No <i>toeset</i> ocorrem icnofósseis e clastos de argilito.	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior associado à rápida desaceleração. Atividade biogênica em substrato inconsolidado.	Lobos de suspensão/ barra de desembocadura (AF3)
Pelito com laminação plano-paralela (Plp)	Pelito de cor branca, ou vermelha, métrico com laminação plano-paralela descontínua, levemente ondulada.	Material em suspensão depositado por decantação.	
Arenito com estratificação cruzada tabular (Act)	Arenito médio de cor branca, com estratificação cruzada tabular cujos sets variam de 30cm à 40 cm, exibem laminação cruzada cavalgante (<i>climbing ripples</i>) mergulhando para NW, associadas a marcas onduladas assimétricas.	Migração de dunas 2D subaquosas em regime de fluxo inferior unidirecional. Migração de marcas onduladas esporádicas com predomínio de suspensão.	
Arenito com laminação cruzada cavalgante (Acc)	Arenito fino à médio, de cor branca, dispostos em camadas tabulares decimétrica com laminação cruzada cavalgante, apresentando <i>drapes</i> de argila e gradando lateralmente para laminação plano-paralela ou ondulada.	Migração de marcas onduladas subaquosas com predomínio de tração em detrimento de suspensão.	
Plp, Acc	Previamente descritas		Prodelta lacustre (AF2)
Arenito com estruturas de sobrecarga (As)	Arenito fino, de cor vermelha, em camadas tabulares, com estruturas de sobrecarga, tipo <i>flame</i> e <i>ball and pillow</i> .	Ajustamento plástico por liquefação entre camadas de diferentes graus de saturação de água.	
Arenito/ Pelito com laminação ondulada (Aplo)	Arenito médio, de cor branca, avermelhada, com laminação ondulada e arenito fino, de cor cinza, com laminação ondulada, em camadas tabulares e onduladas, com icnofósseis e níveis de sílica, intercalados com camadas de pelitos vermelhos, centimétricos, com laminações onduladas.	Deposição em ambiente de baixa energia, com esporádicas correntes unidirecionais em regime de fluxo inferior, alternados com períodos de decantação de argila. Atividade biológica no substrato.	
Arenito com laminação cruzada de baixo ângulo (Ala)	Arenito fino carbonático, de cor cinza, disposto em camadas tabulares decimétricas com laminações cruzadas de baixo ângulo e subordinadamente plano-paralela.	Migração e gradação de formas de leito ondulada de pequeno porte, sob ação de fluxo oscilatório. Cimentação carbonática diagenética.	
Arenito com laminação plano-paralela (Alp)	Arenito fino, de cor branca, avermelhada, com laminação plano-paralela contínua e descontínua, lentes carbonáticas e gradando verticalmente para laminação ondulada e para laminações deformadas por sobrecarga.	Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (flat bed), em regime de fluxo superior. Ajustamento plástico entre lâminas espessas com diferente saturação de água.	
Arenito maciço (Am)	Arenito fino à médio, de cor cinza, disposto em lentes e em camadas tabulares, com sinéreses, marcas onduladas e icnofósseis <i>paleophycus sp.</i>	Acamamento maciço relacionado à homogeneidade granulométrica, liquefação ou pedogênese.	

Arenito com laminação <i>Pinch and Swell</i> (Aps)	Arenito fino de cor branca, lateralmente descontínuo, com laminações exibindo adelgaçamento e espessamento sistemático tipo <i>pinch and swell</i> , com espessura de 10cm na menor amplitude e 20cm na maior amplitude. Também exibe internamente laminação cruzada cavalgante.	Agradação e migração de micro-ondulações (<i>ripples</i>) por fluxo oscilatório e/ou unidirecional. Migração de marcas onduladas concomitante com suspensão.	
Carbonato maciço (Cm)	Camadas de carbonatos dolomíticos, cinza escuros, tabulares e onduladas, centimétricas (aproximadamente 30cm), com moldes de raízes, mosqueamento e estruturas cársticas no topo dos ciclos.	Precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia, e posterior exposição subaérea.	Plataforma Carbonática (AF1)
Carbonato com greta de contração (Cgc)	Camadas de carbonatos dolomíticos brancas, tabulares, centimétricas com cerca de 20cm, e gretas de contração centimétricas a métricas no topo dos ciclos.	Precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia. Exposição subaérea e ressecamento de substrato heterogêneo.	
Carbonato fossilífero (Cf)	Camadas de carbonatos dolomíticos, cinza escuros, tabulares e onduladas, centimétricas a decimétricas, com registro de moldes internos e externos de bivalves, gastrópodes, braquiópodes e cnidários.	Precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia e alteração diagenética para dolomito	
Folhelho negro (Fn)	Pelito de cor preta, com matéria orgânica e conodontes, espessura centimétrica a decimétrica, apresentando laminações descontínuas, em suma ondulada, gradando para porções plano-paralelas, presente como <i>drapes</i> ou intercalado com camadas carbonáticas	Decantação de material em suspensão e preservação de matéria orgânica, em ambiente parcialmente anóxico e de baixa energia.	

5.1 Plataforma carbonática (AF1)

Os carbonatos desta associação, são tabulares e pouco espessos com aproximadamente 4m, apresentam composição dolomítica, e estão dispostos em ciclos centimétricos a métricos, com tendência de rasemaneto ascendente, topo marcado por estruturas de exposição subaérea, marcas de raízes e feições mosqueadas. A AF1 é composta pelas fácies carbonato maciço (Cm), carbonato com greta de contração (Cgc), carbonato fossilífero (Cf) e folhelho negro (Fn) (Tab. 1).

A fácies carbonato maciço (Cm) é disposta em camadas tabulares de carbonatos dolomíticos cinza escuro, com espessura média de 30 cm e encontram-se intercalada com lentes de folhelhos orgânicos nas camadas mais basais. As camadas do topo do perfil, em contato com a AF2, registram moldes de raízes, na forma de estruturas verticais, com ramificações laterais horizontais que afunilam ao longo de seu comprimento, apresentam diâmetro médio de 1 cm e comprimento de 20 cm; feições mosqueadas em tons de cinza e vermelho, com ramificações

verticais e laterais, e comprimento médio de 5 a 15 cm; e estruturas cársticas, como *megavugs* e *megachannels* (Fig. 4C/D/E/F).

Os carbonatos da fácies Cgc estão dispostos em camadas tabulares de dolomitas brancas, com espessura de 20 cm. No topo desta fácies ocorrem gretas de contrações que diferem em tamanho, dependendo da localidade. No perfil P1, as gretas de contração são métricas com arcabouço poligonal, porém no perfil P15 são descritas gretações menores, centimétricas, com arranjo ortogonal (Fig. 4A/B).

A fácies carbonato fossilífero (Cf) é encontrada em todos os perfis carbonáticos, e assim como as fácies Cm e Cgc são tabulares e dolomíticas, possuem cor cinza escura e dependendo do nível apresentam associações faunísticas diferenciadas. No perfil P9 foram mapeados os níveis com abundantes moldes de cnidários e braquiópodes, onde é descrito o gênero *Brasilioproductus*, já no perfil P1 foram encontrados abundantes moldes de bivalves como o gênero *Wilkingea*.

A fácies folhelho negro (Fn) apresenta grande quantidade de matéria orgânica, e é encontrada somente na porção mais profunda da plataforma. Esta facie possui conodontes *Declinognathodus noduliferus*, *Idiognathodus incurvus*, *Neognathodus medexultimus* (Fig. 5); e abundante matéria orgânica, que fornece uma cor característica preta, e está intercalada com as fácies carbonáticas, formando lentes, com espessura variando de 15 a 60cm. A Fn apresentasse quebradiça devido ser fortemente laminada, por laminações em suma onduladas.

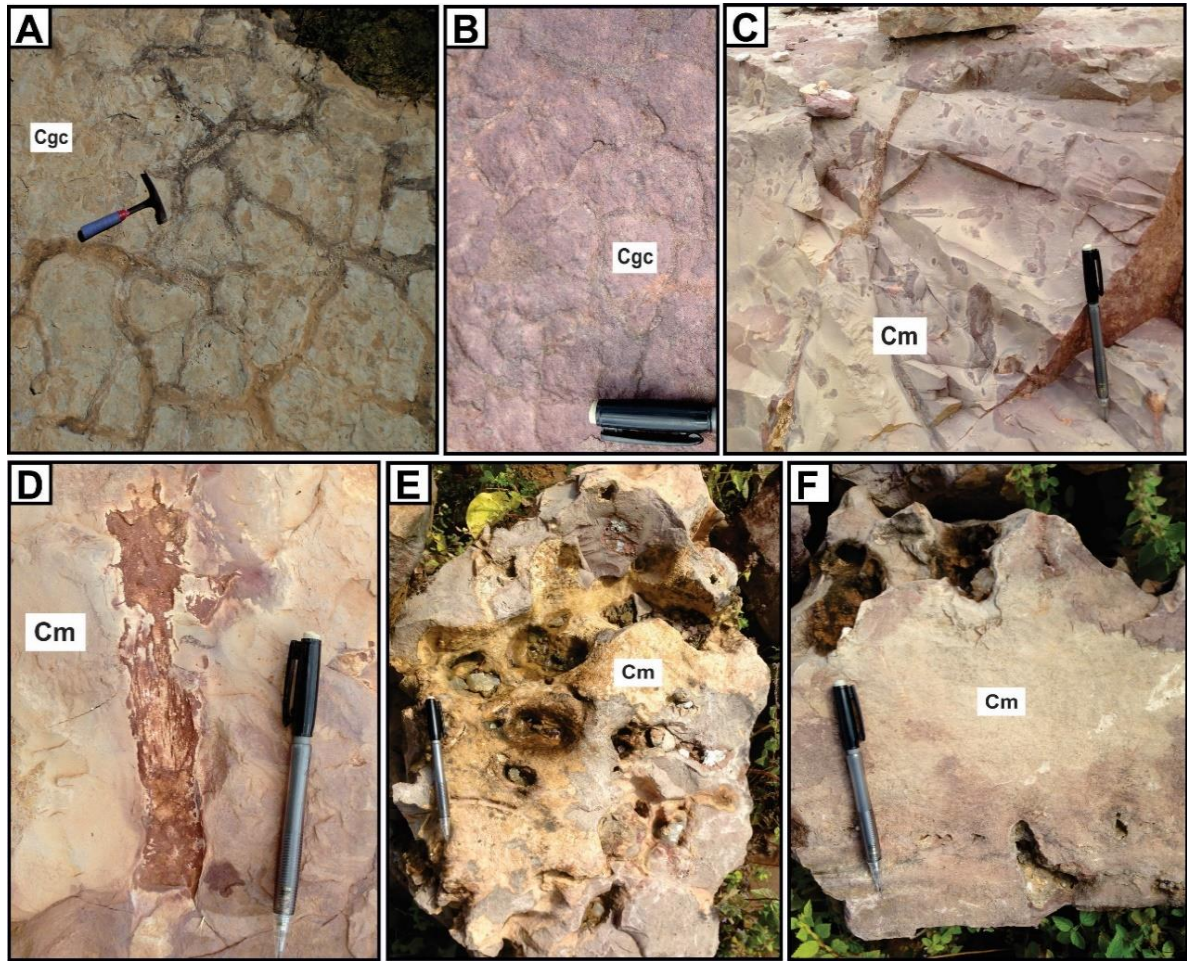


Figura 4 - Aspectos faciológicos das fácies Cgc e Cm da associação “depósitos de mar raso” (AF1). A e B) *topset* das fácies carbonáticas com gretas de contrações centimétricas à métricas; C) detalhe das feições mosqueadas; D) molde de raiz; E e F) poros de dissolução (*megavugs*) conectados formando estrutura cárstica, do tipo *channel*.

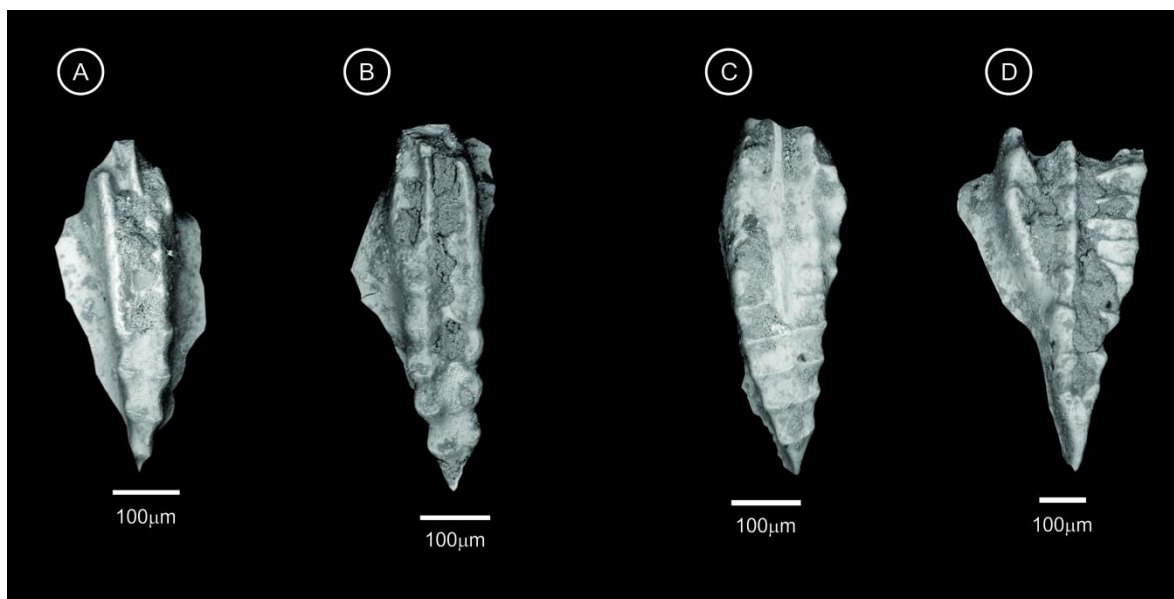


Figura 5 - Elementos conodontes coletados nos folhelhos da AF1, da Formação Piauí. A, B) *Declinognathodus noduliferus*. C) *Idiognathodus incurvus*. D) *Neognathodus medexultimus*.

5.1.1 Interpretação

A associação de fácies de plataforma carbonática na Bacia do Parnaíba, é o registro mais oriental da influência do paleoceanos Pantalassa, Pensilvaniano, conforme mencionado por Scotese et al. (1999), Golonka e Ford (2002) e Medeiros et al., (2019). A identificação da assembleia fóssilífera de conodontes, nesta plataforma, proporcionou o posicionamento estratigráfico no Bashkiriano Superior (e.g. Limite Morrowano – Atocano), devido ao conodonte *Declinognathodus noduliferus* apresentar dispersão estratigráfica no Bashkiriano, e o *Neognathodus medexultimus* ter dispersão do Bashkiriano Superior ao Kasimoviano (Merrill, 1999; Boncheva et al., 2007).

Após as transgressões marinhas sobre o paleocontinente Gondwana, o período regressivo favoreceu o recuo progressivo da linha de costa, levando a exposição subaérea de porções marginais da plataforma carbonática. Neste período devido a exposição subaérea, superfícies carbonáticas micríticas foram expostas a maiores condições de aridez, formando gretas de contrações ortogonais e poligonais, e com a contínua exposição e percolação de fluidos formou-se macroporos de dissolução (*megavugs*) que quando expandidos originavam superfícies cársticas. Também são evidenciados processos pedogenéticos no topo dos carbonatos marginais, devido à presença de rizolitos, como moldes de raízes e horizontes mosqueados cinza avermelhados, formados a partir de rizohalos, que são evidências de processos redoximórficos associados a redução de Fe próximo a raiz, devido a degradação da matéria orgânica em substrato saturado, com baixa quantidade de O₂ (Vepraskas et al., 1993; Kraus e Hasiotes, 2006). A presença destes rizohalos indica que apesar do clima ser árido, os níveis carbonáticos no topo do ciclo desenvolveram feições de gleização.

As porções marginais da bacia carbonática tiveram a fábrica carbonática cessada devido aos baixos níveis de água e à conseqüente exposição subaérea, no entanto, na parte mais central, onde não houve exposição, a fábrica carbonática cessou principalmente devido ao aumento da deposição de sedimentos siliciclásticos e água doce, dizimando os organismos produtores de carbonato. Outros elementos importantes que corroboram com a fase regressiva e a conseqüente interrupção da produção de carbonato, são: a perda da conexão marinha e as condições de maior aridez das zonas climáticas pensilvanianas do Gondwana.

5.2 Prodelta lacustre (AF2)

A associação de fácies Prodelta é a mais expressiva nos afloramentos estudados. Encontra-se disseminada por uma extensa área, representa o topo dos perfis e é composta pelas fácies Pelito com laminação plano-paralela (Plp), Arenito/Pelito com laminação ondulada (Aplo), Arenito com estrutura de sobrecarga (As), Arenito com laminação cruzada de baixo ângulo (Ala), Arenito com laminação plano-paralela (Alp), Arenito com *pinch and swell* (Aps), Arenito maciço (Am) e Arenito com laminação cruzada cavalgante (Acc) (Tab. 1).

A fácies Aplo, de cor branca, está intercalada com arenitos finos a médios também de cor branca, por vezes lenticularizados e apresentando baixo grau de bioturbação, com icnofósseis horizontais, centimétricos, alongados e ramificados em padrão Y. Esta fácies é mais frequente para topo dos ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upward*).

Os arenitos da fácies Aplo são subarcósios finos a muito finos, moderadamente à bem selecionados, com grãos subangulosos, prevalecendo contatos suturados e menos intensamente contatos pontuais e côncavo-convexos. Apresenta quartzo monocrystalino com extinção ondulante fraca (100 µm a 240 µm), e em menor proporção quartzo monocrystalino com extinção ondulante forte (150 µm). Alguns grãos de quartzo exibem sobrecrecimentos, formando contatos de compromisso (Fig. 7E). A microclina é subangulosa a arredondada (220 µm), alterada parcialmente para argilominerais e, algumas vezes, com maclas irregulares (Fig. 7D). O plagioclásio é subanguloso a subarredondado, com tamanho médio variando de 80 µm a 130 µm, pouco alterado para argilomineral e sericita.

A fácies Ala possui arenitos finos de cor cinza, dispostos em camadas tabulares, com topo ondulado e cimentado por carbonato, apresentam laminações cruzadas de baixo ângulo que gradam lateralmente para laminação ondulada, intercalado na porção superior com lâminas delgadas de pelitos vermelhos. Esta fácies é encontrada no topo dos ciclos de raseamento ascendente.

Em seção delgada, o quartzo-arenito da fácies Ala é mal selecionado, muito fino a fino, com grãos em geral subangulosos. A porosidade é representada por fraturas e poros agigantados. Os grãos de quartzo são subangulosos a subarredondados (100 a 250 µm), monocrystalinos com extinção ondulante forte e, em menor proporção, com extinção ondulante fraca, sendo que alguns apresentam fraturas conchoidais superficiais. Grãos de quartzo policrystalinos exibem tamanho médio de 250 µm e bordas corroídas por cimento dolomítico (Fig. 7B). Grãos de plagioclásio angulosos a subangulosos, com tamanho médio variando de

80 µm a 130 µm. Grãos de feldspato microclima, subarredondados, bem preservados (Fig. 7A). O cimento de sílica microcristalina é raro, preenchendo parcialmente poros intergranulares. Predomina no arcabouço o cimento de dolomita com cristais não planares, xenotópicos, finos e unimodais. Fragmentos de micrito apresentam-se esmagados formando pseudomatriz, com tamanho médio variando de 100 µm a 200 µm (Fig. 7C).

Arenitos finos com estruturas de sobrecarga da fácies As, de cor vermelha, estão dispostos em camadas tabulares, lateralmente descontínuas, com espessura variando de 40 cm a 1 m. Apresentam internamente laminações variando lateralmente de plano paralela a ondulada, com deformações pontuais do tipo *flame, ball and pillow* e rompimento de camada por fluidificação (Fig. 6D).

Os pelitos de cor vermelha da fácies Plp estão dispostos em camadas tabulares centimétricas a métricas de pelitos, com laminações plano-paralelas descontínuas alternando lateralmente para onduladas. Os pelitos são intercalados com camadas de espessura centimétrica, de arenitos finos a médios, mostrando estruturas de *pinch and swell* (Fig. 6A/B).

O arenito maciço possui granulometria variando de fino a médio, cor cinza, e está disposto em camadas tabulares, apresentando no topo da camada marcas de sinérese, marcas onduladas, e icnofósseis do gênero *paleophycus sp.*, descritos como tubos em epirrelevo positivo, com galerias cilíndricas a subcilíndrica, predominantemente horizontais, retas e com paredes lisas, com preenchimento semelhante a matriz, apresentando intercruzamentos, seu comprimento varia desde poucos centímetros até 30cm e seu diâmetro chega a alcançar 2cm (Fig. 6E).

A fácies Acc exhibe arenitos finos, de cor branca e dispostos em camadas centimétricas, lateralmente descontínuas, com marcas onduladas e laminações cruzadas cavalgantes, com mergulho em torno de 5° para NW, gradando lateralmente para uma laminação plano-paralela à levemente ondulada. Os *sets* desta fácies estão associados a espessas camadas pelíticas (Fig. 11). As lâminas tornam-se planas a levemente onduladas em direção ao *toeset*.

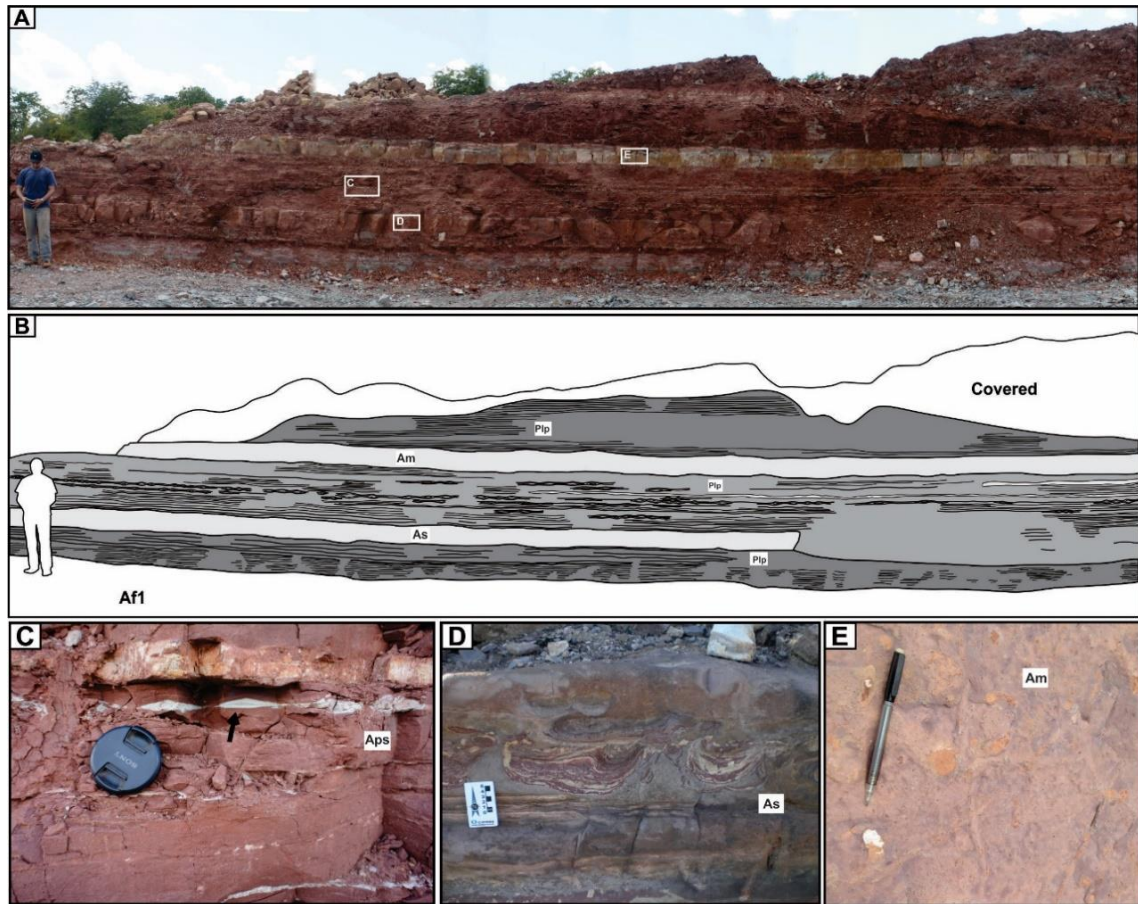


Figura 6 - Aspectos faciológicos dos depósitos de prodelta lacustre, na frente de lavra da mineradora Icaraí. A e B) seção panorâmica mostrando as camadas tabulares e espessas de pelitos vermelhos com laminação plano paralela e arenitos finos maciços e com estruturas de sobrecarga. C) acamamento *linsen* com típico padrão *pinch and swell* (Aps); D) estrutura de deformação *ball and pillow* da fácies As; E) fácies Am com icnogênero *paleophycus sp.*

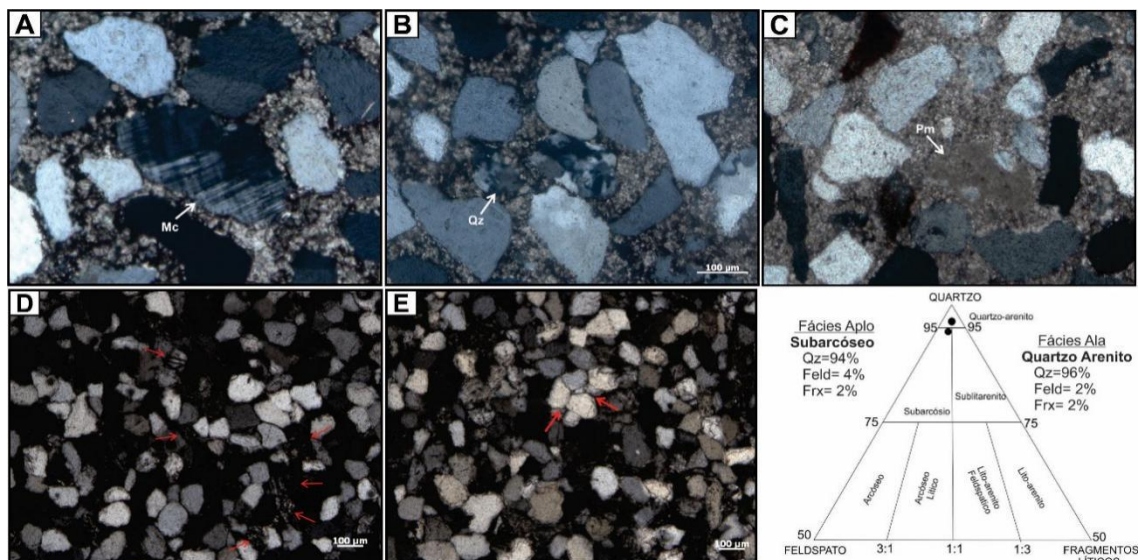


Figura 7 - Fotomicrografias da fácies Ala: A) Feldspato microclina, subarredondado, na granulometria areia fina (Mc); B) Grão de quartzo policristalino (Qz); C) Intraclasto de micrito esmagado, formando pseudomatrix (Pm). Fotomicrografia da fácies Aplo: D) Feldspatos potássicos, indicados pelas setas, em grande parte alterados para argilominerais e em menor proporção para sericita; E) Grãos de quartzo com sobrecrecimento de sílica, formando contato de compromisso. Diagrama de Folk (1968), para classificação de arenitos.

5.2.1 Textura superficial e catodoluminescência de grãos

A influência eólica na deposição dos sedimentos de prodelta/lacustre da AF3 foi detectada após a análise textural e composicional da fração areia fina inserida nas espessas camadas de pelitos vermelhos que recobrem os depósitos carbonáticos (Fig. 6 e 10). Dentre os 500 grãos analisados são descritos abundantes feldspatos potássicos e cerca de 10% dos grãos totais são quartzos com características texturais superficiais de sedimentos eólicos. Foram selecionados grãos maiores que 0,25 mm para observação, pois grãos menores são geralmente angulosos por serem transportados em suspensão como poeira. A análise microscópica (lupa e MEV) indicou que os grãos em suma são bem arredondados e esféricos (43,1% de esfericidade), enquanto grãos subarredondados constituem 26,6% e os grãos irregulares ou alongados constituem 30,3%, especialmente aqueles maiores que 0,25 mm. A superfície dos grãos é irregular, aspecto fosco, tais como: placas soerguidas/deslocadas (*upturned plates*), depressões irregulares, marcas de percussão em V e bordas bulbosas e lisas (Fig. 8B/C/D/E/F). As placas soerguidas e deslocadas são características de ambientes eólico e provenientes de escarpas de clivagem ou fraturas, cujo espaçamento e o tamanho das placas sugerem a amplitude da energia eólica (Krisley et al., 1976; Mahaney, 2002). As depressões irregulares geralmente são formadas por um único impacto durante um período de intensa abrasão relacionada a ventos forte (Krisley e Doornkamp, 1973). Já as marcas de percussão em V, que também são produzidas frequentemente por fluxos aquosos, são formadas por meio da energia vibratória liberada dos grãos durante colisões de alta velocidade (Mahaney, 2002).

A textura bulbosa é encontrada em bordas dos grãos arredondadas parcialmente lisas, comum em areias eólicas (Mahaney e Andres, 1996; Mahaney, 2002). Forma-se pelo transporte eólico, principalmente por saltação, que apara as arestas angulosas dos grãos, e por meios dos processos de dissolução e reprecipitação de sílica. Os processos de dissolução são comuns no deserto durante a noite, pois o orvalho no deserto tem um alto pH que causa a dissolução parcial da sílica, pela manhã o orvalho evapora, a sílica reprecipita nas depressões, como uma camada delgada e irregular de opala-CT (cristobalita-tridimita) ou calcedônia, alisando a superfície dos grãos, criando uma micro topografia arredondada (Kuene e Perdok, 1962; Margolis e Krisley, 1971; Krisley e Doornkamp, 1973; Mahaney, 2002).

Lâminas polidas de grãos de quartzo monocristalinos, subarredondados a bem arredondados, sem inclusões fluidas e maiores que 0,25 mm, apresentam sinais baixo a alto de catodoluminescência. Esses sinais refletem fontes variadas de origem plutônica ou alto grau metamórfico (quartzo com luminescência azul-violeta) e vulcânica (quartzo com luminescência

vermelha), cuja superfície dos grãos contém uma camada delgada de sílica, com discrepante luminescência vermelha, preenchendo as depressões e arredondando os grãos (Fig. 8G/H/I). Engel e Sharp (1958), e El Baz e Prestel (1980) mencionam que o ciclo de dissolução/precipitação por influência do orvalho, em camadas de 2 a 3 centímetros da areia do deserto, associado a argilominerais ou óxido e hidróxido de ferro favorecem o surgimento de grãos com verniz do deserto, que geram uma película com sinais de catodoluminescência muito alto, de cor vermelha.

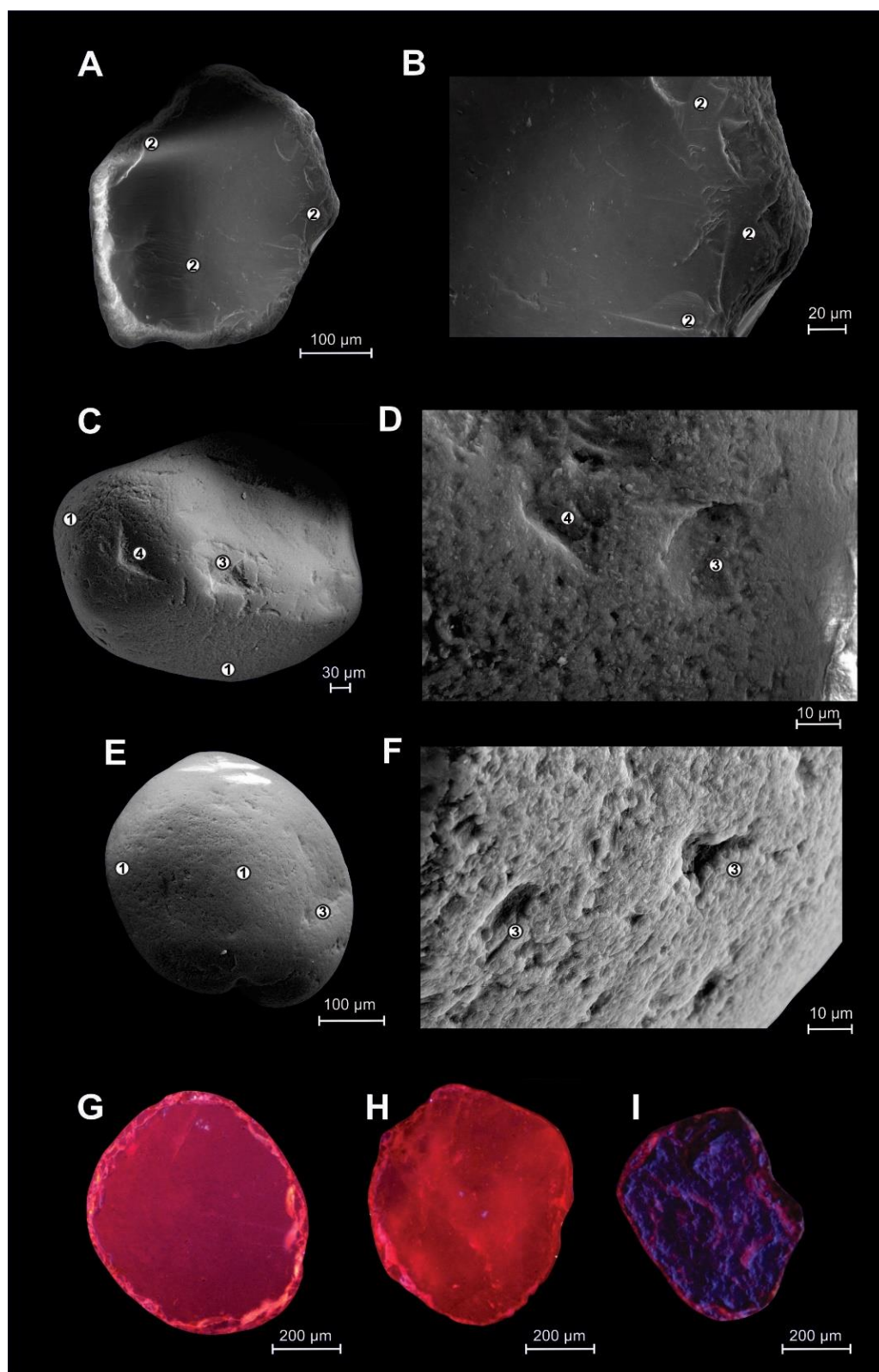


Figura 8 – Micrografias ao MEV de grãos de quartzo, nas imagens A, B, C, D E e F, com detalhe nas estruturas morfológicas: 1= bordas bulbosas, 2= *upturned plates*, 3= depressões irregulares, 4= marcas de percussão em V. Imagens de catodoluminescência de grãos de quartzo polidos, com destaque para as bordas recristalizadas encontradas nas estruturas morfológicas bordas bulbosas: nas imagens G e H os grãos de quartzo apresentam luminescência vermelha (fonte vulcânica), na imagem I o grão de quartzo possui luminescência azul (fonte plutônica ou de alto grau metamórfico).

5.2.2 Difractometria de Raios-X nos pelitos

Análises granulométricas das amostras estudadas indicam que os sedimentos contêm entre 55% e 80% de argila, com padrão de diminuição da argila para o topo dos ciclos granocrescentes. Foram identificados diferentes argilo minerais nas fácies pelíticas do prodelta lacustre, por meio de picos diagnósticos em difratogramas de DRX de laminas orientadas, glicoladas e aquecidas, nas amostras dos afloramentos P9, P12, P14 e P15, que estão espalhados na área de dispersão do lago. A assembleia de argilominerais encontrada é composta por Esmeclitas, Illita, Clorita e Caulinita. No P9, foram analisadas quatro amostras empilhadas em perfil estratigráfico, com coletas no contato com a AF1 (Fig. 8, P9-1), no pelito intermediário (Fig. 9, P9-2 e P9-3) e no topo do perfil (Fig. 9, P9-4).

As esmeclitas são de fácil identificação devido à grande intensidade dos picos. Os difratogramas da fração argila orientada, em condições naturais evidenciam espécimes de argilominerais com pico de $d_{001}=15\text{\AA}$. A saturação em Etilenoglicol provocou o deslocamento do pico para $d_{001}=17\text{\AA}$, evidenciando o caráter expansivo típico de argilominerais do grupo das Esmeclitas. Após calcinação, o pico colapsou para $d_{001}=10\text{\AA}$, formando fases minerais com estrutura tipo mica. A esmeclita pode ser considerada a fase mais abundante, pois o pico referente ao seu plano 001 ocorre relativamente mais intenso que os demais picos presentes nos difratogramas.

A illita é representada nas amostras pelos picos $d_{001}=10\text{\AA}$ e $d_{002}=4\text{\AA}$. Após a etapa de aquecimento, a intensidade do pico d_{001} aumenta devido a desestruturação da esmeclita citada anteriormente. Também foram identificados picos de caulinita ($d_{001}=7\text{\AA}$) e clorita ($d_{001}=14.2\text{\AA}$), porém em menor intensidade. Sabe-se que os planos $d_{001}=7\text{\AA}$ da caulinita e $d_{002}=7.1\text{\AA}$ da clorita podem coincidir em um mesmo pico, porém a caulinita é totalmente destruída quando submetida a um tratamento térmico de 550°C , conforme os difratogramas evidenciam.

Os argilo minerais são produto de intemperismo e processos de formação de solo, e suas variações nas assembleias minerais são indicativos de mudanças paleoclimáticas, atividade tectônica e alterações diagenéticas. A esmeclita representa o argilomineral dominante em todas as amostras analisadas, apresenta um aumento gradativo para o topo dos depósitos pelíticos (Fig. 9) e sua proveniência está associada a rochas ígneas básicas. Esse grupo de argilominerais pode ser encontrado em abundância em locais de clima árido, com baixa taxa de fluxo de água. Também pode ocorrer em bacias acumuladoras com drenagem imperfeitas, que acumulam cátions das porções melhor drenadas e com pouco tempo de exposição subaérea, pois necessita

manter a alta taxa de sílica e Mg no sistema (Singer, 1984). Com base no aumento das esmectitas para o topo do perfil, destaca-se um concomitante aumento da aridez. A Illita identificada em todas as fácies analisadas é de origem detrítica proveniente da alteração de rochas cristalinas que contém feldspato e mica, e/ou de solos e rochas sedimentares pré-existentes na bacia de drenagem do canal fluvial, o qual depositou no lago. A caulinita pode ter proveniência detrítica ou de alteração química *in situ*, porém o contraste nos difratogramas da dominância da Illita em relação a Caulinita, indica a predominância de processos erosivos mecânicos, favorecidas por condições climáticas áridas. A Clorita é formada pela degradação de rochas cristalinas básicas, intermediárias e rochas metamórficas de baixo grau, possivelmente também transportadas, por canais fluviais, da área fonte para dentro do lago, pois Millot (1970) observou que as cloritas são normalmente estáveis durante intemperismo e diagênese.

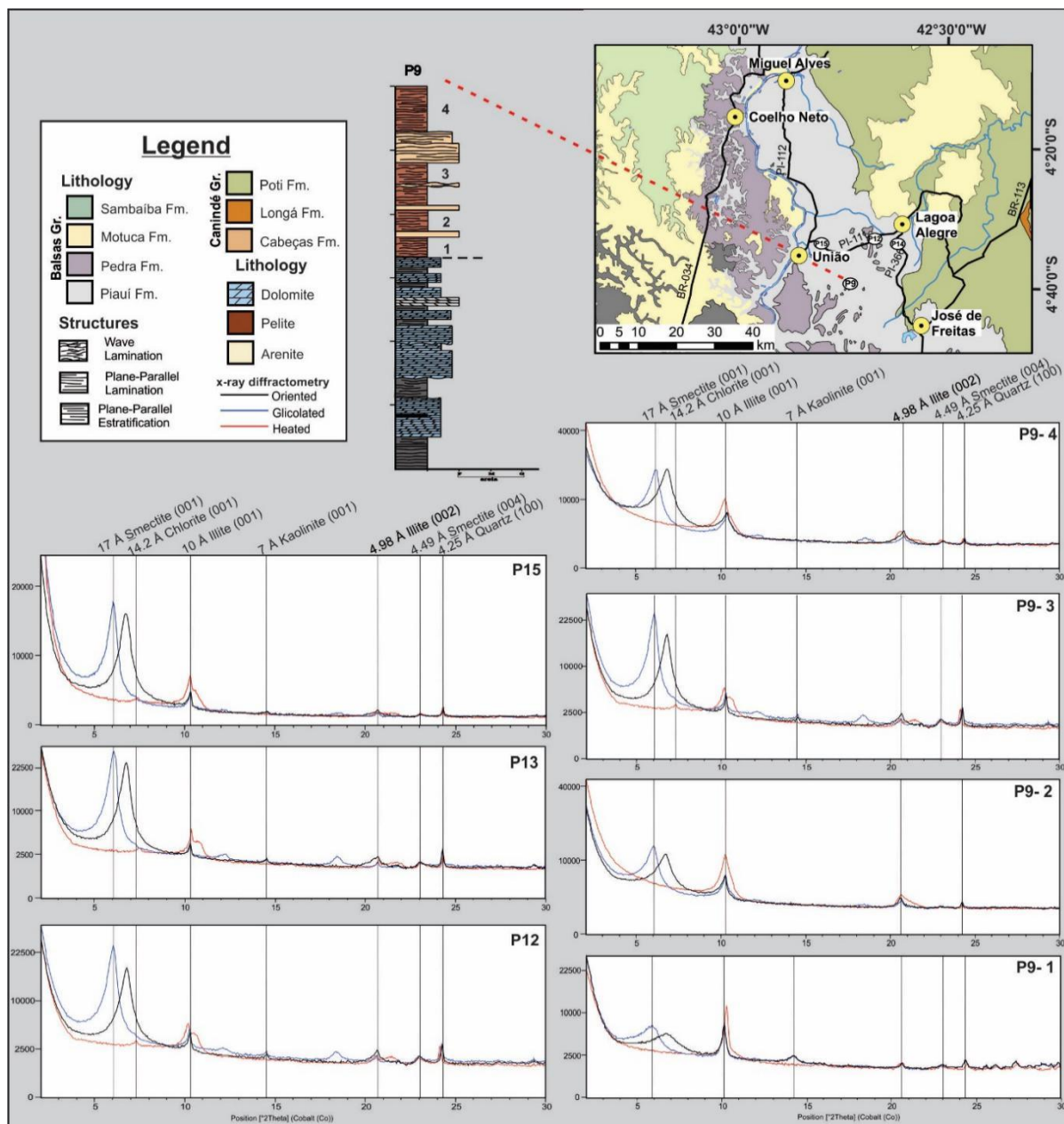


Figura 9 - Mapa de localização com afloramentos estudados, perfil estratigráfico do ponto P9 e difratogramas de argilo minerais, com análises de lâminas orientadas, glicoladas e aquecidas à 500 °C. A assembleia mineralógica descrita é composta por Esmectita, Clorita, Ilita, Caolinita e Quartzo.

5.2.3 Interpretação

Os depósitos de prodelta lacustres (AF2) passam verticalmente e lateralmente para os depósitos de lobos de suspensão/barra de desembocadura em um contexto geológico de um lago, caracterizados pela diminuição ou suavização do ângulo de migração das marcas onduladas, e das laminações cruzadas nos *foresets*. Níveis de arenito fino em padrão do tipo *pinch e swell*, além de lâminas cruzadas cavalgantes, intercalam-se com espessas camadas de pelitos.

O grande aporte de sedimentos do prodelta lacustre ocasionou a formação de estruturas de sobrecarga na fácies As, devido arenitos com maior densidade sobrepostos a camadas pelíticas em estado plástico terem gerado estruturas tanto de liquefação, como de fluidificação devido a deformação e rompimento das camadas por escape de fluidos. O processo de liquefação ocorre devido os grãos temporariamente deixarem de ser suportados por grãos e se tornarem suportados por fluidos, já a fluidificação é ocasionada pelos grãos estarem sustentados por um suplemento externo de fluido, durante um longo período (Demicco e Hardie, 1994; Tucker, 2003).

Fluxos hipopícnais podem ter alcançado as porções mais distais, formando extensas camadas de pelito com geometria tabular (Horton e Schmitt, 1996; Nichols, 2009; Renaut e Gierlowski-Kordesch, 2010). Pelitos laminados e com lentes de arenitos com laminação cruzada sugerem influxos esporádicos de siliclásticos finos. Associados a estes sedimentos siliclásticos, foram descritos grãos de quartzo apresentando texturas morfoscópicas de ambiente eólico, cuja proveniência é designada aos extensos campos de dunas da Formação Piauí, descritos por Góes (1995), Vaz et al., (2007), Conceição et al., (2016), Medeiros et al., (2019).

A presença do icnogênero *paleophycus sp.* na fácies Am, é evidência de organismos vermiformes escavadores, predadores e/ou suspensívoros, que formam icnitos tanto de habitação (*Domichnia*) como de alimentação (*Fodinichnia*) encontrados tanto em ambientes marinhos quanto continentais (Seilacher, 2007). Segundo Fernandes *et al.*, (2002) possivelmente pertencente a icnofácies cruziana, a qual é interpretada associada a ambientes de baixa a moderada energia, como lagos, estuário e planície de maré.

A grande quantidade de plagioclásio e microclina, subarredondados e pouco alterados, encontrado nos delgados níveis de arenitos subarcosianos, associados lateralmente a depósitos eólicos, os quais podem ser identificados através dos aspectos morfoscópicos dos grãos de quartzo nos pelitos e pelas descrições de Conceição et al., (2016) e Medeiros et al., (2019), confirmam um clima quente e árido para região estudada. Concomitantemente, a identificação dos argilo minerais ratifica a ideia da Bacia do Parnaíba estar inserida em uma zona climática árida durante o Pensilvaniano, conforme Boucot et al., (2013), devido principalmente a abundância de esmectita e Ilita e uma insipiente quantidade de caulinita.

Esta associação de fácies assim como a AF3 foi depositada em uma fase final de eventos regressivos que confinaram diversas massas de água, lagos, nas porções com paleorelevo mais

rebaixado do oeste do Gondwana durante o Pensilvaniano Superior. Souza et al. (2010) estudou palinofácies em testemunhos de sondagem do topo da Formação Piauí, na região de Caxias (Ma), onde descreveu associações cronoestratigráficas de palinomorfos em depósitos pelíticos com níveis de arenitos, formando ciclos de *shallow upward*, semelhantes aos depósitos deltaicos da AF2 e AF3, e atribuiu idade Moscoviano Superior a estes ambientes siliclásticos do topo da Formação Piauí.

5.3 Lobos de suspensão/ barra de desembocadura (AF3)

A AF3 não ultrapassa 4m de espessura e está diretamente associada com a AF2. É composta pelas fácies Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs), Pelito com laminação plano-paralela (Plp), Arenito com estratificação cruzada tabular (Act) e Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica (Acc). A AF3 é constituída, em geral, de camadas de arenitos finos a médios, brancos, bem selecionados, com espessura variando de 30 cm a 2,20 m, e exibe geometria de lobo sigmoidal com arenitos amalgamados, dominando a fácies Acs com toset lateralmente passando para laminação cruzada cavalgante e laminação planar a ondulada (Fig. 10 D/E). A fácies Act possui clastos de argila e marcas onduladas assimétricas, centimétricas, retílineas e linguóides, no topsets. Os arenitos e pelitos nesta associação de fácies configuram ciclos granocrescentes ascendentes (*coarsening upward*) (Fig. 7A/B). As estratificações cruzadas sigmoidais truncam os sets de estratificação cruzada tabular, representando o retrabalhamento de lobos sobre antigas barras (Fig. 10).

5.3.1 Interpretação

Os depósitos de frente deltaica são interpretados como lobos de suspensão relacionados a barras de desembocadura proximais de rios, que desembocam em uma bacia de baixa energia, inclinação suave, lâmina d'água rasa, desprovida de processos de maré, provavelmente um mar restrito ou lago (Postma, 1990). O fluxo fluvial hipopical chegando à plataforma de baixa energia com direção SE e NW, provavelmente com lâminas d'água pouco espessas, teria gerado progradação de lobos de suspensão nas partes proximais, devido à rápida desaceleração do influxo sedimentar, configurando a geometria sigmoidal (Renaut e Gierlowski-Kordesch, 2010).

A fácies Acs tem padrão geométrico lobado sob regime de fluxo transicional a superior, com alta taxa de material em suspensão (Røe, 1987). Na porção marginal do lobo a progressiva diminuição da energia do fluxo e da razão tração/suspensão gerou laminação ondulada e cruzada cavalgante (Reineck e Singh, 1980). O capeamento da fácies Acs por *mud drapes* indica

períodos dominados por processos de suspensão (Postma, 1990). As paleocorrentes das fácies Acs e Act sugerem migração de barra arenosa com sentido preferencial para SE e NW, em que o processo de tração era dominante na região ativa enquanto a suspensão era predominante na área periférica do lobo.

O topo dos lobos sigmoidais apresenta pequenas marcas onduladas assimétricas, formadas pela ação de corrente, agrupadas em conjuntos compostos (compound train), reflexo da variação da mudança de velocidade do fluxo e/ou da espessura da lâmina d'água (Allen, 1968).

Os depósitos de prodelta recobertos pela associação de frente deltaica formam ciclos de granocrescência e raseamento ascendente. Em alguns perfis, devido à erosão, estes ciclos podem estar incompletos. Segundo a classificação deltaica de Galloway (1975), estes depósitos foram gerados no contexto de um delta dominado por rios.

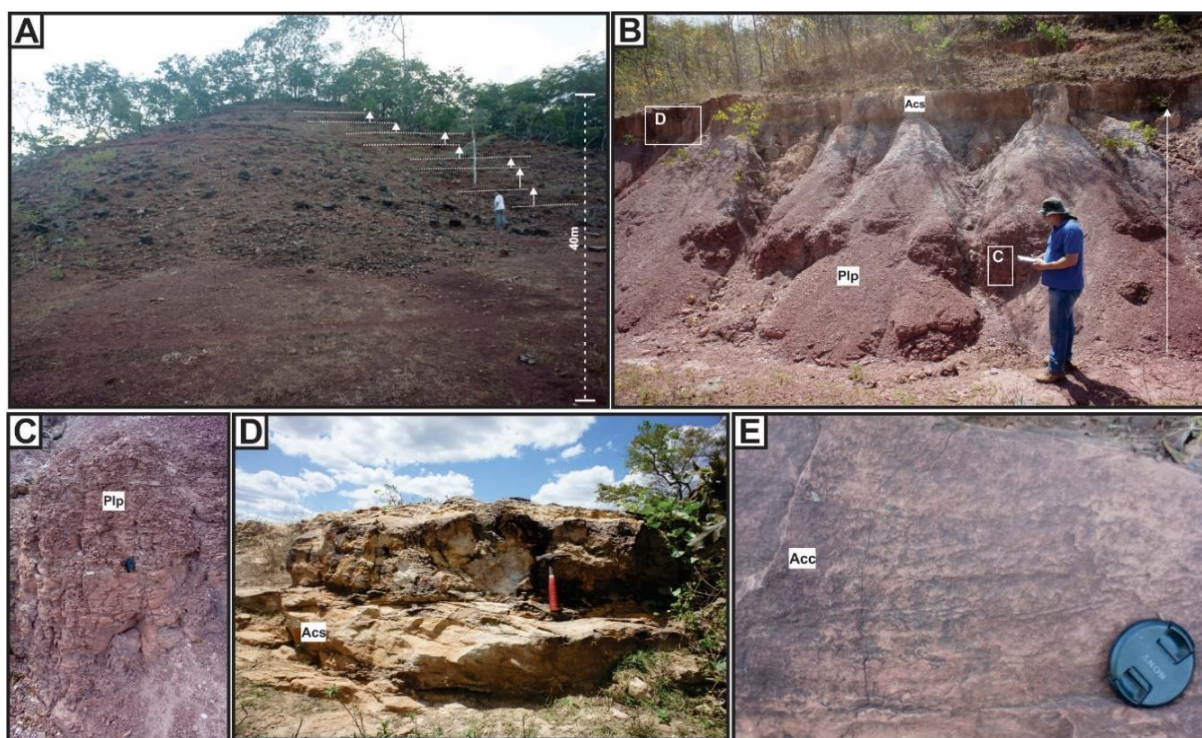


Figura 10 - A) Seção panorâmica de morro com 40m de altura, localizado na PI-111, entre Lagoa Alegre e União, são descritos 8 ciclos granocrescentes ascendentes métricos das associações de fácies AF2 e AF3; B) Ciclo granocrescente ascendente, com camadas de arenitos fino a médio, (fácies Acs) cobrindo espessos pacotes pelíticos (fácies Plp); C) Camada de 2,5m de pelitos vermelhos laminados, da fácies Plp; D) lobos sigmoidais presentes na fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs); E) Arenito fino a médio, com laminação cruzada cavalgante, fácies Acc.

5. Estratigrafia de sequência

Os depósitos estudados nos permitiram sequenciar os tratos de sistema em duas fases, com base nas variações da curva transgressiva-regressiva, nas superfícies estratigráficas e na variação do espaço de acomodação. A primeira sequência é a marinha, que consta de eventos transgressivos e regressivos do High System Tract (HST); a segunda é uma sequência continental, no desfecho deposicional, devido ao confinamento do mar em grandes lagos e a variação do espaço de acomodação, definida como High Accommodation System Tract (HAST) (Fig.11).

A porção superior da Formação Piauí registra a instalação de uma ampla plataforma carbonática (AF1) que se estendia até a bacia do Amazonas durante o HST I (Fig.11 - HST I). Este estágio compreende a fase de alta elevação do nível do mar e um progressivo aumento do nível de base que favoreceu a produção carbonática e formação da plataforma rasa, embora prevalecesse uma baixa taxa de sedimentação que resultou em um padrão de empilhamento pouco progradacional e amplamente agradacional. A arquitetura interna da sucessão marinho raso do HST depende do padrão de variação da *shoreline*, pois depósitos pouco espessos são provenientes de pulsos transgressivos-regressivos de alta frequência influenciados pela baixa taxa de sedimentação e/ou a queda do nível de base (Catuneanu, 2006).

O final do HST é marcado pela regressão marinha, com a estagnação do nível de base, o deslocamento da *shoreline* para oeste e confinamento de lagos rasos (Fig. 11 - HST II). A regressão formou uma superfície de exposição subaérea, a qual é identificada por gretas de contração, nível de porosidade *vug* e superfície carstica, paleosolo com marcas e fragmentos de raízes que ocorrem no topo dos depósitos de plataforma carbonática em regiões de interflúvio. Nos depósitos siliciclásticos a fase de regressão é marcada por uma superfície erosiva observada no topo de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal. Os ambientes não marinhos indetificados neste trato de sistema, tal como os interflúvios da plataforma, apresentam sedimentação *finning upward* logo após a superfície de exposição subaérea, já os ambientes marinhos apresentam sedimentação *coarsening-upward*, devido a deposição de uma cunha deltaica pouco espessa sob os carbonatos marinhos rasos, que iniciou o cessamento da fábrica carbonático.

O recuo da *shoreline* no HST II (Fig. 11), possivelmente pode ter favorecido a deposição de minerais evaporíticos, conforme os critérios de precipitação de Warren (2006), cujas taxas de evaporação são maiores que a de precipitação pluviométrica ou elevação do nível

do mar, em águas hipersalinas. A ausência do registro evaporítico nas sequências estudadas pode ser explicada pela associação destes níveis a superfícies de exposição subaérea, ação pedogenética, ação erosiva, a formação de níveis carsticos, e a alta susceptibilidade dos minerais evaporíticos a alteração ou lixiviação, que favorecem a não preservação destes minerais. A evolução dos estágios sequenciais na área estudada, confirma a elevação do nível de águas subsaturadas em sais, no lago fechado, e o progressivo aumento do espaço de acomodação e deposição de siliciclasticos, que corrobora para a dissolução e desaparecimento dos evaporitos nos atuais registros, assim como a interrupção definitiva da fábrica carbonática.

O aumento progressivo do espaço de acomodação, devido movimentos tectônicos locais de subsidência, e o grande aporte de sedimento siliciclasticos depositados sobrejacentes aos carbonatos, no lago sem influência marinha, nos obrigaram utilizar os conceitos de sequencias sedimentares continentais em detrimento das sequencias marinhas descritas até o momento. Os termos utilizados na sequencia continental focam diretamente em processos inerentes a ambientes lacustres continentais com influência de sistemas aluviais-fluviais. Alguns autores como Dahle et al., (1997); Boyd et al., (1999); Martinsen et al., (1999) e Plint et al., (2001), utilizam os termos High-Accommodation Systems Tract (HAST) e Low-Accommodation Systems Tract (LAST) para definir depósitos lacustres sem influência da *shoreline*, com variações nos registros dos elementos arquitetônicos fluviais dentro dos lagos, e variações no espaço de acomodação.

O HAST é descrito para as camadas siliciclásticas que recobrem o trato de sistema marinho (Fig. 11 - HAST), pois apresentam um considerável aumento do nível de base, devido as elevadas condições de alojamento atribuídas a criação de acomodação fluvio-deltaica, com deposição em suma agradacional, sob um regime de alta acomodação, alta taxa de sedimentação e uma consequente elevação do nível da água em relação ao perfil topográfico. Outras características marcantes deste trato de sistema é o regime de fluxo de baixa energia e a ampla deposição de sedimentos mais finos, semelhante aos tratos de sistemas marinhos transgressivos e de mar alto (Catuneanu, 2006). A acumulação das barras de desembocadura em condições contínuas de High accommodation durante o regime de declínio da energia deposicional através do tempo, resultou em arenitos mais delgados no topo do perfil composto da região (Fig. 11 - Composed section).

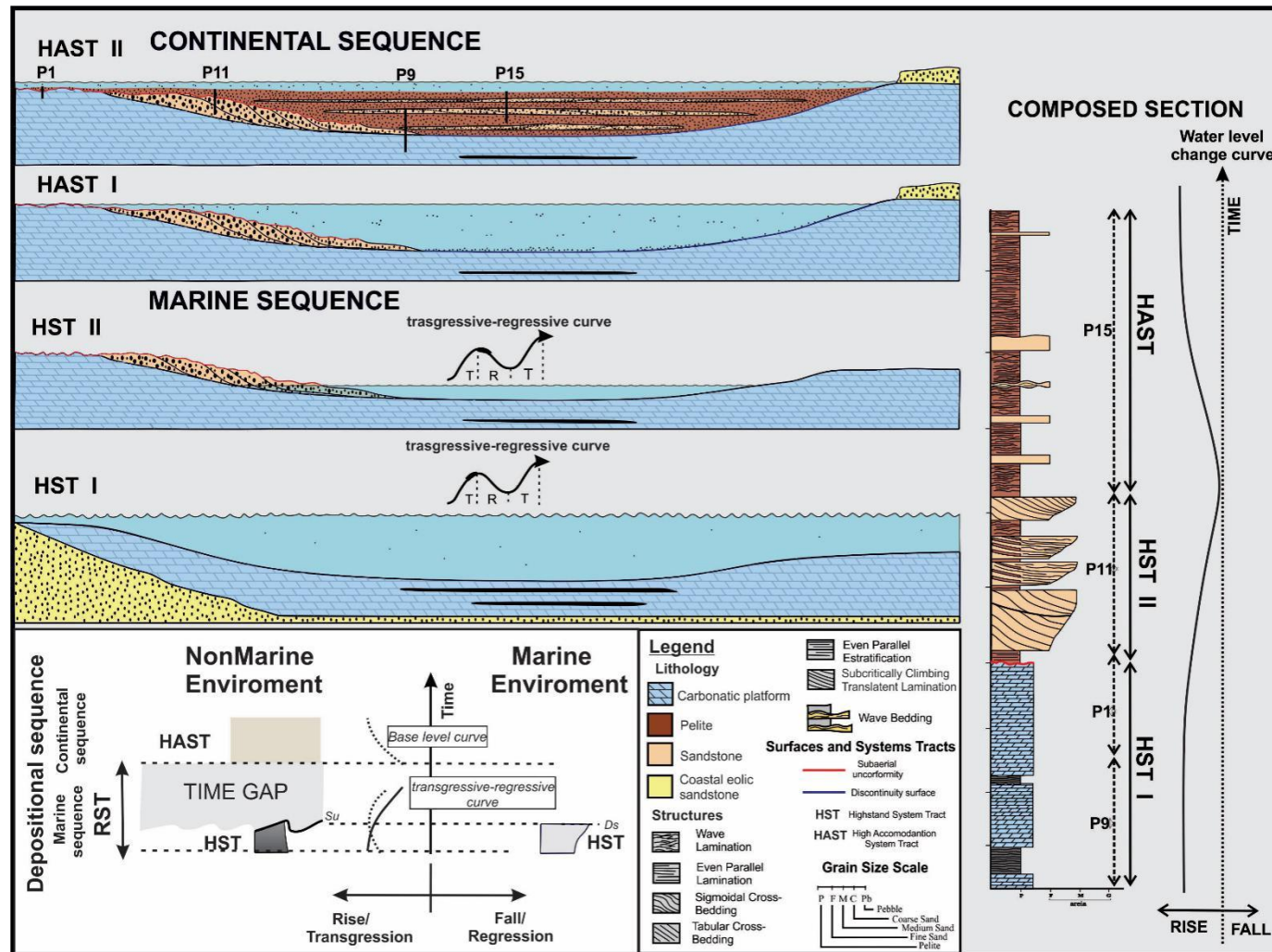


Figura 11 – Modelos evolutivos das seqüências estratigráficas deposicionais, conforme os elementos arquiteturais dos depósitos estudados. Marine Sequence: HST I – Fase inicial do High System Tract, com variações positivas na curva transgressiva-regressiva; HST II – Fase final do High System Tract, com variações negativas na curva transgressiva-regressiva, surgimento de um prisma deltaico fino sobre os carbonatos, da superfície de exposição subaérea e de um lago primário confinado. Continental Sequence: HAST I – Fase inicial do High Accommodation System Tract, com aumento do espaço de acomodação e do nível de água, devido a desembocadura fluvial no lago fechado; HAST II – Fase final do High Accommodation System Tract, apresentando a equivalência da elevação do espaço de acomodação com aumento do suprimento sedimentar fluvio-deltaico formando depósitos gradacionais e tendência regional *finning-upwar*

6. Evolução paleoambiental, paleogeográfica e aspéctos paleoclimáticos

O paleocontinente Gondwana durante o Pensilvaniano embora tenha passado por diferentes eventos climáticos (e.g. período glacial e interglacial), foi fortemente influenciado por grandes transgressões marinhas e estabelecimento de plataformas epicontinentais por uma extensa área. O depósito carbonático Pensilvaniano descrito na AF1, registra eventos transgressivos na borda oeste do Gondwana, que se estenderam até porções mais orientais do paleocontinente, conforme mencionado por Medeiros et al., (2019) (Fig. 12 C). A plataforma carbonática da Formação Piauí foi formada durante período de máxima inundação referente a primeira fase do Trato de sistema de mar Alto (HST I), no Bashkiriano Superior, depositando folhelhos enriquecidos em matéria orgânica associados a carbonatos, que posteriormente teriam passado por um processo de dolomitização organogênica (Medeiros et al., 2019). Segundo o modelo paleoclimático de Boucot et al. (2013), e as evidencias climáticas de Tabor e Poulsen (2008) e Kabanov et al., (2010), durante o Pensilvaniano, a parte norte do Gondwana apresentava condições climáticas áridas e relativamente mais quentes, que favoreceu uma extensa deposição carbonática associada aos mares epicontinentais, registradas nas bacias do Parnaíba, Amazonas, Solimões, Madre de Dios, Ucayali e Marañon (Fig. 1).

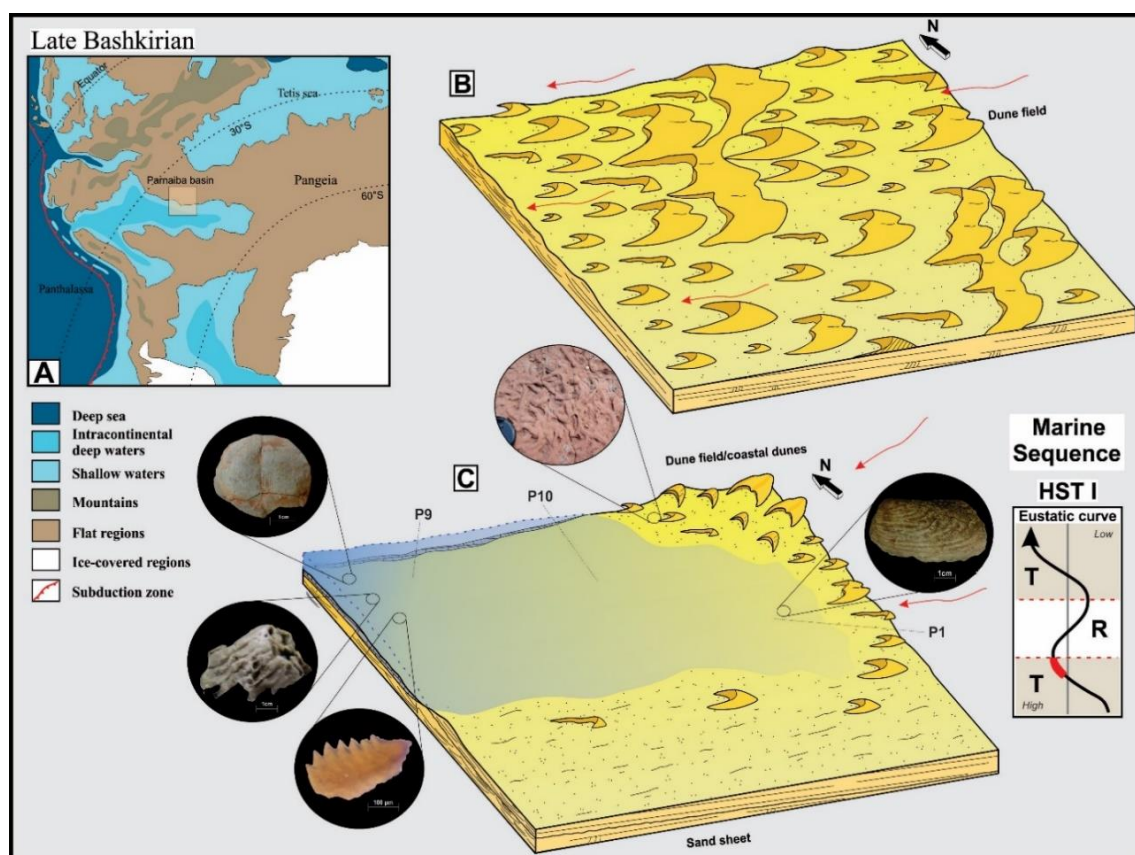


Figura 12 – Reconstrução paleoambiental e paleogeográfica do norte da Formação Piauí, durante o Pensilvaniano Inferior. A) Paleogeografia da borda oeste do Gondwana; B) Modelo deposicional em ambiente desértico,

caracterizando a fase inicial de grande aridez e retrabalhamento eólico; C) Modelo deposicional representando a fase transgressiva formadora dos carbonatos (HST I), com a presença de fauna abundante e influência costeira nos depósitos eólicos.

Movimentos precursores da agregação do supercontinente Pangea, durante o Pensilvaniano Superior, favoreceram o recuo do mar sobre a plataforma continental. Estes eventos tectônicos ligados à orogenia Herciniana ou Variscana (340 Ma) (Góes e Feijó, 1994), refletiram no arqueamento do Alto do Rio Parnaíba (Castelo Branco e Coimbra, 1984), deslocando o depocentro da Bacia do Parnaíba para noroeste, causando o recuo do mar (Fig. 13), e em um grande evento orogenéticos na borda oeste do Gondwana que cessou a influência marinha no continente (Nance et al., 2014). Esta retração marinha no Pensilvaniano Superior, por movimentos tectônicos e regressivos, afetou primeiramente a porção mais continentais, modificando a circulação das correntes e formando grandes lagos internos, registrados nos depósitos siliciclásticos sobrejacentes a plataforma carbonática. Estes eventos regressivos estão associados a HST II, devido a deposição de cunhas deltaicas sobre a plataforma e a presença de extensas inconformidades subaéreas, que associada a um subsequente aporte silicilástico, corrobora com a ausência de evaporitos em exposições subaéreas.

Durante o período de retração marinha os lagos foram confinados, reflexo das condições de maior aridez, com processos de evaporação mais eficientes que de precipitação. Na área estudada foram mapeados os limites de um grande lago, produto deste confinamento, cujo volume de água foi progressivamente reduzido, e favoreceu a contração e a maior exposição das margens, devido a ocorrência de grandes gretas de contração, maior porosidade *vug*, juntamente com texturas cársticas e feições pedogenéticas (Fig. 13 B). Devido ao soerguimento no Alto do Rio Parnaíba os depósitos eólicos foram erodidos por deflação e grande parte dos sedimentos foram transportados por ação fluvial (e.g. grãos grossos e arredondados) e eólica (e.g. grãos finos e angulosos) para N e NW, conforme as paleocorrentes mencionadas por Lima Filho (1991), e depositadas dentro dos lagos. Este evento de deflação é também descrito por Araújo (2016), em depósitos eólicos ao sul da Formação Piauí e Conceição et al., (2016) ao norte (Fig. 13 B/C).

Posteriormente o nível do lago aumentou, devido a maior desembocadura de pequenos canais fluviais que transportavam e depositavam dentro do lago sedimentos siliciclásticos deltaicos, como os pelitos de prodelta, que possuíam grande dispersão. As antigas margens carbonáticas expostas, seriam cobertas de água cada vez menos salobras, com grande quantidade de sedimentos em suspensão que decantaram formando espessas camadas, discordantes aos carbonatos, configurando vários ciclos granocrescentes ascendentes (Fig. 13

B). O confinamento dos lagos, o aumento do espaço de acomodação e o aporte de sedimento siliciclásticos, evidenciam a descrição de um trato de sistema continental (e.g. HAST) para as sequências deltaicas. A avaliação mineralógica dos argilo minerais (e.g. Ilita, esmectita) nos pelitos de prodelta, assim como a abundância de K-feldspatos nos arenitos subarcosianos dos lobos de suspensão, corroboram as interpretações de clima mais árido no norte do Gondwana, durante o Pensilvaniano.

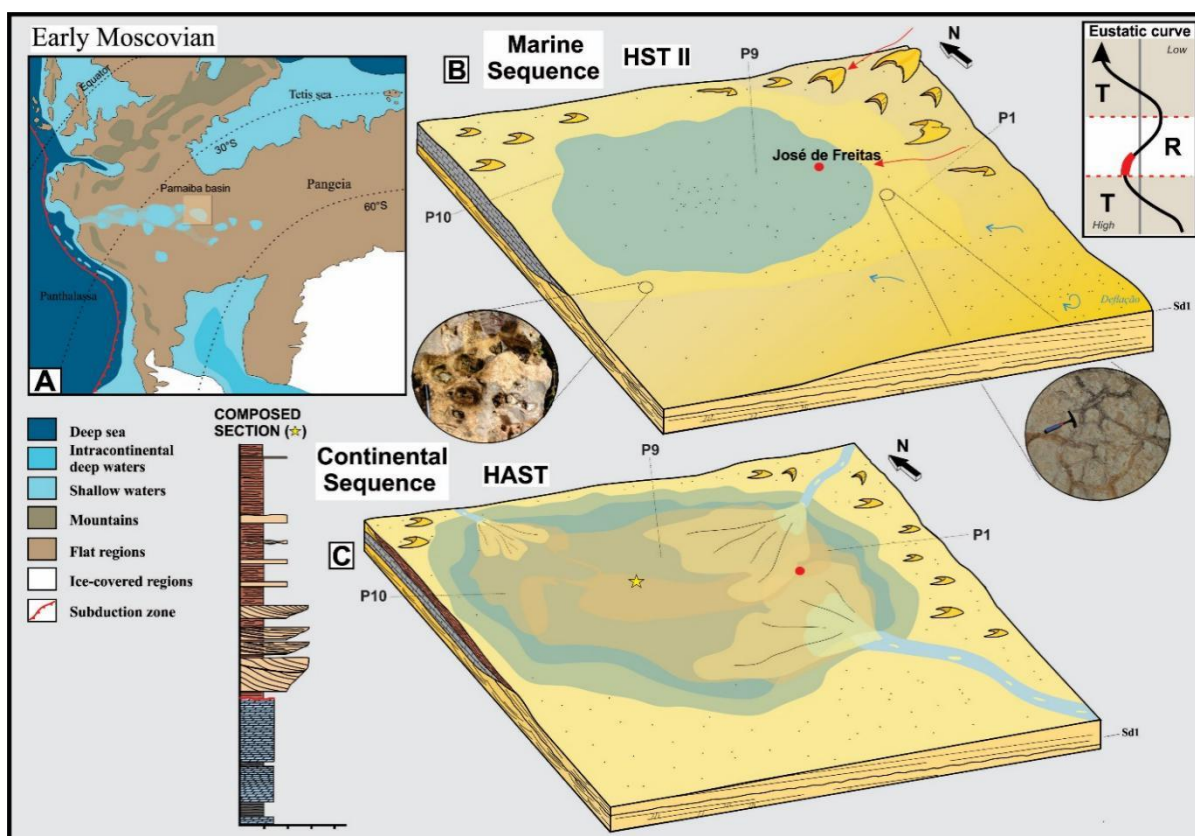


Figura 13 - Reconstrução paleoambiental e paleogeográfica do norte da Formação Piauí, durante o Pensilvaniano Superior. A) Paleogeografia da borda oeste do Gondwana; B) Modelo deposicional representando a fase retrogradante que recuou o mar e formou grandes lagos confinados (HST II); C) Modelo deposicional representando a deposição deltaica e expansão dos lagos (HAST).

8. Conclusão

A presença de uma extensa zona árida no norte do Gondwana durante o Pensilvaniano, e os movimentos tectônicos aglutinadores formadores do continente Pangea, foram favoráveis ao recuo e fechamento do mar epicontinental Itaituba-Piauí, na Bacia do Parnaíba como observado nas associações de fácies da Formação Piauí. A AF1 representa a última evidência deste mar epicontinental na Bacia do Parnaíba, e é datada no Bashkiriano médio a superior, com base em conodontes dos gêneros *Declinognathodus noduliferus*, *Neognathodus medexultimus* e *Idiognathodus incurvus*. O recuo do mar é confirmado no topo da plataforma carbonática da Formação Piauí, devido a exposição e inconformidade subaérea - HST II, assim como o

confinamento de lagos. A perda da influência marinha, o aumento do espaço de acomodação, e a substituição do aporte sedimentar para sedimentos siliciclásticos exclusivamente continentais, favoreceu o cessamento da fábrica carbonática e a deposição de espessas camadas de pelitos de prodelta/lacustre e arenitos de barras de desembocadura, configurando um trato de sistema continental - HAST. As condições de maior aridez e períodos mais quentes são registradas devido a associação lateral da plataforma carbonática e dos lagos com campos de dunas eólicas, pela exposição subaérea de parte da plataforma carbonática, e pela abundância de K-feldspato e argilo minerais, tais como esmectita, illita.

Agradecimento

O primeiro autor agradece o suporte técnico do Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), e dos laboratórios de Microscopia Eletrônica de varredura (labMEV) e de Caracterização Mineral – Setor de Raios-X, assim como o financiamento da pesquisa pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

Referências

- Abelha, F. M. 2013. Análise estratigráfica do intervalo Carbonífero/Permiano da Bacia do Parnaíba em testemunhos de sondagem. Dissertação de mestrado. IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro.
- Algeo, T. J.; Heckel, P. H.; Maynard, J. B.; Blakey, R. C.; Rowe, H. 2008. Modern and ancient epeiric seas and the super-estuarine circulation model of marine anoxia. Geological association of Canada Special Paper 48.
- Allen J.R.L. 1968. Current Ripples – Their relation to patterns of water and sediment motion, North-Holland Publishing Company, Amsterdam.
- Assis, J. F. P. 1979. Uma fauna de moluscos bivalves do calcário Mocambo, Formação Piauí, Carbonífero Superior da Bacia do Maranhão – Município de José de Freitas, Estado do Piauí. Master's thesis, Programa de Pós-Graduação em geologia, UFRJ, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, 94p.
- Anelli, L. E. 1999. Invertebrados neocarboníferos das formações Piauí (Bacia do Parnaíba) e Itaituba (Bacia do Amazonas): Taxonomia; análise cladística das subfamílias Oriocrassatellinae (Crassatellacea, Bivalvia) e Neospiriferinae (Spiriferoidea, Brachiopoda). Ph'D thesis. Universidade de São Paulo, São Paulo, 184 p.
- Anelli, L. E., Rocha-Campos, A. C., Simões, M. G. 2006. Pennsylvanian Pteriomorphian bivalves from the Piauí Formation, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of Paleontology*, 80(6), 1125–1141.

- Anelli, L. E., Rocha-Campos a. c., Simões, M. G., Peck R. L. 2009. Pennsylvanian Heteroconchia (Mollusca, Bivalvia) from the Piauí Formation, Parnaíba Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 12 (2): 93-112.
- Anelli, L. E., Simões, M. G., González, C. R., Souza, P. A. 2012. A new Pennsylvanian Oriocrassatellinae from Brazil and the distribution of the genus Oriocrassatellain space and time. *Geodiversitas*, 34(3), 489–504.
- Barbosa, E. N.; Córdoba, V. C.; Souza, D. C. 2016. Evolução estratigráfica da sequência Neocarbonífera-Eotriássica da Bacia do Parnaíba, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2): 181-198.
- Boncheva, I., Barhami, A., YazdI, M., Toraby, H. 2007. Carboniferous conodont biostratigraphy and Late Palaeozoic depositional evolution in South Central (Asanabad section – SE Isfahan). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113, 329– 356.
- Boyd, R., Diessel, C. F. K., Wadsworth, J., Chalmers, G., Little, M., Leckie, D., and Zaitlin, B. 1999. Development of a nonmarine sequence stratigraphic model. American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, San Antonio, Texas, USA. Official Program, p. A15.
- Boucot, A.J.; Xu, C.; Scotese, C., Morley, R.J. 2013. Phanerozoic paleoclimate: an atlas of lithologic indicators of climate. Tulsa, Society for Sedimentary Geology, 30 p. (Concepts in Sedimentology and Paleontology 11).
- Brand, U, Tazawa, J.I, Sano, H, Azmy, K, Lee, X. 2009. Is mid-late Paleozoic ocean-water chemistry couple with epeiric seawater isotope record. *Geological Society of America. Geology*, September, V. 37; no. 9; p. 823–826.
- Campanha, V., Rocha Campos, A.C. 1979. Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. *Boletim do Instituto de Geociências*, v. 10, 57-67.
- Caputo, M.V., 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. University of California Santa Barbara. Ph'D thesis.586p.
- Caputo, M., Crowell, J. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological society of America Bulletin*. 96:1020-1036.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 171-178 pp.
- Castelo Branco, R. M. G., Coimbra, A. M. 1984. Contribuição ao conhecimento tecto-magmático da borda sul da Bacia do Parnaíba. 33º Congresso Brasileiro de Geologia, v.2, 84, Rio de Janeiro: SBG.
- Castro, D. L., R. A. Fuck, J. D. Phillips, R. M. Vidotti, F. H. R. Bezerra., E. L. Dantas. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil, *Tectonophysics*, 614, 128–145.
- Conceição, D. M.; Saturnino, L. A.; Cisneros, J. C.; Iannuzzi, R.; Pereira, A. A.; Machado, F. C. 2016. New petrified forest in Maranhão, Permian (Cisuralian) of the Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 70 (2016) 308-323.

- Cunha, F. M. B. 1986. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. 1986. Master's thesis - Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Dahle, K., Flesja, K., Talbot, M. R., and Dreyer, T. 1997. Correlation of fluvial deposits by the use of Sm-Nd isotope analysis and mapping of sedimentary architecture in the Escanilla Formation (Ainsa Basin, Spain) and the Statfjord Formation (Norwegian North Sea). Abstracts, Sixth International Conference on Fluvial Sedimentology, Cape Town, 1997, South Africa, pp. 46.
- Darby, M.C., Andrade, V., Barousse, C.A., Costa, R., McDowell, K., Piggott, N., Poole, A.J., 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33, 2102-2120.
- Davydov, V., Korn, D., Schmitz, M. 2012. The Carboniferous periods. In Gradstein, F. Ogg, J. Schmitz, M. Ogg, G. (eds). *Geological time scale*. Amsterdam. Elsevier. p. 603- 651.
- Demicco, R.V., Hardie, L. A. 1994. Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonates. *SEPM Atlas Series 1*, Society of Sedimentary Geology, Tulsa, 75-77 pp.
- Dino, R., Playford, G. 2002. Stratigraphic and palaeoenvironmental significance of a Pennsylvanian (Upper Carboniferous) palynoflora from the Piauí Formation, Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Paleontological Research*, 6(1), 23-40.
- Dolianiti, E., 1972, Relações entre as floras paleozoicas do Brasil: Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 44, p. 113–117.
- El-Baz, F., Prestel, D. 1980. Desert Varnish on Sand Grains from the Western Desert of Egypt: Importance of the Clay Component and Implications to Mars. *Lunar and planetary science XI*, 254–256.
- Engel, C.G., Sharp, R. 1958. Chemical data on desert varnish. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69: 487--518.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., 2008 A. The late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. *In*: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*, pp. 343–354.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T., Roberts, J. 2008 B. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *Journal of the Geological Society of London* 165(1), 129–140.
- Folk, R. L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's, Austin, 170 pp.
- Galloway, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *In*: M.L. Broussard (Editor), *Deltas. Models for Exploration*. Houston Geol. Soc., pp. 87-98.
- Góes, A. M.; Feijó, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, Boletim de Geociência. PETROBRÁS. v. 8, n. 1.
- Góes, A. M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. 171. Ph'D thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Golonka, J., Ford D. 2002. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161:1-34.
- Grader, G.W., Isaacson, P.E., Díaz-Martínez, E., Pope, M.C., 2008. Pennsylvanian and Permian sequences in Bolivia: direct responses to Gondwana glaciation. *In*: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*, pp. 143–160.
- Heckel, P.H., 1995. Glacial-eustatic base-level—climatic model for late Middle to Late Pennsylvanian coal-bed formation in the Appalachian basin. *J. Sed. Res.* B65(3), 348–356.
- Holmden, C., Braun, W., Patterson, W.P., Eglington, B.M., Prokopiuk, T.C., Whittaker S. 2006. Carbon isotope chemostratigraphy of Frasnian sequences in Western Canada. Summary of Investigations 2006, volume 1, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Industry and Resources, Miscellaneous Report 2006-4.1, CD-ROM Paper A-8, 6 pp.
- Holz, M., França, A. B., Souza, P. A., Iannuzzi, R., Rohn, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 381–399.
- Horton, B.K., Schmitt J.G. 1996. Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, v. 43(1), 133-155.
- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A., 2003. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems? *In*: Chan, M.A., Archer, A.W. (Eds.), *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time*. Geological Society of America Special Paper 370, pp. 5–24.
- Kabanov, P. B., Alekseeva, T. V., Alekseeva, V. A., Alekseev, A. O., Gubin, S. V. 2010. Paleosols in late Moscovian (Carboniferous) marine carbonates of the East European Craton revealing “Great Calcimagnesian Plain” paleolandscapes. *J. Sediment. Res.* 80:195–215.
- Kraus, M. J., & Hasiotis, S. T. 2006. Significance of Different Modes of Rhizolith Preservation to Interpreting Paleoenvironmental and Paleohydrologic Settings: Examples from Paleogene Paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76(4), 633–646.
- Krinsley, D. H., and Doornkamp, J. 1973. *Atlas of quartz sand surface textures*. Cambridge University Press, Cambridge, England. 102 p.
- Krinsley, D.H., Friend, P., and Klimentidis, R. 1976. Eolian transport textures on the surfaces of sand grains of early Triassic age. *Geological Society of America Bulletin*, 87(1): 130–132.
- Kuenen, P. H. H., Perdok, W. G. 1962. Experimental abrasion, 5: frosting and defrosting of quartz grains. *J. Geol.* 70:648-658.
- Limarino, C.O., Spalletti, L.A., 2006. Paleogeography of the Upper Paleozoic basins of South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 134–155.

- Lima Filho, F.P. 1991. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Piauí (Pensilvaniano). Bacia do Parnaíba. Master's thesis. Instituto de Geociências - USP. SP. 81.
- Lima Filho, F.P. 1998. A sequência Permo-Pensilvaniana da Bacia do Parnaíba. Bacia do Parnaíba. Ph'D Thesis. Instituto de Geociências - USP. SP 99.
- Lupia, R., Armitage, J. 2013. Late Pennsylvanian-Early Permian vegetational transition in Oklahoma: Palynological record. *International Journal of Coal Geology*. 119:165-176.
- Mahaney, W. C., Andres, W. 1996: Scanning electron microscopy of quartz sand from the North-Central Saharan desert of Algeria. *Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl. Bd.* 103, 179– 192.
- Mahaney, W.C. 2002. Atlas of sand grain surface textures and applications. Oxford University Press, Oxford, UK. 256 p.
- Martinsen, O. J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkildsen, G., Idil, S.A. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture. Ericson Sandstone (Campanian), Rock Spring Uplift, W. Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46, 235-260.
- Matsuda, N. Winter, W. Wanderley Filho, J. Cancela, A. 2010. Roteiros geológicos— O Paleozoico da borda Sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós, Estado do Pará. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 18 (1):123-152.
- Margolis, S.V., Krinsley, D.H. 1971. Submicroscopic frosting on eolian and subaqueous quartz sand grains. *Geological Society of America Bulletin*, 82(12).
- Medeiros, R.S.P., Nogueira, A.C.R., da Silva, J.B.C., Jr., Sial, A.N., 2019. Carbonate-clastic sedimentation in the Parnaíba Basin, northern Brazil: Record of Carboniferous epeiric sea in the Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 91, 188-202.
- Merrill, G. K. 1999. Neognathodus and the species concept in conodont paleontology. *Boll. Della Soc. Paleontol. Ital.* 37, 465 – 473.
- Mesner, J. G., Wooldridge, L. C. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Bol. Téc. PETROBRÁS*. v. 7(2), 137 - 164.
- Milani E.J., Zalán P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22(3):199-205.
- Millot, G. 1970. *Geology of clays*. Chapman and Hall. 429 pp, 85 figs., London.
- Montañez, I.P., Tabor, N.J., Niemeier, D., DiMichele, W.A., Frank, T.D., Fielding, C.R., Isbell, J.L., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., 2007. CO₂-forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation. *Science* 315(5808), 87-91.
- Montañez, I.P., Poulsen, C.J., 2013. The Late Paleozoic ice age: an evolving paradigm. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41, 629-656.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Santosh, M., 2014. The supercontinent cycle: a retrospective essay. *Gondwana Res.* 25, 4–29.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentary and Stratigraphy*. 2^o ed., Wiley-Blackwell, 179 198.
- Plint, A. G., Paul, J., McCarthy, U. 2001. Nonmarine sequence stratigraphy: Updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high-resolution framework, Cenomanian Dunvegan Formation, Alberta foreland basin, Canada. *AAPG Bulletin*, 85.

- Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *In*: Colella, A & Prior, D. B. (eds.). Coarser-grained deltas. Special Publication n° 10 of International Association of Sedimentologists. Oxford, Blackwell Scientific Publication, v. 10, 1029-74.
- Renaut, R.W., Gierlowski-Kordesch, E.H. 2010. Lakes. *In*: James. N.P. & Dalrymple R.W. (eds.) Facies Models 4. Geol. Ass. Canada, 541-575.
- Ross, C., Ross, J. 1985. Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*. 13. 194 - 197p.
- Røe, S. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage planebed origin from a Late PreCambrian fluvial sandstone, northern Norway. *Sedimentology*, v. 34, 89-101.
- Scotese, C.R., Mckerrow, W.S., 1990. Revised world maps and introduction. *In*: McKerrow, W.S., Scotese, C.R. (Eds.), *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography: Geological Society Memoir*, 1–21.
- Scotese C. R., Boucot A. J., Mckerrow W. S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, **28**(1):99-114.
- Scotese, C.R., 2003, PALEOMAP Project: <http://www.scotese.com>.
- Scomazzon, A.K., Wilner, E.; Purnell, M.A., Nascimento, S., Weinschütz, L.C., Lemos, V.B., Souza, F.L. de, Silva, C.P. da. 2013. First report of conodont apparatuses from Brazil – Permian of Paraná Basin, Itararé Group, Lontras Shale – Evidence of Gondwana deglaciation. Conodont from the Andes. 3rd International Conodont Symposium. Publicación Especial n° 13. Paleontological Note. 99-102.
- Scomazzon, A. Moutinho, L. Nascimento, S. Lemos, V. Matsuda, N. 2016. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group, Early–Middle Pennsylvanian of the Amazonas basin, Brazil. *Journal of South America earth science*. 65:25-42.
- Singer, A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review. *Earth Science Reviews*, v. 21, n. 4, p. 251–293.
- Souza, P. A.; Thetinski Matzembacher, L.; Abelha, M.; Borgui, L. 2010. Palinologia da Formação Piauí, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba: Biocronoestratigrafia de intervalo selecionado do poço 1-UM-09-PI (Caxias-Ma-Brasil). *Revista brasileira paleontologia*, 13(1):57-66.
- Tabor, N. J., Poulsen, C. J. 2008. Late Paleozoic tropical climate and atmospheric circulation: a review of paleoclimate indicators and models. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 268:181–92.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*. 24 (3-4), 999-1030.
- Tucker, M.E., Wright, V.P. 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific, Oxford. 482. Best textbook on science of carbonate deposition and cementation.
- Tucker, M.E. 2003. Sedimentary rocks in the field: the geological field guide series, 3^a ed., Chichester, Wiley, 131-133.

- Vaz, P. T., Rezende, N. G. A. M., Wanderley Filho, J. R. 2007. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15(2), 253-263.
- Vepraskas, M. J., Wilding, L. P., & Drees, L. R. 1993. Aquic conditions for Soil Taxonomy: concepts, soil morphology and micromorphology. *Developments in Soil Science*, 117–131.
- Walker, R.G. 1992. Facies models and modern stratigraphic concepts. *In*: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds.) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada. p.: 1-14.
- Wopfner, H. 1999. The early Permian event deglaciation event between East Africa and Northwestern Australia. *Journal of African earth science*. 29:77-90.

6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O limite Permocarbonífero é marcado por um período cíclico glacial/não glacial chamado de Late Paleozoic Ice Age (LPIA), de ~70-Myr, com início no Tournosian (Carbonífero – Mississippiano) e desfecho no Artinskian (Perminano – Cisuraliano), cujas variações glacio eustáticas controlaram as inundações paleocontinentais, dando origem aos mares epicontinentais e extensos depósitos com ciclicidade litológica, correlacionáveis com bacias sedimentares adjacentes, denominados de ciclotemas. Baseado em diversas publicações sobre ciclos/ciclotemas ao redor do mundo, reconhecemos quatro principais padrões de ciclicidade, durante o LPIA: *Terrestrial cyclothems*, *Mixed terrestrial-marine cyclothems*, *Marine cyclothems*, *Restricted-marine (evaporite-bearing) cyclothems*. Também identificamos estes padrões em oito bacias sedimentares na América do Sul: na Bacia do Parnaíba (*e.g. mixed terrestrial-marine cyclothems*); Bacia do Amazonas (*e.g. marine cyclothem, restricted-marine cyclothem*); Bacia do Solimões (*e.g. restricted-marine cyclothem*); Bacia do Paraná (*e.g. terrestrial cyclothems*); Bacia do Chacó-Paraná (*e.g. Terrestrial/fluviol cyclothems*); Bacia de Titicaca (*e.g. marine cyclothem*); Bacia de Río Blanco (*e.g. Terrestrial/fluviol cyclothems*); e Bacia de Tarija (*e.g. Terrestrial/fluviol cyclothems*). Baseado em dados bioestratigráficos e geocronológicos, os ciclotemas sulamericanos identificados, foram posicionados em quatro intervalos Permocarboníferos, tal como Viseano, Baskiriano - Moscoviano, Kasimoviano e Sakmario.

Condições climáticas de *greenhouse* ou aquecimento da terra, durante o Pensilvaniano, favoreceram eventos transgressivos formadores de uma plataforma carbonática epicontinental no norte do Gondwana, que se estendia até a Bacia do Parnaíba, configurando o registro mais oriental desta plataforma. A análise de fácies e estratigráfica da sucessão carbonática - siliciclástica, de cerca de 50 m de espessura do Membro Superior da Formação Piauí, no Pensilvaniano, permitiu a interpretação de depósitos de campo de duna/interduna costeiro, marinho raso e deltaico, influenciados por um clima quente e árido. O depósito eólico de campo de duna/interduna, apresenta influência costeira ratificada por icnofósseis *Thalassinóides* e laminações de adesão no topo, assim como a proximidade das sequências de plataforma carbonática. Tais depósitos são diacrônitos e posteriormente sucedidos pela sequência carbonática de mar raso, que se estendia pelo nordeste da Bacia do Parnaíba, aflorante nas proximidades do município de José de Freitas.

O depósito de mar raso é composto por dois conjuntos de fácies: um com fácies mais profundas (CI), e o outro apresentando fácies mais rasas (CII), formados durante o *high system*

tract. O CI apresenta fácies carbonáticas dolomíticas, com moldes de bilvaveis dos gêneros *Wilkingia* e *Oricrassatela*, e braquiópodes dos gêneros *Choristites* e *Brasiloproductus*, também descritos nas formações carbonáticas de bacias andinas, com as formações Tarma e Copacabana. Os folhelhos orgânicos presentes na CI, apresentam conodontes, bem preservados, *Declinognathodus noduliferus*, *Idiognathodus incurvus*, *Neognathodus medexultimus*, que proporcionaram o posicionamento estratigráfico dos depósitos no Bashkiriano Superior (e.g. Limite Morrowano – Atocano). A confecção de curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ nas fácies dolomíticas do CI, confirmam padrões covariantes, com excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e excursões positivas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. Apesar da ampla substituição dos constituintes primários por dolomita, as fácies analisadas possuem um sinal isotópico primário devido à cristalização da dolomita em profundidade rasa e baixa temperatura, em ambiente diagenético marinho raso. O sinal isotópico primário é corroborado pela diminuição da porosidade e consequente diminuição da interação água intersticial/rocha. O modelo de dolomitização microbiano anóxico ou organogênico, é sustentado devido à grande quantidade de matéria orgânica associada aos carbonatos e folhelhos intercalados, que tendem a degradar liberando carbono inorgânico nas águas intersticiais, com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ negativo; o aumento no NH_4^+ e alcalinidade; liberando íons de magnésio adsorvidos; e redução na quantidade de sulfato, que inibe a substituição de calcita por dolomita. A curva isotópica positiva ascendente de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, indica um aumento na salinidade em direção ao topo, possivelmente relacionada à maior evaporação. O CII representa o conjunto de fácies mais rasas compostas por carbonatos fossilíferos, peloidais, com evidências de exposição subaérea no topo, tais como gretas de contração, porosidade de dissolução *megavugs*, estrutura cársticas, e feições pedogenéticas.

Movimentos precursores da agregação do supercontinente Pangea, durante o Pensilvaniano Superior (Moscoviano), favoreceram o recuo do mar sobre a plataforma continental mais interna. Estes eventos tectônicos ligados à orogenia Herciniana ou Variscana (340 Ma), refletiram no arqueamento do Alto do Rio Parnaíba, deslocando o depocentro da Bacia do Parnaíba para noroeste, causando o recuo do mar e a deposição de sequências continentais de *high accommodation system tract*, composta pelas associações de fácies prodelta lacustre e lobo de suspensão/barras de desembocadura. As espessas fácies pelíticas de prodelta lacustre são um importante registro do progressivo aumento da aridez para o topo da Formação Piauí, devido influxos de sedimentos eólicos para dentro do lago, atestados pela morfoscopia de grãos de quartzo, com texturas do tipo: placas soerguidas/deslocadas (*upturned plates*), depressões irregulares, marcas de percussão em V e bordas bulbosas e lisas. Tal registro é complementado pela difração de raio-x de argilo minerais, que identificou a assembleia mineralógica esmectitas,

illita, clorita e caulinita, cuja gênese e baixa mobilidade corrobora a interpretação paleoclimática.

REFERÊNCIAS

- Abelha F. M. 2013. *Análise estratigráfica do intervalo Carbonífero/Permiano da Bacia do Parnaíba em testemunhos de sondagem*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Abreu F. A. M., Silva J. M. R., Faria Jr L. E. C., Rodrigues M. O. R., Truckenbrodt W. 1977. “*Projeto Balsas*”: relatório final. Belém (Pa), 47 p.
- Adams A. E., Mackenzie W.S., Guilford C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 140p.
- Adkins R.M. 2003. *Mid-Permian cyclothems development in the onshore Canning Basin, Western Australia*. MS Dissertation, James Cook University, Townsville, Australia.
- Aguiar G. A. de. 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: 25º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo, *Anais...* v. 3, p. 113-122.
- Albuquerque O. R. & Dequech V. 1946. Contribuição para a geologia do meio-Norte, especialmente Piauí e Maranhão. In: 2º Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia. Petrópolis, RJ, *Anais...* v. 3, p. 69-109.
- Algeo T. J., Heckel P. H., Maynard J. B., Blakey R. C., Rowe, H. 2008. Modern and ancient epeiric seas and the super-estuarine circulation model of marine anoxia. In: Pratt B. R. & Holmden C. (ed). *Dynamics of epeiric seas*. [S.l.], Geological Association of Canada, p. 7-38. (Special Paper 48).
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, **50**: 77 – 111.
- Almeida F.F.M., Carneiro C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B. B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca. p. 43-60.
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: 8º Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, **Atas**. p.363-391.
- Anelli L. E. 1994. *Pelecípodes da Formação Piauí (Pensilvaniano Médio), Bacia do Parnaíba, Brasil*. MS Dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, 148p.
- Anelli L. E. 1999. *Invertebrados neocarboníferos das formações Piauí (Bacia do Parnaíba) e Itaituba (Bacia do Amazonas): Taxonomia; análise cladística das subfamílias Oriocrassatellinae (Crassatellacea, Bivalvia) e Neospiriferinae (Spiriferoidea, Brachiopoda)*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 184 p.
- Arnot M. J., Good T. R., Lewis J. J. M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, **67**(5):984-987.

- Assis J. F. P. 1979. *Uma fauna de moluscos bivalves do calcário Mocambo, Formação Piauí, Carbonífero Superior da Bacia do Maranhão – município de José de Freitas, estado do Piauí*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 94p.
- Barbosa E. N., Córdoba V. C., Souza D. C. 2016. Evolução estratigráfica da sequência Neocarbonífera-Eotriássica da Bacia do Parnaíba, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **46**(2): 181-198.
- Barrel V. V. 1917. Rhythms and the measurement of geological time. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **28**, 745-904.
- Baum S. K. & Crowley T. J. 1991. Seasonal snowline instability in a climate model with realistic geography: Application to Carboniferous (300 Ma) glaciation. *Geophys. Res. Lett.*, **18**: 1719 – 1722.
- Belt E.S. 1975. Scottish Carboniferous cyclothem patterns and their paleoenvironmental significance. In: Broussard, M.L. (Ed.), *Deltas, Models for Exploration*, 2nd ed., Houston *Geol. Soc.*, Houston, Texas, pp. 427-449.
- Bless M. J. M. & Streel M. (eds). 1986. Late Devonian events around the Old Red Continent. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109(1), 323pp.
- Boucot A.J., Xu C., Scotese C., Morley R.J. 2013. *Phanerozoic paleoclimate: an atlas of lithologic indicators of climate*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology, 30 p. (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 11).
- Brand U, Tazawa J.I, Sano H, Azmy K, Lee X. 2009. Is mid-late Paleozoic ocean-water chemistry couple with epeiric seawater isotope record. *Geology*, **37**(9):823–826.
- Brett C. E., Kirchner B. T., Tsujita C. J., Dattilo B. F. 2008. *Dynamics of epeiric seas*, p. 73-102. Geological Association of Canada (Special paper, 48).
- Brito I. M. 1981. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba II – As seqüências Sedimentares Superiores. *Anais Academia brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, (9): 529-549.
- Burchette T. P. 1993. Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf: carbonate platform along a cratonic basin margin. In: Simo, J. R., Scott, J., Masse, J. (eds.). *Cretaceous carbonate platforms*. Tulsa, p. 185-199. (Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 56).
- Campanha V. & Rocha Campos A.C. 1979. Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. *Boletim do Instituto de Geociências*, **10**: 57-67.
- Campbell D.F. 1949. *Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão Basin*. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo, 117 p. (Relatório Interno).
- Caputo M. V. 2006. *Recursos energéticos: folhelhos pirobetuminosos*. 20 p.
- Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology, and paleogeography of northern basins of Brazil*. Ph.D. dissertation, Santa Barbara, University of California, 583 p.
- Caputo M. V., Iannuzzi R., Fonseca V. M. M. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. *Fundação Paleontológica Phoenix*, **81**(7):1-6.

- Caputo M. V., Melo J. H. G. de, Streel M., Isbell J. L. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (eds.). *Resolving the late paleozoic ice age in time and space*. Boulder, GSA, p. 161–173.
- Castro D. L., Fuck R. A., Phillips J. D., Vidotti, R. M., Bezerra, F. H. R., Dantas, E. L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, **614**: 128–145.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 375p.
- Christie-Blick N. & Driscoll N. W. 1995. Sequence stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **23**:451-478.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. 1984. *Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro, 70p. (Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, 15).
- Cramer B. D., Saltzman M. R., Day J. E., Witzke B. J. 2008. *Record of late Devonian Hangeberg global positive excursion in an epeiric sea setting: carbonate production, organic carbon burial and paleoceanography during the late Famennian*. *Dynamics of epeiric seas*. Canadá, Geological Association of Canada, 103-118p. (Special paper, 48).
- Cruz W. B., Aboarrage A. M., Santos M.E.C.M. 1973. *Projeto carvão da Bacia do Parnaíba: relatório de Progresso, Etapas II e III*, 2v. Recife, DNPM/CPRM.
- Cunha F. M. B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Dopieralska J., Belka Z., Walczak A. 2016. Nd isotope composition of conodonts: an accurate proxy of sea-level fluctuations. *Gondwana Research*, v (34), 284-295.
- Droste H. 1990. Depositional cycles and source rock development in an epeiric intraplateau basin: the Hanifa Formation of the Arabian Peninsula. *Sedim. Geol.*, **69**:281-296.
- Duarte A.G. 1936. Fósseis da sondagem de Therezina, Estado do Piauí. **Boletim IG**, Instituto de Geociências, USP, V. 10: 57 – 67.
- Duff P.M.D. & Walton E. K. 1962, Statistical basis for cyclothems—A quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine Coalfield. *Sedimentology*, v. 1, p. 235-255.
- Edinger E.N., Copper P., Risk M.J., Atmojo W., 2002. Oceanography and reefs of recent and Paleozoic tropical epeiric seas. *Facies*, **47**:127–149.
- Elliott T. 1975. The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* **40**, 505-536.
- Emery D. & Myers K. J. (eds.). 1996. *Sequence stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 297 p.
- Fanton K. C. & Holmden C. 2007. Sea-level forcing of carbon isotope excursions in epeiric seas: implications for chemostratigraphy. *Can. J. Earth Sci.* **44**:807–818.

- Fanton K. C., Holmden C., Nowlan G. S., Haidl F. M. 2002. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and Sm/Nd stratigraphy of Upper Ordovician epeiric sea carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**: 241-255.
- Fielding C.R., Frank T.D., Birgenheier L.P., Rygel M.C., Jones A.T., Roberts J., 2008. Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (New South Wales and Queensland). In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (eds.). *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. GSA, Boulder, p. 41–57.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. London, Springer Verlag, p. 66/ 101-110 / 185-192.
- Folk R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Austin, Texas, 170 p
- Frakes L.A., Francis J.E., Skytys J.I. 1992. *Climate modes of the Phanerozoic* New York, NY, Cambridge University Press. 274 p.
- Frank M.C., Tyson R.V. 1995. Parasequence-scale organic facies variations through an Early Carboniferous Yoredale cyclothem (Middle Limestone Group, Scremerston, Northumberland). *Journal of the Geological Society of London* **152**(1), 41-50.
- Góes A. M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. 171. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Góes A. M. & Feijó F. J. 1994. *Bacia do Parnaíba*. Rio de Janeiro. (Bol. Geoc. Petrobrás, 8).
- Góes A. M. & Rossetti D. F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, meio norte do Brasil. In: Rossetti, D. F., Góes, A. M., Truckenbrodt, W. (eds.), *O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 15-31. (Coleção Friedrich Katzer).
- Góes A. M. O., Souza J. M. P., Teixeira L. B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da bacia do Parnaíba. *Boletim Geociências Petrobras*, **4**: 55-64.
- Golonka J. & Ford D. 2002. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**:1-34.
- Gulbranson E., Montañez I., Schmitz M., Limarino C. Isbell, J., Marenssi S., Crowley J. 2010. *High-precision U–Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history*. Paganzo Group.
- Hallam A. 1992. *Phanerozoic Sea-level Changes*. New York, Columbia University Press, 266p.
- Harrington, H. J. 1962. Paleogeographic Development of South American. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **46**(10):1773-1826.
- Heckel P. H. 1977. *Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of mid-continent North America*, p. 1045-1068.
- Heckel P. H. 1991. Thin widespread Pennsylvanian black shales of Midcontinent North America: a record of a cyclic succession of widespread pycnoclines in a fluctuating epeiric sea. In: Tyson, R. V. & Pearson, T. H. (eds.). *Modern and ancient continental shelf anoxia*. London, Geological Society of London, p. 259–273. (Spec. Publ., 58).

- Holmden C., Braun W., Patterson W. P., Eglington B. M., Prokopiuk T.C., Whittaker S. 2006. *Carbon isotope chemostratigraphy of Frasnian sequences in Western Canada: summary of Investigations*. Saskatchewan Industry and Resources, v. 1, Saskatchewan Geological Survey. (Miscellaneous Report 2006-4.1, Paper A-8). CD-ROM.
- Holz M. 2012. *Estratigrafia de sequência: histórico, princípios e aplicações*. Rio de Janeiro, Ed. Interciência.
- Irwin M. L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **49**: 449-459.
- Isbell J. L., Lenaker P. A., Askin R. A., Miller M. F., Babcock L. E. 2003. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: role of the Transantarctic Mountains. *Geology*, **31**(11):977–980.
- Kabanov P.B., 2010. *Moscovian (Pennsylvanian) cyclothems of Central East European craton: stratigraphy, facies, Paleoecology*. In: Working With the Earth. GeoCanada 2010, Calgary, Alberta, pp. 1–4.
- Kegel W. 1965. *Rastos de Bilobites no Devoniano Médio do Piauí*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, p. 55-56 (Avulso 40).
- Khan Z.A., Tewari R.C. 2013. Geo-statistical analysis of the Barakar cyclothems (Early Permian): A case study from the subsurface logs in Singrauli Gondwana Sub-basin of Central India. *International Journal of Geology, Earth and Environmental Science* 3(1), 1-22.
- Kerans C., Tinker S. 1997. *Sequence Stratigraphy and Characterization of Carbonate Reservoirs*. SEPM, Short Course, no. 40, 130 p.
- Keulegan G. H. & Krumbein W. C. 1949. Stable configuration of bottom slope in a shallow sea and its bearing on geological processes. *Transactions, American Geophysical Union*, **30**.
- Klein G. V. & Willard D. A. 1989. Origin of the Pennsylvanian coal-bearing cyclothems of North America. *Geology*, **17**: 152-155.
- Licker M. D. (ed.). 2003. *Dictionary of Earth Science*. Nueva York, McGraw-Hill.
- Lima E .A M. & Leite J .F. 1978. **Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética**. Recife, DNPM-CPRM, 212p. (Etapa III, Relatório Final, 16).
- Lima Filho F. P. 1991. *Fácies e ambientes deposicionais da Formação Piauí (Pensilvaniano). Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 81.
- Lima Filho F. P. 1998. *A sequência Permo-Pensilvaniana da Bacia do Parnaíba. Bacia do Parnaíba*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 99p.
- Matsuda N. S. 2003. *Carbonate sedimentation cycles and origin of dolomite in the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin – Northern, Brazil*. Ph.D. thesis, Department of Earth & Planetary Science. University of Tokyo, Tokyo, Japan.

- Martinsen O., Ryseth A., Hansen W.H., Fleshe H., Torkildsen G., Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* **46**, 235–259.
- Medeiros R. S. P. 2015. *Depósitos carbonáticos-siliciclásticos da porção superior da Formação Piauí, carbonífero da Bacia do Parnaíba, região de José de Freitas-PI*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, UFPA, Belém.
- Mesner J. G. & Wooldridge L. C. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Bol. Téc. PETROBRÁS*, 7(2):137 - 164.
- Michaelsen P., Henderson R. 2000. Facies relationships and cyclicity of high-latitude, Late Permian coal measures, Bowen Basin, Australia. *International Journal of Coal Geology* **44**(1), 19-48.
- Milano, E. J. & Zalán, P. V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22(3):199-205.
- Mitchum R. M. & Van Wagoner J. C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. In: Biddle, K. T. & Schlager, W. (eds.). *The record of sea-level fluctuations*. p.131-160. (Sedimentary Geology. v.70).
- Moore R. C. 1936. *Stratigraphic Classification of the Pennsylvanian Rocks of Kansas*. Kansas Geological Survey, 256 p. (Bulletin, 22).
- Moutinho L. P. 2006. *Assinatura dos invertebrados da Formação Itaituba – aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na secção Pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Nance R. D., Murphy J. B., Santosh M. 2014. The supercontinent cycles: a retrospective essay. *Gondwana Research*. **25**, 4-29.
- Neuendorf K. K. E., Mehl Jr J. P., Jackson J. A. 2005. *Glossary of Geology*. Fifth ed. American geological Institute, 779pp.
- Oblock E.P. 2011. *Anatomy of a Carboniferous transgression: Upper Tullig Cyclothem, County Clare, Ireland, Western Australia*. M.S. thesis, University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana-Champaign, Illinois.
- Olszewski T. D. & Patzkowsky 2008. *Icehouse climate and eustasy recorded on a low-latitude epeiric platform: alternating climate regimes in the Pennsylvanian-Permian succession of the North American mid-continent*. p. 229-246. (Dynamics of epeiric seas. Geological Association of Canada Special paper, 48).
- Panchuk K. M., Holmden C. E., Leslie S. A. 2006. Local controls on carbon cycling in the Ordovician Midcontinent region of North America, with implications for carbon isotope secular curves. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 200–211.
- Peterhansel A. & Pratt B. R. 2008. *The Famennian (Upper Devonian) Palliser platform of western Canada-Architecture and deposition dynamics of a post-extinction epeiric giant. Dynamics of epeiric seas*. (Geological Association of Canada Special paper).

- Petri, S., Fulfaro, V. J. 1983. Bacia do Parnaíba. In: Petri, S., Fulfaro, V. J. (Eds), *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. TA Queiroz EDUSP, São Paulo, 110-117.
- Plint A.G., P.J. McCarthy & U.F Faccini 2001. Nonmarine sequence stratigraphy: Updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high-resolution framework, Cenomanian Dunvegan Formation, Alberta, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **85**(11): 1967-2001
- Posamentier H. W. & James D. P. 1993. *An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses*. p. 3-18.
- Pratt B.R., James N.P. 1986. The St. Georges Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, **33**: 512-515.
- Pratt B. R. & Holmden C. 2008. *Dynamic of epeiric seas*. (Geological Association of Canada. Special paper, 48).
- Rezende O. M. & Pamplona H. R. P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. *Boletim Técnico da Petrobras*, **13**:5-14.
- Ribeiro H. J. P. S. 2001. *Estratigrafia de sequência: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, RS, Ed. Unisinos.
- Santos E. J., Coutinho M. G. N., Costa M. P. A., Ramalho R. 1984. A região de dobramentos Nordeste e a bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze G. R., Asmus, H. E. (eds.). *Geologia do Brasil*. Brasília, DF, DNPM, v. 5, p. 131-189.
- Santos M. E. C. & Carvalho M. S. S. 2004. *Paleontologia das Bacias do Parnaíba e São Luís*. Rio de Janeiro, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. CPRM – Serviço Geológico do Brasil/ DIEDIG/DEPAT.CDROM. Livro eletrônico em formato pdf. p.77-85.
- Scomazzon A. K., Koester E., Kawashita K., Mizusaki A. M; Lemos V. B. 2006. Sr and Nd isotopic signature of carbonate, conodonts and brachiopods of Carboniferous age (Morrowan-Atokan) of Amazon Basin, Brazil: paleoseawater and paleotectonic constrain. *Journal of South American Earth Science*.
- Scotese C. R. 2003. *PALEOMAP Project*. Disponível em: <http://www.scotese.com>. Acesso em: 20 set. 2019.
- Scotese C. R., Boucot A. J., Mckerrow W. S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, **28**(1):99-114.
- Shaw A. B. 1964. *Time in stratigraphy*. New York, McGraw-Hill, p. 365.
- Silva A. J. P., Lopes R. C., Vasconcelos A. M., Bahia R. B. C. 2003. “Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozóicas Interiores”. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M.,

Gonçalves J. H. G. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM, cap.2.

Simo J. A., Emerson N. R., Byers C. W., Ludvigson G. A. 2003. Anatomy of an embayment in an Ordovician epeiric sea, Upper Mississippi Valley, USA. *Geological Society of America. Geology*, **31**(6):545–548.

Simões M. G., Matos S. A., Warren L. V., Assine M. L., Riccomini C., Bondioli J. C. 2016. Untold muddy tales: Paleoenvironmental dynamics of a “barren” mudrock succession from a shallow Permian epeiric sea. *Journal of South American Earth Sciences*, **71**:223–234.

Slingerland R. 1986. Numerical computation of co-oscillating palaeotides in the Catskill epeiric Sea of eastern North America. *Sedimentology*, **33**:487–497.

Souza P. A., Thetinski Matzembacher, L., Abelha, M., Borgui, L. 2010. Palinologia da Formação Piauí, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba: Biocronoestratigrafia de intervalo selecionado do poço 1-UM-09-PI (Caxias-Ma-Brasil). *Revista brasileira paleontologia*, **13**(1):57–66.

Stollhofen H., Werner M., Stanistreet I. G., Armstrong R. A. 2008. Single-zircon U–Pb dating of Carboniferous–Permian tuffs, Namibia, and the intercontinental deglaciation cycle framework. In: Fielding, C. R., Frank, T. D., Isbell, J. L. (eds.). *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*, p. 83–96.

Tankard A. J. 1986. On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: Examples from the Appalachian and Rocky Mountain basins. In: Allen, P. A. & Homewood, P. (eds.). *Foreland basins*. p. 369–392. (International Association of Sedimentologists. Special Publication, 8).

Tucker M. E. & Wright V. P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific, p. 482.

Tucker M.E., Gallagher J., Leng M.J., 2009. Are beds in shelf carbonates millennial-scale cycles? An example from the mid-Carboniferous of northern England. *Sedimentary Geology* 214(1–4), 19–34.

Ross C.A., Ross J.R.P., 1987. Late Paleozoic sea levels and depositional sequences. In: Ross, C.A., Haman, D. (Eds.), *Timing and Deposition of Eustatic Sequences: Constraints on Seismic Stratigraphy. Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication*, **24**, 137–149pp.

Ross C.A., Ross J.R.P., 1988, Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*: Tulsa, Oklahoma, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**, 227–247pp.

Scomazzon A. K. 2004. *Estudo de conodontes em carbonatos marinhos do Grupo Tapajós, Pensilvaniano inferior a médio da Bacia do Amazonas com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Silva P. A. S., Afonso J. W. L., Soares J. L. & Nogueira A. C. R. 2015. Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, região de Uruará, estado do Pará. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, **15** (2): 79-98.
- Ueno K., Hayakawa N., Nakazawa T., Wang Y., Wang X. 2012. Pennsylvanian–Early Permian cyclothemic succession on the Yangtze Carbonate Platform, South China. *In: Gašiewicz, A., Słowakiewicz, M. (Eds.), Palaeozoic Climate Cycles: Their Evolutionary and Sedimentological Impact*, Geological Society of London Special Publication **376**, pp. 235–267.
- Vail P. R. 1987 Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. *In: Bally, W. A., (eds.). Atlas of seismic stratigraphy*. v 1, p. 1-10. (AAPG Studies Geology, 27).
- Van Wagoner J.C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R., Sarg J. F., Loutit T. S., Hardenbol J. 1988. *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and some key definitions*. *In: Sea-Level Changes: an integrated Approach* (Ed. By C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., **42**, 39-45.
- Van Wagoner J. C., Mitchum R. M., Campion K. M., Rahmanian V. D. 1990. *Siliciclastc sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. (AAPG Methods in Exploration Series, n. 7).
- Vaz P. T., Rezende N. G. A. M., Wanderley Filho J. R. 2007. A Bacia do Parnaíba, *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 253-263.
- Walker R. G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds.). Facies models: response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canadá, p. 1-14.
- Wanless H. R. & Shepard, F. P. 1936. Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles. *Geological Society of America Bulletin*, **47**:1177-1206.
- Wanless H. R. & Weller, J. M. 1932. Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geological Society of America Bulletin*, **43**(4): 1003-1016.
- Wang X.D., Qie W.K., Sheng Q.Y., Qi Y.P., Wang Y., Liao Z.T., Sheng S.Z., Ueno K., 2013. Carboniferous and Lower Permian sedimentological cycles and biotic events of South China. *In: Gašiewicz, A., Słowakiewicz, M. (Eds.), Palaeozoic Climate Cycles: Their Evolutionary and Sedimentological Impact*. Geological Society of London Special Publication 376, pp. 33–46.
- Weller J. M. 1930. Cyclic sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. *Journal of Geology*, **38**: 97-135.
- Weller J. M., 1964. *Symposium on cyclic sedimentation*. p. 607-621. (Kansas Geological Survey Bulletin, 169).
- Wilzevic M. C. 1991. Photomosaic of outcrops: useful photomographic techniques. *In: Miall, A. D. & Tyler, N. (eds.). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Oklahoma, Society for Sedimentary Geology, p.22-24.

Woodard S. C., Thomas D. J., Grossman E. L., Olszewsky T. D., Yancey T. E., Miller B. V., Raymond A. 2013. Radiogenic isotope composition of carboniferous seawater from North American epicontinental seas. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **370**:51–63.

Wright V. P. 1992. *A revised classification of limestone*. p. 177-186. (Sed. Geol., 76).



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



PARECER

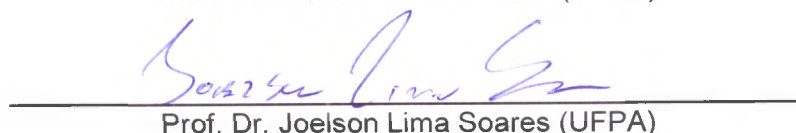
Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de RENATO SOL PAIVA DE MEDEIROS

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **RENATO SOL PAIVA DE MEDEIROS** orientando do Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA), composta pelos professores doutores Ana Maria Góes (USP), Guilherme Raffaeli Romero (USP), Werner Truckenbrodt (UFPA) e Joelson Lima Soares (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada “**O PENSILVANIANO DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS, PALEOGEOGRÁFICAS E EVOLUTIVAS PARA O GONDWANA OCIDENTAL**”, emite o seguinte parecer:

O candidato realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada e segura no tempo estipulado. Na arguição mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma de três manuscritos, sendo dois manuscritos internacionais (um publicado e um aceito), e um manuscrito em português, atendendo as exigências básicas para uma tese de doutorado.

Pelo exposto, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar com distinção a tese de doutorado.

Belém, 21 de fevereiro de 2020.


Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (Orientador – UFPA)
Prof.ª Dr.ª Ana Maria Góes (USP)
Prof. Dr. Guilherme Raffaeli Romero (USP)
Prof. Dr. Werner Truckenbrodt (UFPA)
Prof. Dr. Joelson Lima Soares (UFPA)