



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

TESE DE DOUTORADO N° 100

**PALEOAMBIENTE E PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO
CABEÇAS DA BACIA DO PARNAÍBA: EVIDÊNCIAS DA
GLACIAÇÃO FAMENNIANA E IMPLICAÇÕES NA
POTENCIALIDADE DO RESERVATÓRIO**

Tese apresentada por:

ROBERTO CESAR DE MENDONÇA BARBOSA

Orientador: Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2014**

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

Barbosa, Roberto Cesar de Mendonça, 1981-

Paleoambiente e proveniência da Formação Cabeças da Bacia do Parnaíba : evidências da glaciação famenniana e implicações na potencialidade do reservatório / Roberto Cesar de Mendonça Barbosa. – 2014.

xxi, 124 f.: il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2014.

1. Geologia estratigráfica. 2. Bacias (Geologia) - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). 3. Petróleo – Geologia – Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). I. Título.

CDD 22. ed. 551.7

CDD 22.ed. 551.7



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

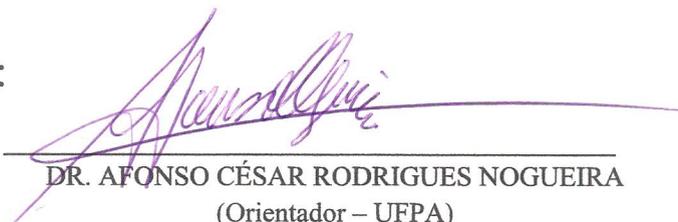
**PALEOAMBIENTE E PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO
CABEÇAS DA BACIA DO PARNAÍBA: EVIDÊNCIAS DA
GLACIAÇÃO FAMENNIANA E IMPLICAÇÕES NA
POTENCIALIDADE DO RESERVATÓRIO**

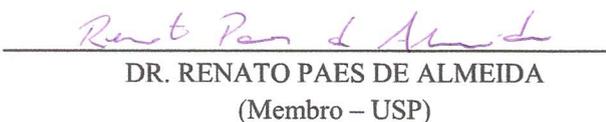
**TESE DE DOUTORADO APRESENTADA POR
ROBERTO CESAR DE MENDONÇA BARBOSA**

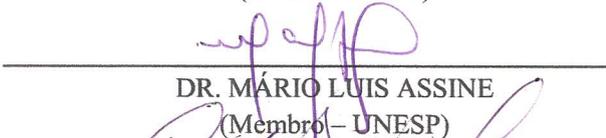
Como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutor na Área de GEOLOGIA

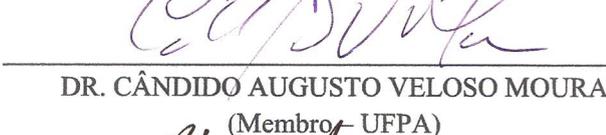
Data da Aprovação: 10/06/2014

Banca Examinadora:


DR. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA
(Orientador – UFPA)


DR. RENATO PAES DE ALMEIDA
(Membro – USP)


DR. MÁRIO LUIS ASSINE
(Membro – UNESP)


DR. CÂNDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA
(Membro – UFPA)


DR. ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO
(Membro – UFPA)

Dedico esse trabalho a minha família,
por todo apoio de hoje e sempre.

AGRADECIMENTOS

O resultado de um trabalho acadêmico e científico muitas vezes é produto de contribuições multifacetadas. Desta forma, gostaria de externar os meus agradecimentos a todas as pessoas e instituições que foram de importância fundamental no desenvolvimento dessa tese.

Meus sinceros agradecimentos ao Programa de Geofísica e Geologia Aplicado a Caracterização de Reservatórios de Hidrocarbonetos (PRH-06 ANP) pela concessão da bolsa de estudos, ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG – UFPA) e ao Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) por toda infraestrutura necessária para o desenvolvimento do trabalho.

Ao “grão-mestre varonil” Dr. Afonso Nogueira, por esses dez anos de intenso treinamento e principalmente discussões geológicas acaloradas que muitas vezes ultrapassaram a linha tênue entre amizade e trabalho. Não existe uma combinação de palavras que possa expressar toda gratidão e apreço por sua amizade. Irá chegar o dia em que o senhor irá me superar no tênis de mesa, tenha fé.

Ao Dr. Werner Truckenbrodt, o sábio orientador e pedra angular do GSED por todas as lições científicas e principalmente morais. Ao Msc. Isaac Rudynixky, meu orientador fantasma e companheiro da comunidade manaós, que sempre arranjava uma forma criativa de solucionar meus problemas. Ao Dr. Fábio Domingos pela fundamental contribuição na análise estrutural e ao Msc. Hudson Santos e Gabriel Salomão pelo auxílio na análise geocronológica. Não poderia esquecer a Srta. Cleida Freitas, a luz dos meus dias escuros na pós-graduação, por sempre estar disposta a ajudar com um sorriso os trâmites burocráticos.

Aos amigos do “grupo de finalizações de teses e afim”, em especial ao Dr. José Bandeira e Msc. Kamilla Borges que facilitaram a montagem e formatação do corpo de texto.

Agradeço também aos amigos Dra. Renata Lopes, Msc. Luiz Saturnino e Msc. Humberto Abinader, Carla Batista, Priscila Amaral e Thiago Jardim (PETROBRAS) pelo auxílio e discussões durante a etapa de campo.

Aos Dr. Joelson Soares pela duradora amizade e aos demais integrantes do GSED (mestres e futuros mestres Anderson Mendes, Francisco Abrantes, Pedro Silva, Isaac Salém, Valber Gaia, Cleber Rabelo e John Romero) por todas as valorosas discussões e aprendizados.

Em especial, agradeço a Melissa Fonseca pelo seu amor. Mesmo que tivesse em minhas mãos toda sabedoria e toda beleza dos céus nada teria sentido se não tivesse o presente mais valioso. Enfim, as pessoas que embora não citadas, contribuíram de alguma forma para a finalização dessa tese.

“...ou você é o que querem que você seja, ou
você é o que você quer ser. O louco é aquele
que faz o que quer fazer. Então, porque ser
normal e a todos e a tudo nessa vida ter que se
submeter?...”

Fôrma – Maurício Baia

RESUMO

O histórico de prospecção de hidrocarbonetos da Bacia Paleozoica do Parnaíba, situada no norte-nordeste do Brasil, sempre foi considerado desfavorável quando comparado aos super-reservatórios estimados do Pré-Sal das bacias da Margem Atlântica e até mesmo interiores, como a Bacia do Solimões. No entanto, a descoberta de gás natural em depósitos da supersequência mesodevoniana-eocarbonífera do Grupo Canindé, que incluem as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, impulsionou novas pesquisas no intuito de refinar a caracterização paleoambiental, paleogeográfica, bem como, entender o sistema petrolífero, os possíveis *plays* e a potencialidade do reservatório Cabeças. A avaliação faciológica e estratigráfica com ênfase no registro da tectônica glacial, em combinação com a geocronologia de zircão detrítico permitiu interpretar o paleoambiente e a proveniência do reservatório Cabeças. Seis associações de fácies agrupadas em sucessões aflorantes, com espessura máxima de até 60m registram a evolução de um sistema deltaico Devoniano influenciado por processos glaciais principalmente no topo da unidade. 1) frente deltaica distal, composta por argilito maciço, conglomerado maciço, arenito com acamamento maciço, laminação plana e estratificação cruzada sigmoidal 2) frente deltaica proximal, representada pelas fácies arenito maciço, arenito com laminação plana, arenito com estratificação cruzada sigmoidal e conglomerado maciço; 3) planície deltaica, representada pelas fácies argilito laminado, arenito maciço, arenito com estratificação cruzada acanalada e conglomerado maciço; 4) shoreface glacial, composta pelas fácies arenito com marcas onduladas e arenito com estratificação cruzada *hummocky*; 5) depósitos subglaciais, que englobam as fácies diamictito maciço, diamictito com *pods* de arenito e brecha intraformacional; e 6) frente deltaica de degelo, constituída pelas fácies arenito maciço, arenito deformado, arenito com laminação plana, arenito com laminação cruzada cavalgante e arenito com estratificação cruzada sigmoidal. Durante o Fammeniano (374-359 Ma) uma frente deltaica dominada por processos fluviais progradava para NW (borda leste) e para NE (borda oeste) sobre uma plataforma influenciada por ondas de tempestade (Formação Pimenteiras). Na borda leste da bacia, o padrão de paleocorrente e o espectro de idades U-Pb em zircão detrítico indicam que o delta Cabeças foi alimentado por áreas fonte situadas a sudeste da Bacia do Parnaíba, provavelmente da Província Borborema. Grãos de zircão com idade mesoproterozóica (~ 1.039 – 1.009 Ma) e neoproterozóica (~ 654 Ma) são os mais populosos ao contrário dos grãos com idade arqueana (~ 2.508 – 2.678 Ma) e paleoproterozóica (~ 2.054 – 1.992 Ma). O grão de zircão concordante mais novo forneceu idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $501,20 \pm 6,35$ Ma (95%

concordante) indicando idades de áreas-fonte cambrianas. As principais fontes de sedimentos do delta Cabeças na borda leste são produto de rochas do Domínio Zona Transversal e de plútons Brasileiros encontrados no embasamento a sudeste da Bacia do Parnaíba, com pequena contribuição de sedimentos oriundos de rochas do Domínio Ceará Central e da porção ocidental do Domínio Rio Grande do Norte. No Famenniano, a movimentação do supercontinente Gondwana para o polo sul culminou na implantação de condições glaciais concomitantemente com o rebaixamento do nível do mar e exposição da região costeira. O avanço das geleiras sobre o embasamento e depósitos deltaicos gerou erosão, deposição de *diamictons* com clastos exóticos e facetados, além de estruturas glacioteclônicas tais como plano de descolamento, foliação, *boudins*, dobras, duplex, falhas e fraturas que refletem um cisalhamento tangencial em regime rúptil-dúctil. O substrato apresentava-se inconsolidado e saturados em água com temperatura levemente abaixo do ponto de fusão do gelo (*permafrost* quente). Corpos podiformes de arenito imersos em corpos lenticulares de *diamicton* foram formados pela ruptura de camadas pelo cisalhamento subglacial. Lentes de conglomerados esporádicas (*dump structures*) nos depósitos de *shoreface* sugere queda de detritos ligados a *icebergs* em fases de recuo da geleira. A elevação da temperatura no final do Famenniano reflete a rotação dextral do Gondwana e migração do polo sul da porção ocidental da América do Sul e para o oeste da África. Esta nova configuração paleogeográfica posicionou a Bacia do Parnaíba em regiões subtropicais iniciando o recuo de geleiras e a influência do *rebound* isostático. O alívio de pressão é indicado pela geração de *sills* e diques clásticos, estruturas *ball-and-pillow*, rompimento de camadas e brechas. Falhas de cavalgamento associadas à diamictitos com foliação na borda oeste da bacia sugerem que as geleiras migravam para N-NE. O contínuo aumento do nível do mar relativo propiciou a instalação de sedimentação deltaica durante o degelo e posteriormente a implantação de uma plataforma transgressiva (Formação Longá). Diamictitos interdigitados com depósitos de frente deltaica na porção superior da Formação Cabeças correspondem a intervalos com baixo volume de poros e podem representar trapas estratigráficas secundárias no reservatório. As anisotropias primárias subglaciais do topo da sucessão Cabeças, em ambas as bordas da Bacia do Parnaíba, estende a influência glacial e abre uma nova perspectiva sobre a potencialidade efetiva do reservatório Cabeças do sistema petrolífero Mesodevoniano-Eocarbonífero da referida bacia.

Palavras-Chave: Mesodevoniano-Eocarbonífero, Bacia do Parnaíba, sistema petrolífero, Formação Cabeças, glacioteclônica.

ABSTRACT

The hydrocarbon prospecting history of the Paleozoic Parnaíba Basin, northeastern Brazil, has been unfavorable when compared to the putatively large reservoirs of the Pré-Sal of the Coastal basins and the onshore Solimões Basin. However, the discovery of natural gas in the Devonian-Eocarboniferous siliciclastic deposits of the Canindé Group which include Pimenteiras, Cabeças and Longá formations, has motivated new research to improve the paleoenvironmental and paleogeographic interpretations to understand the petroliferous system, the possible plays and the potenciality of the Upper Devonian Cabeças reservoir. Based-outcrop facies and stratigraphic analysis combined with detrital zircon geochronology allowed to interpret the paleoenvironment and the sedimentary provenance from Cabeças reservoir. Six facies association grouped in the succession with up to 60m thick, records the evolution of deltaic system influenced by glacial processes mainly in the top of the unit: 1) distal deltaic front, composed of massive mudstone and conglomerate, sandstone with massive bedding, even parallel lamination and sigmoidal cross-bedding; 2) proximal deltaic front, represented by sandstone with massive bedding, even parallel lamination and sigmoidal cross-bedding sandstone and massive conglomerate; 3) deltaic plain, consisting laminated mudstone, massive conglomerate, sandstone with massive bedding and trough cross-bedding; 4) glacial shoreface, composed by sandstone with rippled bedded and hummocky cross-bedding; 5) subglacial deposits, which include massive diamictite, diamictite with sandstone pods and intraformational breccia; and 6) melt-out deltaic front, consisting of sandstone with massive bedding, even parallel lamination, climbing ripple-cross lamination and sigmoidal cross-bedding sandstone, as well as, deformed sandstone. In the Fammenian (374-359 Ma), a fluvial dominated deltaic front prograding to the NW (eastern border of the basin) and to the NE (western border of the basin) on a storm influenced platform (Pimenteiras Formation). In the eastern border of the basin, the paleocurrent pattern and the U-Pb zircon ages spectrum indicate that the Cabeças delta was fed by source lands located in the southeastern of the basin, probably in the Borborema Province. Mesoproterozoic (~ 1.039-1.009 Ma) and Neoproterozoic zircon ages are the most populous, differently of the grains with Archean (~ 2.508-2.678 Ma) and Paleoproterozoic (~ 2.054-1.992 Ma) ages. The youngest concordant zircon grain yielded a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 501.20 ± 6.35 Ma (95% concordant) indicating Cambrian source areas. The main sediments source of the Cabeças delta in the eastern border were provide of the Transversal Zone Domain and the Brazilian plutons of the crystalline basement found in the southeast of the Parnaíba Basin. Small contribution of sediments was

derived from the Central Ceará and of the Western Rio Grande do Norte domains. In the Famennian, the migration of the Gondwana Supercontinent to the South Pole resulted in the implantation of the glacial conditions concomitant with the sea-level fall and exposure of the coastal region. The advance of the glaciers upon the basement crystalline rocks and deltaic deposits generated erosion, deposition of diamicton with exotic and faceted clasts, as well as, glaciotectionic structures such as foliation, boudins, folds, duplex, faults and fractures reflecting a brittle-ductile tangential shear. The unconsolidated and water saturated substrate had temperature slightly below to the melting point of ice (warm permafrost). Sporadic conglomerate lenses (dump structure) in shoreface deposits suggest an ice-rafted process due to icebergs during glacier retreat phase. The increase of the temperature in the Late Famennian reflects the dextral rotation of the Gondwana and South Pole migration from western portion of the South America and to the West Africa. The new paleogeographic configuration positioned the basin in subtropical latitudes initiating the glacier retreat and increase the influence of the isostatic rebound. The structures formed during pressure decrease were clastic sills and dykes, ball-and-pillow structures, beds disruption and intraformational breccia. Thrust faults associated with foliated diamictites in the western border of the basin suggest glaciers migrating to the N-NE. The continuity of the sea-level rise propitiates the implantation of melt-out deltaic system and, afterwards, a transgressive platform (Longá Formation). Diamictites interbedded with deltaic front deposits in the Upper Cabeças Formation correspond intervals with low pore volume and can represent secondary stratigraphic traps in the reservoir. The subglacial primary anisotropies were found in the both borders of the Parnaíba Basin, extend the glacial influence and opens a new perspective about the heterogeneity and effective potentiality of the Cabeças reservoir from the Mesodevonian-Eocarboniferous petroliferous system.

Keywords: Mesodevonian-Eocarboniferous, Parnaíba Basin, Petroliferous System, Cabeças Formation, glaciotectionics.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

- Figura 1. Disposição espacial das rochas da seqüência mesodevoniana-eocarbonífera na Bacia do Parnaíba, com destaque para as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá. Duas áreas foram selecionadas para a avaliação estratigráfica de superfície: Área I, que inclui as cidades de Pimenteiras e Picos (PI), borda leste da bacia e; Área II, na região de Pedro Afonso (TO), na borda oeste da bacia..... 3

CAPÍTULO 3

- Figura 1. Localização geográfica e principais feições estruturais herdadas do embasamento da Bacia do Parnaíba. Essas estruturas controlaram os principais eixos posicionais durante a evolução tectono-sedimentar da bacia..... 10
- Figura 2. Seção geológica da Bacia do Parnaíba (ver figura 1) com destaque para feições do tipo grábens formadas no embasamento. Notar que a disposição e espessuras das seqüências sedimentares são controladas pela estruturação do embasamento..... 10
- Figura 3. Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba com a disposição das cinco seqüências sedimentares. Ao objeto desta pesquisa é representado pela seqüência mesodevoniana-eocarbonífera..... 11
- Figura 4. Reconstituição paleogeográfica no intervalo mesodevoniano-eocarbonífero. No Eocarbonífero, a presença de extensas massas emersas do Gondwana na região polar causou resfriamento global e implantação de geleiras. Retângulo destaca a posição aproximada da Bacia do Parnaíba..... 18
- Figura 5. Intrusões de rochas magmáticas em folhelhos da Formação Pimenteiras é o principal mecanismo para maturação da matéria orgânica. Os valores da reflectância da vitrinite (%Ro) apresentam tendência crescente à medida que se aproximam do corpo magmático..... 20
- Figura 6. Carta de eventos do sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba. O ponto crítico do sistema é representado pelo magmatismo jurocretáceo, responsável pela maturação da matéria orgânica nos folhelhos Pimenteiras..... 20

CAPÍTULO 4

- Figura 1. Mapa de localização e geologia da área investigada. A) Principais províncias geocronológicas/estruturais do norte-nordeste do Brasil com destaque para faixa de exposição da seqüência mesodevoniana-eocarbonífera na Bacia do Parnaíba. B) Geologia da borda leste da Bacia do Parnaíba e localização das exposições analisadas. C) Os principais elementos do sistema petrolífero mesodevoniano-eocarbonífero estão concentrados ao longo das rodovias BR-316, BR-230 e PI-120 e foram usados para confecção da seção longitudinal NNW-SEE..... 24
- Figura 2. Coluna estratigráfica e sistema petrolífero simplificados da superseqüência mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba representado pelo Grupo Canindé. Rochas vulcânicas juro-cretáceas truncam as unidades do sistema petrolífero..... 26
- Figura 3. Seções colunares compostas da Formação Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba, posicionamento estratigráfico idealizado das seções (quadro na porção superior) e localização das amostras para análise geocronológica U-Pb..... 30

- Figura 4. Geometria deposicional da associação de frente deltaica distal descrita no ponto 3. A) Lobos sigmoidais com a fácies arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e arenitos com estrutura maciça (fácies Sm) sobrepostos a depósitos de planície deltaica (Ml). Observe que os lobos são destacados por camadas lenticulares da fácies argilito maciço (Mm). B) Detalhe do da porção distal do lobo sigmoidal com as fácies Ss e Sp. C) Detalhe de arenitos com laminação plana da fácies Sp..... 31
- Figura 5. Geometria deposicional e principais aspectos da associação de fácies de frente deltaica proximal (Ponto 2). A) Seção longitudinal de lobos sigmoidais limitados por superfícies de 4ª ordem da fácies conglomerado maciço (Cm). Os lobos são internamente estruturado com estratificação cruzada sigmoidal da fácies Ss e laminação plana da fácies Sp. B) Laminação cruzada cavalgante (crl) da fácies Ss na porção distal dos lobos. Escala aproximadamente 10 cm. C) Detalhe da fácies conglomerado maciço (fácies Cm). Escala aproximadamente 10 cm. D) Detalhe de feição de fluidificação parcial associados aos lobos sigmoidais..... 33
- Figura 6. Seção transversal de sobreposição de lobos com estratificação cruzada sigmoidal da fácies Ss limitados por superfícies de 4ª ordem da fácies conglomerado maciço (Cm). Observe que os lobos exibem geometria lenticular com bases conformantes e com concavidade para cima (Ponto 2)..... 34
- Figura 7. Principais feições sedimentares na associação de fácies de planície deltaica descritas no ponto 3. A) Camadas tabulares da fácies argilito laminado (Ml) em contato erosivo (linha pontilhada) com arenitos com estratificação cruzada acanalada (fácies St). B) Detalhe da superfície erosiva (linha pontilhada) destacada por conglomerados maciços da fácies Cm. C) Camadas com a fácies St separadas por argilito maciço e com sets com marcas onduladas de corrente. D) Detalhe dos foresets (setas) da fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (St) destacados por grãos de areia média a grossa. E) Fácies arenito maciço (Sm) com intraclastos argilosos (setas). F) Clastos tabulares curvados (rip-up clast) da fácies Sm. Escala de B a F aproximadamente 10 cm..... 36
- Figura 8. Geometria deposicional e principais feições de depósitos subglaciais descritos no ponto 4. A) Diamictitos da associação de fácies subglaciais (AF4) são limitados dos depósitos de frente deltaica distal (AF1) por superfícies de detachment. Note que a fácies diamictito maciço (Dm) ocorre predominantemente na forma de sills na associação de fácies de frente deltaica distal (AF1). B) Seixos exóticos (setas) imersos em matriz pelítico-arenosa da fácies diamictito com pods de arenitos (Dp). C) Diques de injeção subverticais (seta) na fácies Dp. D e E) Detalhe e esboço da fácies brecha intraformacional caótica com clastos tabulares e curvados de argilito (Bi). Escala em B e C aproximadamente 10 cm..... 38
- Figura 9. Detalhes dos depósitos de frente deltaica de degelo descritos no ponto 4. A) Foresets marcados com grãos de areia grossa (setas) na fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss). Escala aproximadamente 10 cm. B) Fácies arenito com laminação plana (Sp)..... 40
- Figura 10. Imagens de catodoluminescência em grãos de zircão de depósitos de frente deltaica proximal da Formação Cabeças com localização dos pontos analisados (círculos) e suas respectivas idades U-Pb. Os grãos de zircão apresentam estruturas internas que incluem zonações múltiplas e convolutas, recristalização local e sobrecrecimento..... 43
- Figura 11. Diagrama concórdia U-Pb, histograma de frequência e curva de probabilidade relativa de idades U-Pb de zircão detrítico da Formação Cabeças (<5% discordante). A e C) Diagrama de Wetherill apresentando as assinaturas de idades de zircões. B e D) Histograma de frequência e curva de probabilidade relativa. A área sombreada representa o espectro de idade das principais áreas-fonte de zircões detríticos..... 44

- Figura 12. Mapa de localização das prováveis áreas fonte de sedimentos da Formação Cabeças. A) Reconstituição paleogeográfica do Supercontinente Gondwana durante o Devoniano com localização da Bacia do Parnaíba. B) Mapa simplificado da porção norte-nordeste do Brasil com destaque a Bacia do Parnaíba e as principais províncias geocronológicas da Província Borborema. As principais áreas fontes de sedimentos da Formação Cabeças estão situadas a leste-sudeste da Bacia do Parnaíba. Faixa cinza indica o provável trend de transporte de sedimentos. Domínio Médio Coreaú - gnaiss (Fetter et al. 2000), Grupo Martilópole (Fetter et al. 2003); Domínio Ceará Central - Terreno Acaraú (Fetter et al. 2000), Complexo Santa Quitéria (Arthaud et al. 2008); Domínio Rio Grande do Norte - Cinturão de Dobramento Orós (Arthaud et al. 2008); Maciço Rio Piranhas (Brito Neves et al. 2000), Cinturão de Dobramento Seridó (Van Schmus et al. 2003), Maciço São José do Campestre (Dantas et al. 2004); Domínio Zona Transversal - Terreno Piacó-Alto Brígida (Brito Neves et al. 2000), Terreno Alto Pajeú (Brito Neves et al. 2000), Terreno Alto Moxotó (Brito Neves et al. 2000), Terreno Rio Capibaribe (Brito Neves et al. 2000); Domínio Sul: Cinturão de Dobramento Riacho do Pontal (Andrade Filho et al. 1994), Cinturão de Dobramento Sergipano (Van Schmus et al. 2011), Pernambuco-Alagoas Maciço (Van Schmus et al. 2011)..... 45
- Figura 13. Evolução paleoambiental do delta Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba. No Devoniano foi instalado um sistema deltaico com idade máxima de deposição de 501 Ma e que prograda para NW sobre uma plataforma dominada por onda de tempestade. A migração do paleocontinente Gondwana para o polo sul no Famenniano resultou na queda da temperatura e instalação de condições glaciais na bacia. O Famenniano Superior é marcado por um período pós-glacial que resultou na elevação da temperatura, recuo da geleira, deformações relacionadas à glaciectônica estática e desenvolvimento de um delta de degelo. No início do Carbonífero a contínua perda de massa da geleira proporcionou a elevação do nível de mar local e implantação de uma plataforma dominada por onda de tempestade de caráter transgressivo e em condições pós-glaciais máxima. SL nível do mar..... 50

CAPÍTULO 5

- Figure 1. Geological and location map of the studied area. A) Exposure area (marked in black) of Mesodevonian-Eocarboniferous sequence in the Parnaíba Basin. B) Spatial distribution of the Pimenteiras, Cabeças e Longá formations. C) Geology of the Oeiras town, State of Piauí, with location of the studied outcrops 55
- Figure 2. Simplified stratigraphic column of the Mesodevonian-Eocarboniferous supersequence of the Parnaíba Basin represented by Caninde Group. Diamictic Heads of Training (in bold) were dated in the upper Famenniano based miosporos the LE zone (lepidophyta R. - H. explanatus) and LN (lepidophyta R. - V. nitidus)..... 56
- Figure 3. Columnar section composed of the formations Cabeças and Longá, Oeiras region (PI), advance curve and idealized glacial retreat and location of samples collected for petrographic and microstructural analysis. Glacio - deltaic deposits of Head Formation are sotopostos by transgressive deposits offshore / shoreface of Longá Training related to regional glacio - eustatic rise. Sets A and B represent glaciectônicas partitioning (described in item Glaciectônicas structures)..... 59
- Figure 4. Panoramic Section with the geometry internal structure of glacio-deltaic deposits of Cabeças Formation. Glaciectonics feature with stereographic projection diagrams and location of samples used for petrographic analysis and microtectonic (S0 Rc Rc 1a). The section structural analyzed was divided into two sets (Set A and Set B) bounded by a surface of the detachment. Numbers I to VI indicate the specific glaciectonics structures (in item description Glaciectonic Structures)..... 61

- Figure 5. Thrusting cross- lamination (CRL) in the distal portion of the sigmoidal lobes with sigmoidal cross- stratification (facies Ss). Scale approximately 10 cm..... 62
- Figure 6. Subglacial deposits details of Cabeças Formation. A) exotic pebbles (arrows) embedded in the pelitic rocks- sandy facies diamictite with pods sandstones (Dp) matrix. B) subvertical dykes injection (arrow) in facies Dp..... 63
- Figure 7. Details of deformational structures subglacial deposits Heads of Training. A) Conjugate faults related to sinistral rotation pods diamictite facies with sandstone pods (Dp). Cm - massive conglomerate facies; Mm - massive mudstone facies. B) Faults and pods of fine sandstone facies Dp. Note the sill of the massif facies diamictite (Dm) walked according to the lodging of the facies association of deltaic front (AF1) . Featured rectangle indicates the region of contact between facies Dp and Mm. C) intraformational Nook chaotic with tabular mudstone clasts and curved (facies Bi). D) Breaking associated with the combination of flaws in lenses of sandstone facies sigmoidal cross-bedded sandstone (Ss) layers. For more details check Structures Glaciotectônicas..... 64
- Figure 8. Outline of the primary composition and pore system of diamictites heads . A) Extinction undulating monocrystalline quartz (mp) indicated by arrow. B) SEM image of secondary electrons with detail for portions of siliciclastic depositional matrix oxide / hydroxide iron (light gray). C) móldico type of secondary pores (arrows). D) secondary to interstitial pore contraction (arrows) in depositional (dm) matrix. Note that the region of contact with the pore framework of the array is isolated at the edge of the grain . As with NX ; C and D with N//..... 65
- Figure 9. Deltaic deposits Detail of front defrost. Segregation of coarse Grains in foresets (arrows) facies Ss . Scale approximately 10cm..... 68
- Figure 10. Ferruginizado Siltstone (gouge) highlights the NE -SW normal fault plane surface displacement in the sector I. Scale indicated by pen highlighted by the ellipse forming open folds in the sandstone facies Ss . The failures have directions NW- SE and ENE - WSW with dip angles of moderate to high (60 ° -70 ° ; Sector II) , sills facies Dm housed occur predominantly along the lodging of the AF1 and are associated with breccias facies Bi (Fig. 7C) , as the folds exhibit inter - flaco angles between 150° - 170° (sector III ; Fig. 4B)..... 70
- Figure 11. Microstructural appearance of diamictite heads (A RC - 1 and RC B- 1a) with S- matrix and alignment structures that include clasts , grain break and hanging and rotational . Thin sections with approximately 27 x 45mm..... 72
- Figure 12. Microstructural appearance of the sample S0 Rc. A) Structures such as folds, type " comet " and rotational are highlighted by the presence of areas of silty clay and plasma, and laminations in the matrix (dm). Thin section with approximately 27 x 45mm. B) Detail of rotational structure indicated in A. Note the relationship between the gray area and pressure lamination the array. Photomicrograph //N (paralel nicols)..... 73

- Figure 13. Paleoenvironmental evolution of glacio - deltaic deposits of Head Training Area Oeiras (PI) . (I) In the Superior Famenniano the southeastern border of the Parnaíba Basin was the scene of deltaic sedimentation progradava to NW . (II) The migration to the polar regions of Gondwana resulted in the formation of glaciers , decrease in local sea level and sediment exposure of deltaic front that were eroded by glacial dynamics. (III) During the final phase of the glacial advance of the glacier mass loss and tillites passed to be deformed under conditions of static glacioteconismo occurs . (IV) The glacial retreat fosters greater water availability and development of a deltaic system defrost . The continued loss of glacier mass results in litostático relief region and the intrusion of sills to regions of lower pressure. (V) Post- glacial conditions produced the elevation of the local sea level and deployment of a transgressive system influenced by storm waves of Longá Training (V)..... 76

CAPÍTULO 6

- Figura 1. Principais registros de rochas sedimentares com influência glacial de idade famenniana na Plataforma Sul Americana e indicação de paleofluxo da geleira 80
- Figura 2. Geologia e localização das exposições estudadas. A) Principais províncias geocronológicas/estruturais do norte-nordeste do Brasil com destaque para faixa de exposição do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba. B) Geologia da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba com destaque para as exposições da Formação Cabeças. C) Os principais afloramentos com feições glacioteconômicas da Formação Cabeças estão concentrados ao longo da rodovia federal BR-235 e serviram para confecção da seção longitudinal A-B..... 81
- Figura 3. Coluna estratigráfica e sistema petrolífero simplificados da supersequência mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba representado pelo Grupo Canindé. Diamictitos da Formação Cabeças (em negrito) foram datados na porção superior do Famenniano com base em miosporos da zona LE (R. lepidophyta – H. explanatus) e LN (R. lepidophyta – V. nitidus)..... 83
- Figura 4. Seções colunares compostas das formações Pimenteiras, Cabeças e Longá na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. Depósitos glacio-deltaicos da Formação Cabeça estão concentrados na porção superior da unidade. Sets A-D representam compartimentações glacioteconômicas da Formação Cabeças (descrito no item Estruturas Glacioteconômicas)..... 87
- Figura 5. Geometria deposicional e principais feições da associação de fácies de frente deltaica. A) Lobos sigmoidais com a fácies estratificação cruzada sigmoidal (fácies Ss) sobrepostos a corpos tabulares de argilito laminado (Ml). B) Estrutura deformacional do tipo ball-and-pillow (setas) associados aos lobos arenosos. C) Detalhe da fácies argilito laminado (Ml) (Ponto 1)..... 88
- Figura 6. Aspecto geral da associação de fácies subglaciais. A) Diamictito maciço (Dm) com clasto exótico (seta) imerso em matriz pelítico-arenosa. B) Detalhe do tipo de fragmentos de rochas das fácies de diamictito (g- granito, v- vulcânica, s-sedimentar) e clasto facetado (f). C) Fácies diamictito com pods de arenito (Dp) com planos de foliação sub-horizontais (S0 e S1) e diagramas de projeção estereográfica do Set estrutural C (descrito no item Análise Deformacional). Observe que os planos de foliação são truncados por falhas subverticais..... 90

- Figura 7. Geometria deposicional, estruturação interna e compartimentação estrutural (Sets A, B e C) com respectivos diagramas de projeção estereográfica dos depósitos de frente deltaica (AF1) e subglaciais (AF2). Lobos deformados com as fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e argilito laminado (Ml) da AF1 são limitados da AF2 por uma falha de cavalgamento (detachment surface, descrição no item Análise Deformacional). O limite entre os Sets estruturais A e B é marcado por uma falha inversa. Note que falhas subverticais no Set C truncam as foliações da fácies diamictito com pods de arenito (Dp) da AF2..... 91
- Figura 8. Geometria deposicional, estruturação interna e compartimentação estrutural (Sets A, B e C) com respectivos diagramas de projeção estereográfica dos depósitos de frente deltaica (AF1) e subglaciais (AF2). Lobos deformados com as fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e argilito laminado (Ml) da AF1 são limitados da AF2 por uma falha de cavalgamento (detachment surface, descrição no item Análise Deformacional). O limite entre os Sets estruturais A e B é marcado por uma falha inversa. Note que falhas subverticais no Set C truncam as foliações da fácies diamictito com pods de arenito (Dp) da AF2..... 92
- Figura 9. Principais aspectos deposicionais da associação de shoreface com influência glacial (AF3). A) Corpos lenticulares de arenito fino com estratificação cruzada hummocky (fácies Sh) da associação AF3 sotopostos a diamictitos maciços (fácies Dm) da associação de depósitos subglaciais (AF2). Linha tracejada indica a base erosiva e assimétrica da fácies Sh. B) Detalhe da fácies Sh com destaque para a geometria hummocky. C) Visão em planta da fácies arenito com laminação ondulada (Sw) com cristas levemente sinuosas com orientação NW-SE. D) Grânulos subarredondados de quartzo (setas) encontrados nos sets da fácies Sh. Escala aproximadamente 10cm..... 93
- Figura 10. Principais aspectos deposicionais da associação de frente deltaica de degelo e diagramas de projeção estereográfica das estruturas deformacionais do set E (descrito no item Análise Deformacional). Lobos deformados e amalgamados de arenito com estrutura macica (Sm), estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e laminação cruzada cavalgante (Sc) limitados por arenitos deformados (Sd) apresentando convolução, ball-and-pillow, dish e flame. Observe que a base de alguns lobos apresenta geometria concave-up deformados (indicado por setas) e truncam os estratos sigmoidais (Ss). Diques clásticos e fraturas subverticais cortam os lobos amalgamados..... 95
- Figura 11. Detalhes das feições sedimentares nos depósitos de frente deltaica de degelo. A) Large scale ball-and-pillow da fácies arenito deformado (Sd). B) Ball-and-pillow maciça (seta) imersa em arenito maciço da fácies Sm. C) Fácies arenito deformado (Sd) apresentando estrutura em flame. D) Estrutura em dish na fácies arenito deformado (Sd). E) Dique clástico com diagrama de projeção estereográfica e estruturas ball-and-pillow maciças (setas) na fácies arenito maciço (Sm). Observe que o dique truncam as estruturas deformacionais e horizontes com a fácies arenito deformado (Sd). Escalas em B, C e D aproximadamente 17cm..... 96
- Figura 12. Dobra de arrasto e fraturas subverticais na fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e convoluções na fácies argilito laminado (Ml) do Set estrutural A. O flanco superior da dobra é truncada por uma falha de cavalgamento que marca o limite entre os Sets A e B. Escala aproximadamente igual a 10cm..... 98
- Figura 13. Estruturas em boudin e dobras do Set estrutural C. A) Boudin arenito fino imersos na fácies diamictito com pods (Dp) associado a zona de cisalhamento tangencial. Observe que a porção mais delgada do boudin apresenta estrição (seta). B) Dobras com geometria em “m” e “s” destacados por lentes de arenito fino na fácies Dp (seta). As foliações da fácies Dp são concordantes com os flancos da dobra..... 100

- Figura 14. Dobra recumbente e estrutura em duplex do Set estrutural C. A) Dobra recumbente associada à falha de cisalhamento tangencial destacada por arenito fino na fácies diamictito com pods (Dp). Observe que as foliações internas no arenito e na fácies Dp são concordantes. B) Falhas de cavalgamento articuladas lateralmente na fácies Dp (duplex) com pods de arenito entre as principais falhas. As foliações internas dos pods são paralelas às foliações da fácies Dp..... 102
- Figura 15. Falhas subverticais na fácies diamictito com pods (Dp) do Set estrutural C. Os planos de falhas são ressaltados quando truncam e deslocam os pods de arenito 103
- Figura 16. Sumário das principais estruturas, comportamento do sedimento e mecanismo desencadeadores das deformações na porção superior da Formação Cabeças na região de Pedro Afonso (TO)..... 104
- Figura 17 Modelos simplificados da gênese de foliações e boudins em diamictitos do Set estrutural C. A) O peso exercido pela geleira sob o substrato forma planos de foliações sub-horizontais iniciais que evoluem para planos de cisalhamento devido a movimentação da geleira (Boulton 1970). B) Lentes de arenitos imersos em diamictitos associados a zonas de cisalhamento fragmentam e destacam boudins de arenito por deformação coaxial. Observe que na porção mais alongada dos boudins a deformação excede a competência do material que responde através de estruturas de estrição em regime rúptil..... 105
- Figura 18 Modelos simplificados de formação de estruturas de escape de água do Set D. A) Estruturas do tipo ball-and-pillow são geradas por compactação diferencial restrita em sedimentos saturados em água que acabam isolando corpos circulares a elipsoides. B) Estruturas em dish/load cast e flame são produzidas na interface de pacotes de sedimento com viscosidade diferente. A compactação diferencial de camadas saturadas em água gera interpenetração dos sedimentos com viscosidade maior e diapirismo nos sedimentos com menor viscosidade (Moretti & Sabalo 2007). C) Modelo da gênese da deformação seletiva de camadas saturadas em água relacionadas a sismos. I- deposição de camadas não deformadas, II- evento sísmico deforma as camadas mais superficiais (3), III- deposição de camadas não deformadas sobre a camada 3, IV- um novo evento sísmico deforma as camadas superficiais (5)..... 106

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO 4.**

Tabela 1. Fácies e processos sedimentares da Formação Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba.....	28
--	----

CAPÍTULO 5.

Table 1. Facies and sedimentary processes of training heads in the region of Oeiras, State of Piauí, Northeastern Brazil	57
--	----

CAPÍTULO 6.

Tabela 1. Fácies e processos sedimentares da Formação Cabeças na borda oeste da Bacia do Parnaíba.....	85
--	----

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
1.1 INTRODUÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	4
CAPÍTULO 2 MÉTODOS	5
2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA	5
2.2 ANÁLISE GLACIOTECTÔNICA	5
2.3 PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAL	6
2.4 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR EM ZIRCÃO DETRÍTICO (U-Pb LA-ICPMS)	7
CAPÍTULO 3 A BACIA DO PARNAÍBA: TECTÔNICA, ESTRATIGRAFIA E SISTEMA PETROLÍFERO	9
3.1 ARCABOUÇO TECTÔNICO-SEDIMENTAR	9
3.2 REGISTRO SEDIMENTAR	9
3.2.1 Sequência siluriana	12
3.2.2 Sequência mesodevoniana-eocarbonífera	13
3.2.2.1 Depósitos glaciais da Formação Cabeças	14
3.2.3 Sequência neocarbonífera-eotriássica	15
3.2.4 Sequências jurássica e cretácea	16
3.2.4 Rochas magmáticas	17
3.3 PALEOGEOGRAFIA DA SEQUÊNCIA MESODEVONIANA-EOCARBONÍFERA	17
3.4 SISTEMA PETROLÍFERO	19
CAPÍTULO 4 PALEOAMBIENTE E PROVENIÊNCIA DO RESERVATÓRIO CABEÇAS NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, DEVONIANO, BRASIL	21
Resumo	21
Abstract	22
4.1 INTRODUÇÃO	22
4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO	25
4.3 MÉTODOS	26
4.4 A FORMAÇÃO CABEÇAS NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA	27
4.4.1 Análise de fácies e Estratigráfica	27
4.4.1.1 Depósitos de frente deltaica distal (AF1)	29
4.4.1.2 Depósitos de frente deltaica proximal (AF2)	32
4.4.1.3 Depósitos de planície deltaica (AF3)	35
4.4.1.4 Depósitos subglaciais (AF4)	37
4.4.1.5 Depósitos de frente deltaica de degelo (AF5)	39
4.4.2 Proveniência de Zircão Detrítico (U-Pb LA-ICPMS)	41
4.4.2.1 Determinação de paleofluxo e potencial área fonte de sedimentos	41
4.5 A EVOLUÇÃO DO DELTA CABEÇAS	46
CAPÍTULO 5 MODELLING A GLACIER ADVANCE-RETREAT CYCLE OF THE UPPER DEVONIAN CABEÇAS FORMATION: EVIDENCE FOR THE FAMENNIAN GLACIATION IN THE EASTERN PARNAÍBA BASIN, BRAZIL	51
Resumo	51
Abstract	52
5.1 INTRODUÇÃO	53

5.2	CONTEXTO GEOLÓGICO	54
5.3	MÉTODOS	56
5.4	GLACIO-DELTAIC DEPOSITS OF CABEÇAS FORMATION	57
5.4.1	Facies Analysis and Stratigraphic	57
5.4.1.1	Deltaic front (FA1)	57
5.4.1.2	Subglacial deposits (AF2)	60
5.4.1.3	Melt-out deltaic front (AF3)	67
5.4.2	Glaciotectonic Structures	68
5.4.2.1	Large to small-scale features	68
5.4.2.2	Micro-scale features	69
5.5	STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS AND DEPOSITIONAL MODEL	74
 CAPÍTULO 6 PALEOAMBIENTE E GLACIOTECTÔNICA DA FORMAÇÃO CABEÇAS, BORDA SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA (BRASIL)		78
	Resumo	78
	Abstract	79
6.1	INTRODUÇÃO	79
6.2	CONTEXTO GEOLÓGICO	82
6.3	MÉTODOS	84
6.4	DEPÓSITOS GLACIO-DELTAICOS DA FORMAÇÃO CABEÇAS NA REGIÃO DE PEDRO AFONSO (TO)	84
6.4.1	Análise de Fácies e Estratigráfica	84
6.4.1.1	Depósitos de frente deltaica (AF1)	84
6.4.1.2	Depósitos subglaciais (AF2)	88
6.4.1.3	Depósitos de shoreface com influência glacial (AF3)	91
6.4.1.4	Depósitos de frente deltaica de degelo (AF4)	94
6.4.2	Análise Deformacional	97
6.4.2.1	Set estrutural A	97
6.4.2.2	Set estrutural B	98
6.4.2.3	Set estrutural C	98
6.4.2.4	Set estrutural D	101
6.4.3	Implicações Estratigráficas e Dinâmica Glacial	107
6.5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	108
 CAPÍTULO 7 CONCLUSÕES		110
 REFERÊNCIAS		112

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

1.1 INTRODUÇÃO

Mudanças paleoambientais extremas marcaram a transição mesodevoniano–eocarbonífero. Estas foram resultado principalmente da migração do continente Gondwana para o pólo sul que provocou a queda de temperatura e extinção de parte da fauna devoniana. Registros destas mudanças são encontrados na América do Sul e na África. No Brasil, depósitos desta idade ocorrem nas bordas leste e oeste da Bacia do Parnaíba, sendo representado pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Potí, inseridas no Grupo Canindé (Caputo & Crowell 1985; Goes & Feijó 1994; Vaz *et al.* 2007).

O arcabouço estratigráfico do Grupo Canindé foi condicionado por variações eustáticas associadas com eventos glaciais, o que tem motivado a execução deste estudo para entender as mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas no contexto do paleocontinente Gondwana. Espessas camadas de folhelhos ricos em matéria orgânica da Formação Pimenteiras são resultado de transgressões pós-glaciais e representam rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos da Bacia do Parnaíba, enquanto as rochas reservatórios da Formação Cabeças estariam relacionadas principalmente aos períodos de degelo. Além disso, a pesquisa pretende avaliar se a influência glacial alcançou o período de deposição da Formação Longá, considerada rocha selante deste sistema petrolífero.

O histórico de prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Parnaíba sempre foi desfavorável quando comparada às bacias marginais e até mesmo interiores, como a Bacia do Solimões (Elias *et al.* 2007; Wanderley Filho *et al.* 2007; Wilson *et al.* 2007; Azevedo & Terra 2008). De fato, análises prévias não avaliaram de forma satisfatória o seu potencial petrolífero, o que provocou desinteresse em pesquisas mais refinadas. No entanto, a recente compra de blocos para exploração e a descoberta de gás natural na seqüência mesodevoniana–eocarbonífera do Grupo Canindé indicam que as investigações anteriores não tiveram o detalhamento necessário para definir um sistema petrolífero exploratório.

A descoberta de gás natural nos folhelhos da Formação Pimenteiras fomentou a demanda de novas informações geológicas a respeito do Grupo Canindé, que foram parcialmente supridas por trabalhos desenvolvidos em instituições federais como UFRGS e UFRJ (Rodrigues 1995, Young 2006; Souza 2007; Gama 2008; Denck 2009). Embora estudos na Formação Pimenteiras tenham sido positivos para geração de óleo e gás, a avaliação do

potencial reservatório, representado pelos arenitos da Formação Cabeças, ainda é pontual, principalmente no que se refere à variação lateral dos paleoambientes deposicionais e proveniência sedimentar. Os estudos do reservatório Cabeças estão concentrados principalmente na borda leste da bacia, enquanto a borda oeste permanece desconhecida do ponto de vista científico (Santos 2005; Ponciano & Della Fávera 2009). Além disso, esta unidade é um dos raros registros em superfície com feições glaciectônicas famennianas e podem fornecer informações sobre a dinâmica glacial na porção ocidental do Gondwana, que ainda é alvo de discussões (Caputo *et al.* 2008). Desta forma, é necessária a identificação dessas ocorrências para o melhor entendimento das heterogeneidades no reservatório.

Rochas da Formação Cabeças são encontradas em excelentes exposições, lateralmente contínuas, nas proximidades da cidade de Picos (PI) e Pedro Afonso (TO) e oferecem uma singular oportunidade de avaliação estratigráfica (Fig. 1). Neste sentido, esta pesquisa pretende avaliar o principal reservatório do sistema petrolífero mesodevoniano–eocarbonífero da Bacia do Parnaíba. A análise faciológica e estratigráfica de afloramentos da Formação Cabeças forneceram informações quanto à geometria, extensão, variação lateral de fácies e proveniência de sedimentos, que permitem avaliar as prováveis heterogeneidades nos arenitos na borda leste e oeste da Bacia do Parnaíba, reconstituindo a distribuição paleogeográfica do Devoniano-Carbonífero.

Esta tese de doutorado está organizada em sete capítulos. No capítulo 1 é abordada a relevância do estudo, as hipóteses de trabalho e objetivos. O capítulo 2 consiste nos métodos utilizados nessa investigação e o capítulo 3 apresenta uma síntese dos aspectos tectônicos, estratigráficos e sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba. Três artigos científicos são apresentados nos capítulos 4, 5 e 6, respectivamente. O capítulo 4 trata da avaliação faciológica e estratigráfica integrada com dados de proveniência em grãos de zircão (U-Pb LA-ICPMS) do reservatório do sistema petrolífero da sucessão mesodevoniana-eocarbonífera na borda leste da Bacia do Parnaíba. O capítulo 5 apresenta a reavaliação faciológica e estratigráfica de exposições glaciectonicamente influenciados da Formação Cabeças, nas proximidades da cidade de Oeiras (PI). O capítulo 6 envolve a avaliação faciológica e glaciectônica de exposições da Formação Cabeças na borda oeste da bacia, nas proximidades da cidade de Pedro Afonso (TO). Já no capítulo 7 é exposta uma síntese das conclusões alcançadas nos artigos científicos apresentados nos capítulos anteriores.

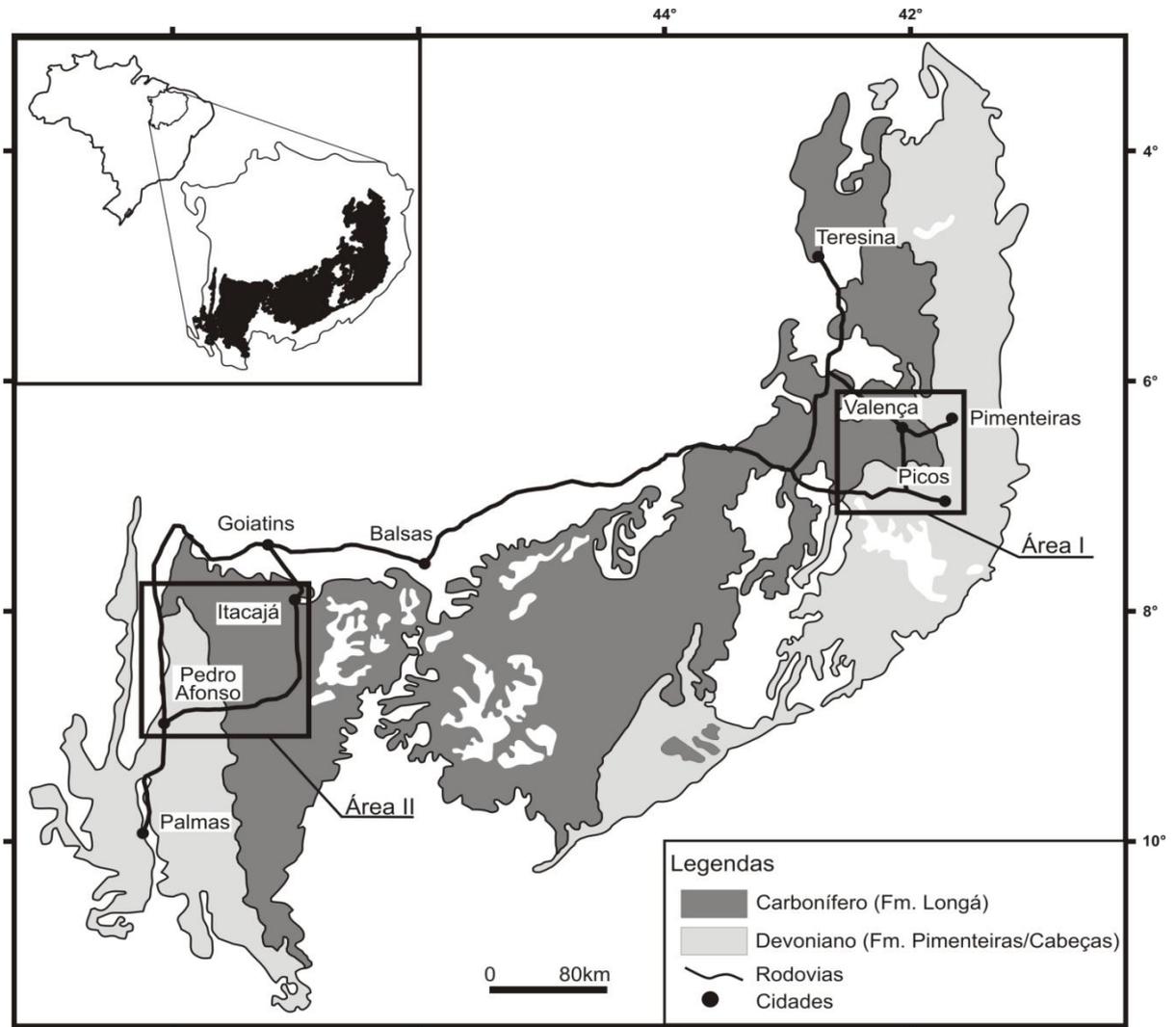


Figura 1. Disposição espacial das rochas da seqüência mesodevoniana-eocarbonífera na Bacia do Parnaíba, com destaque para as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá. Duas áreas foram selecionadas para a avaliação estratigráfica de superfície: Área I, que inclui as cidades de Pimenteiras e Picos (PI), borda leste da bacia e; Área II, na região de Pedro Afonso (TO), na borda oeste da bacia (Modificada de Rodrigues 1967).

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal dessa pesquisa foi estudar os depósitos siliciclásticos da sequência mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba visando contribuir para o seu entendimento paleoclimático, paleogeográfico e especialmente avaliar a Formação Cabeças, considerado o principal reservatório da bacia. Como objetivos específicos têm-se: 1) caracterizar os sistemas deposicionais do sistema petrolífero do Grupo Canindé nas bordas leste e oeste; 2) relacionar a origem das rochas com os eventos glaciais; 3) determinar a proveniência característica e a idade máxima de sedimentação da Formação Cabeças e; 4) indicar a potencialidade da Formação Cabeças como parte de um sistema petrolífero para futuros projetos de exploração.

CAPÍTULO 2 MÉTODOS

Na investigação proposta nessa tese de doutorado foram aplicados quatro principais métodos e técnicas geológicas que incluem: análise de fácies e estratigráfica, análise glaciotectônica em meso e micro-escala, petrografia e proveniência em zircão detrítico (U-Pb LA-ICPMS), descritos a seguir.

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA

Esta pesquisa utilizou a técnica de modelamento de fácies (Walker 1990; 1992) em conjunto com conceitos da estratigrafia moderna em exposições da seqüência mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba. As informações geológicas a respeito desta seqüência foram revisadas através da consulta de livros, relatórios internos (CPRM, PETROBRAS e DNPM), acadêmicos (trabalho final de graduação, dissertação e tese) e artigos científicos, que serviram de base para o reconhecimento e análise de fácies. A determinação de fácies sedimentares passa pela descrição da litologia, medidas de paleocorrentes, textura, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e geometria do corpo sedimentar. A individualização e descrição de fácies têm por objetivo caracterizar o processo sedimentar, enquanto o agrupamento de fácies em associações cogenéticas e contemporâneas permite a identificação de ambientes e sistemas deposicionais. Esses elementos foram representados na forma de blocos diagramas que representam o modelo tridimensional das associações de fácies.

A descrição de fácies foi auxiliada por seções colunares e seções panorâmicas (Wizevic 1991; Arnot *et al.* 1997), estas últimas obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos por meio dos quais foram identificados os elementos arquiteturais e geometria deposicional (Miall 1985), definidores de paleoambientes deposicionais. Para todas as fácies arenosas foram coletadas amostras (aproximadamente 1kg) para análises posteriores (*p.e.* petrografia, microestrutural e geocronologia U-Pb em zircão detrítico) que complementarão as descrições de fácies.

2.2 ANÁLISE GLACIOTECTÔNICA

A descrição das estruturas glaciotectônicas foi baseada na proposta de Passchier *et al.* (1990), que utiliza análogos de estruturas tectônicas presentes em terrenos pré-cambrianos, bem como em zonas de cisalhamento glacial (Thomas 1984; van der Wateren 1986; Hart & Boulton 1991). Desta maneira, foram obtidos dados sobre a direção e sentido de mergulho de

acamamentos, fraturas, falhas e dobras em depósitos de origem glacial da Formação Cabeças (Ramsay & Huber 1987; Hancock 1994).

Estruturas planares foram representadas pela letra S e ordenadas por índices (S0, S1, S2, S3), onde S0 representa a feição planar primária e os índices superiores indicam as deformações posteriores nas rochas. Além disso, elementos lineares como estrias e *slickensides* foram determinantes para a definição do sentido da deformação glacial. Os dados estruturais foram avaliados seguindo técnicas rotineiras que envolvem tratamento estatístico, preparação de diagramas 3D, além da confecção de gráficos em forma de rosetas construídos a partir do aplicativo *OpenStereonet*.

Com os dados estruturais obtidos foram realizadas duas análises, a geométrica e cinemática. A investigação geométrica definiu a natureza, o comportamento espacial e as relações de superposição das estruturas, enquanto a investigação cinemática caracterizou o movimento das geleiras que deu origem as estruturas encontradas (*p.e.* Dreimanis 1989).

2.3 PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAL

A partir de amostras orientadas de diamictitos da Formação Cabeças coletadas sistematicamente na etapa de campo, foram confeccionadas lâminas delgadas impregnadas com epoxy-azul, com o intuito de avaliar a fábrica e microestruturas sob lupa binocular e microscópio petrográfico padrão, acompanhado do registro fotográfico.

O volume dos componentes detríticos, diagenéticos e poros, assim como a individualização de microfábricas e microestruturas em diamictitos, foram alcançados pela contagem de, no mínimo, 300 pontos em cada amostra. Essa avaliação permitiu a reconstrução de processos de transporte e deposição glaciais indicados pela presença, disposição, tamanho e inter-relações entre microestruturas individuais (van der Meer 1993; Menzies 2000).

Para a avaliação do conteúdo diagenético dez fragmentos de amostras de diamictito foram metalizados com película de ouro e analisados em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) modelo SEM-LED 1450 VP do Centro de Ciências da Terra e Ecologia do Museu Paraense Emílio Goeldi (Welton 1984). A identificação dos argilominerais por difratometria de raios-x (DRX) utilizou o difratômetro modelo X'Pert Pro PANalytical

(40kV e 40mA), equipado com tubo de cobre e monocromador de grafite do Laboratório de Difração de Raio-X da Universidade Federal do Pará (Moore & Reynolds Jr. 1997).

2.4 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR EM ZIRCÃO DETRÍTICO (U-PB LA-ICPMS)

Com o avanço de técnicas analíticas de sondas iônicas nos últimos anos (*p.e. laser ablation - inductively coupled plasma mass spectrometry* – LA-ICPMS) o zircão têm se tornado uma ferramenta importante na interpretação de proveniência sedimentar de depósitos antigos e modernos por ser um mineral refratário (Fedo *et al.* 2003). A principal vantagem do uso de sondas iônicas é que a técnica não destrói o grão analisado, além disso, é possível realizar várias leituras em um único grão (Kosler & Sylvester 2003).

A avaliação da proveniência sedimentar através de dados geocronológicos U-Pb em zircão detrítico tem como objetivo reconstituir a história sedimentar do grão desde a erosão inicial na área-fonte até a litificação dos sedimentos na bacia sedimentar (Weltje & von Eynatten 2004). Desta forma, a avaliação começa com um entendimento dos processos deposicionais da unidade alvo, indicadores de paleocorrente e estudos regionais capazes de indicar a localização da área-fonte (Fedo *et al.* 2003).

Em análises quantitativas em grãos de zircão uma série de procedimentos garante a confiabilidade dos dados. Deste modo, duas amostras coletadas na etapa de campo foram trituradas e utilizadas para separar grãos do tamanho areia muito fina (125-62 μ m) por peneiramento no Laboratório de Sedimentologia do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED/UFGA). Grãos de zircão foram concentrados através de líquidos densos (bromofórmio) e cerca de 175 grãos por amostra foram separados manualmente sob lupa binocular.

Antes das análises geocronológicas os grãos de zircão foram montados em seção polida com superfícies limpa, acompanhado do imageamento (*p.e. MEV, catodoluminescência*) através do Microscópio Eletrônico de Varredura modelo Phillips XL20 SEM/Gatan CL da Universidade de Adelaide (Austrália). Essa etapa visa mapear as heterogeneidades do grão de modo a evitar análises no limite de zonações internas (Dobson *et al.* 1988; Morton *et al.* 1996; Kosler & Sylvester 2003).

As idades cristalização dos grãos de zircão foram conduzidas no espectrômetro de massa de plasma induzido modelo Agilent 7500cs/New Wave 213 μ m Nd-YAG da Universidade de Adelaide. Durante a análise geocronológica foram realizadas correções

empíricas do fracionamento elementar do Pb através de cristais de zircão padrões com idade conhecida (Horn *et al.* 2000; Ketchum *et al.* 2001; Knudsen *et al.* 2001). Neste sentido, o fracionamento U-Pb foi corrigido de acordo com o zircão GEMOC GJ-1 e a acurácia foi checada através do zircão BJWP Sri Lankan (Jackson *et al.* 2004).

Os resultados da análise isotópica apresentaram valores inferiores a 5% de concordância com erro cotado de 2 sigma (2σ). As idades efetivas para zircões com idades < 1.000 Ma foram determinadas pela razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, enquanto que a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foi utilizada para grãos com idade > 1.000Ma (Bühn *et al.* 2009). Esses dados são apresentados em diagramas concórdia, que informam o tamanho da amostra, acurácia e precisão, e/ou histogramas onde é possível constatar modas, intervalos e proporções de idades que geram informações sobre duração e significado geológico (Fedo *et al.* 2003).

CAPÍTULO 3 A BACIA DO PARNAÍBA: TECTÔNICA, ESTRATIGRAFIA E SISTEMA PETROLÍFERO

3.1 ARCABOUÇO TECTÔNICO-SEDIMENTAR

A Bacia do Parnaíba está inserida na Plataforma Sul Americana sobre um embasamento composto por rochas metamórficas, ígneas e sedimentares formadas no final do Evento Brasileiro (aproximadamente 540Ma; Almeida & Carneiro 2004). Ocupa uma área de aproximadamente 600.000km² na porção norte-nordeste do Brasil sendo limitada ao norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, ao sul pelo Arco São Francisco e a noroeste pelo Arco de Tocantins (Fig. 1). O registro sedimentar da Bacia do Parnaíba é da ordem de 3.500m de espessura compreendendo rochas siliciclásticas, calcários, anidritas, sílex, além de diabásio e basalto de idade jurocretácea (Vaz *et. al.* 2007).

As principais feições estruturais herdadas do embasamento são os lineamentos Picos-Santa Inês, Marajó e Transbrasiliano. Essas feições tiveram papel fundamental na evolução tectono-sedimentar da bacia, pois controlavam as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero (Arce *et al.* 2006; Vaz *et al.* 2007). A subsidência inicial do embasamento da Bacia do Parnaíba é atribuída a pulsos terminais do Ciclo Brasileiro que possibilitaram a formação de feições tipo grabens, identificadas através de dados sísmicos, gravimétricos e magnetométricos (Fig. 2).

Os espaços de acomodação iniciais foram preenchidos por sedimentos clásticos imaturos das formações Riachão e Jaibaras, intercaladas com rochas vulcânicas. O quadro estrutural da bacia também inclui blocos falhados de pequeno rejeito, dobras e estruturas originadas a partir da injeção de corpos ígneos mesozóicos nas camadas sedimentares (Cunha 1986; Vaz *et al.* 2007).

3.2 REGISTRO SEDIMENTAR

O registro sedimentar da Bacia do Parnaíba pode ser agrupado em cinco super-sequências: siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea (Fig. 3). A individualização das super-sequências deposicionais foi realizada a partir da identificação de discordâncias regionais, evidenciadas através de dados sísmicos e bioestratigráficos (Della Fávera 1990; Góes *et al.* 1994; Almeida & Carneiro 2004; Vaz *et al.*, 2007).

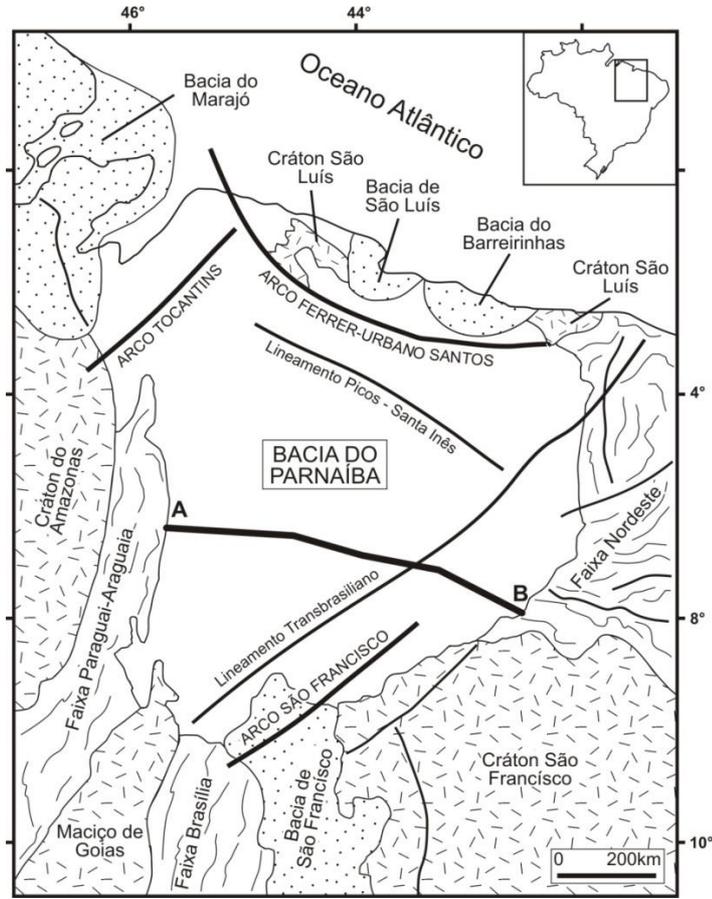


Figura 1. Localização geográfica e principais feições estruturais herdadas do embasamento da Bacia do Parnaíba. Essas estruturas controlaram os principais eixos deposicionais durante a evolução tectono-sedimentar da bacia (Modificado de Cunha 1986).

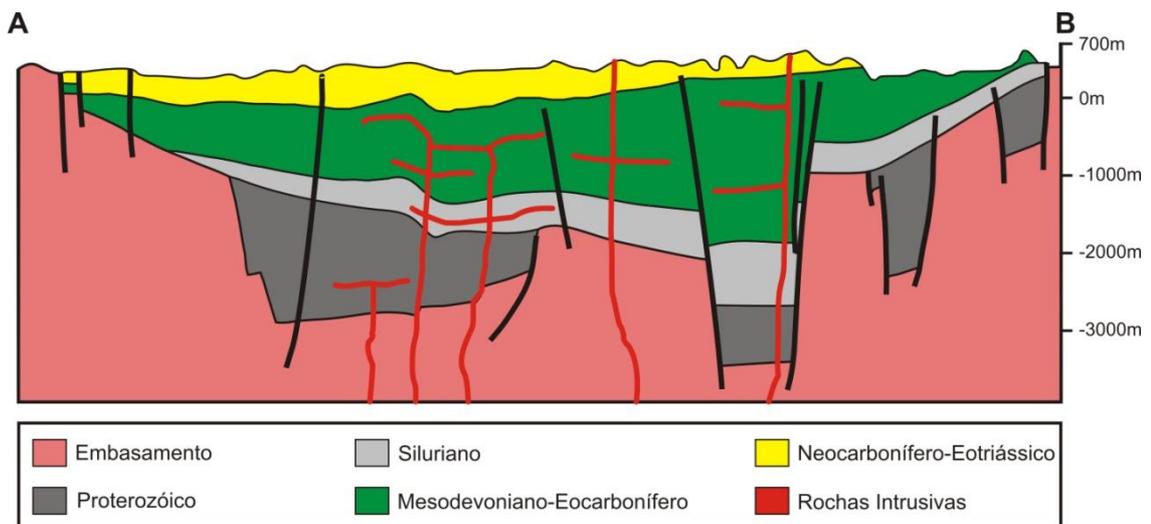


Figura 2. Seção geológica da Bacia do Parnaíba (ver figura 1) com destaque para feições do tipo grábens formadas no embasamento. Notar que a disposição e espessuras das seqüências sedimentares são controladas pela estruturação do embasamento (Modificado de Góes *et al.* 1994).

De acordo com Figueiredo & Gabaglia (1986) e Rossetti (2001), a Bacia do Parnaíba é constituída apenas por rochas paleozóicas agrupadas em três super-sequências transgressivas-regressivas (siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera e neocarbonífera-eotriássica). Essas rochas registram uma extensa sedimentação afro-brasileira associada ao contexto evolutivo do paleocontinente Gondwana. Desta forma, a sedimentação e magmatismo pós-Neotriássico associado à ruptura do Gondwana e formação do Oceano Atlântico, devem ser analisados de forma distinta à Bacia do Parnaíba.

Apesar das propostas de compartimentação da Bacia do Parnaíba defendida por alguns autores, nesse trabalho foi adotada a carta estratigráfica segundo Vaz *et al.* (2007). Esta proposta foi selecionada por ser a mais utilizada por empresas de prospecção de hidrocarbonetos e por considerar a bacia como uma única província tectônica, simplificando a visualização de todos os eventos de possíveis sistemas petrolíferos.

3.2.1 Sequência siluriana

A evolução termo-mecânica da Bacia do Parnaíba no Siluriano possibilitou a formação de uma grande depressão que foi alvo de sedimentação de depósitos flúvio-deltaicos a marinho raso. A sequência siluriana é representada pelo Grupo Serra Grande e representa um ciclo transgressivo-regressivo completo (Carozzi *et al.* 1975; Góes *et al.* 1990; Vaz *et al.* 2007).

O Grupo Serra Grande aflora numa faixa restrita na borda leste da bacia sendo representado pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós. A Formação Ipu é a unidade mais antiga e foi depositada sobre o embasamento da bacia. O ambiente deposicional desta formação é dito como glacial proximal a flúvio-deltaico-glacial (Caputo & Lima 1984; Metelo 1999).

A Formação Tianguá (Rodrigues 1967) consiste em folhelho cinza-escuro e arenito fino a médio intercalado com siltito, depositados num ambiente de plataforma rasa. Fósseis encontrados em testemunhos são restritos aos graptolóides do gênero *Monograptus*, que indicaram idade siluriana (Caputo & Lima 1984). De acordo com Vaz *et al.* (2007), esta formação representa a superfície de inundação máxima da sequência siluriana.

A Formação Jaicós (Plummer *et al.* 1948) é formada por arenito médio a grosso e eventuais pelitos depositados em sistema fluvial entrelaçado, representando o intervalo regressivo da sequência (Góes & Feijó 1994; Vaz *et al.* 2007). A ausência de fósseis bem

como a semelhança com a unidade sobreposta (Formação Itaim, da sequência mesodevoniana-eocarbonífera) não permitiu inferir uma idade precisa. O término da sedimentação da sequência siluriana é marcado por uma discordância de caráter regional relacionada à Orogenia Caledoniana (Góes *et al.* 1990).

3.2.2 Sequência mesodevoniana-eocarbonífera

No Mesodevoniano, a retomada da sedimentação ocorreu em resposta ao adelgaçamento litosférico e a uma tendência global de elevação no nível do mar. Esse somatório resultou na instalação de mares epicontinentais e deposição da sequência mesodevoniana-eocarbonífera, com fácies influenciadas por correntes de marés e tempestade. Esta sequência é representada pelo Grupo Canindé (Rodrigues 1967) que apresenta rochas aflorando na porção leste e sudoeste da bacia, sendo o primeiro registro de tempestitos no Brasil (Della Fávera 1990; Góes *et al.* 1990; Vaz *et al.* 2007).

O Grupo Canindé é constituído pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, depositadas discordantemente sobre a sequência siluriana. A Formação Itaim (Kegel 1953) é composta por arenitos finos a médios intercalados com folhelhos bioturbados, depositados em ambiente deltaico a plataformal influenciado por maré e ondas (Góes & Feijó 1994). Icnofósseis encontrados nos folhelhos, tais como *Spirophyton sp.* e *Amphigenia sp.*, possibilitaram atribuir idade eifeliana a essa unidade (Caputo 1984).

A Formação Pimenteiras (Small 1914) é formada predominantemente por folhelho bioturbado e rico em matéria orgânica, intercalado com arenito fino, depositados em ambiente plataformal raso dominados por ondas de tempestades (Della Fávera 1990). Seus estratos apresentam uma tendência granodecrescente ascendente cíclica, interpretados como a mais importante incursão marinha na bacia (Vaz *et al.* 2007). O conteúdo paleontológico inclui alguns gêneros de trilobitas (*Metacryphaeus*) e braquiópodos (*Chonetes*) além de icnofósseis que permitiram inferir idade meso-neodevoniana (Della Fávera 1990; Agostinho *et al.* 2004; Scheffler *et al.* 2011).

Os litotipos que predominam na Formação Cabeças são arenitos médios a grossos com intercalações de siltito e folhelho com ambiência relacionada a plataformas sob ação de correntes de maré e tempestade (Della Fávera 1990; Góes & Feijó 1994), no entanto fácies flúvio-deltaicas também ocorrem (Ponciano & Della Fávera 2009). Na borda sudoeste da

bacia a presença de fácies de diamictitos no topo da unidade sugere influência glacial para esses depósitos (Oliveira 1997; Loboziack *et al.* 2000; Caputo *et al.* 2008). Invertebrados marinhos, trilobitas e braquiópodos são abundantes, indicando deposição meso-neodevoniana (Góes & Feijó 1994).

A Formação Longá abrange folhelho negro, siltito e arenito fino depositados em ambiente plataformal dominados por onda de tempestade. A abundância da fauna de invertebrados marinhos permitiu inferir idade tournasiana para esses depósitos (Melo & Laboziak 2003). Já a Formação Poti (Small 1914) é formada por arenito fino a médio com lâminas de siltito e folhelho, além de eventuais níveis de carvão depositados em ambiente deltaico a planície de maré, sob influência de tempestade, durante o Viseniano (Lima & Leite 1978; Góes & Feijó 1994; Melo & Laboziak 2003). O final da deposição desta sequência é marcado por uma discordância erosiva associada aos efeitos da Orogenia Herniciana, também constatada na porção central da bacia por falhas normais e estruturas relacionadas a falhas reversas (Caputo 1984; Góes & Feijó 1994).

3.2.2.1 Depósitos glaciais da Formação Cabeças

A primeira indicação sobre estratos de origem glacial na porção superior da Formação Cabeças foi realizada por Kegel (1953), que identificou diamictitos com seixos facetados e estriados de quartzo e de rochas cristalinas em testemunhos de sondagem. Posteriormente, Carozzi (1980) e Caputo *et al.* (2008) constataram pavimentos estriados em arenitos na borda leste da Bacia do Parnaíba orientados N10°–80°E e sugeriram avanço da geleira em direção a sudoeste da bacia.

Moore (1963) e Caputo (1985), ao analisarem exposições da Formação Cabeças na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, verificaram diamictitos foliados com seixos exóticos facetados e estriados entre camadas de arenitos predominantemente maciços e com estruturas de escape de água. Além disso, afirmaram que as deformações foram originadas a partir de movimentação de geleiras, já que estariam restritas a Formação Cabeças e não afetaram as unidades sedimentares sobrepostas e sotopostas, respectivamente as formações Pimenteiras e Longá. Granhn *et al.* (2006) e Streel *et al.* (2013) ao analisarem esses diamictitos inferiram idade Famenniana Superior com base em miosporos da zona LE (R.lepidophyta – *H. explanatus*) e LN (R.lepidophyta – *V. nitidus*) estabelecidos na Europa ocidental.

Apesar das exposições da Formação Cabeças concentradas na borda sudoeste da bacia serem propícias para a análise glaciotectônica, existe uma carência sobre os critérios geométricos e cinemáticos das estruturas deformacionais nos diamictitos, que prejudicou inferir o provável sentido de migração das geleiras durante o Famenniano.

3.2.3 Sequência neocarbonífera-eotriássica

A deposição dessa sequência é marcada por profundas mudanças estruturais e ambientais na bacia. O depocentro da Bacia do Parnaíba foi deslocado para oeste e mares abertos de clima temperado foram substituídos por mares de circulação restrita de clima quente (Caputo 1984). A sequência neocarbonífera-eotriássica é representada pelo Grupo Balsas que registra a progressiva continentalização e desertificação da bacia (Góes *et al.* 1990; Vaz *et al.* 2007).

O Grupo Balsas compõe um complexo clástico-evaporítico representado pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba que afloram principalmente nas regiões centro-sul e partes das regiões oeste e leste-nordeste da bacia (Góes *et al.* 1990). A Formação Piauí (Small 1914) é constituída por arenito fino a médio, bem selecionado, folhelho e calcário, além de uma pequena contribuição de conglomerado, siltito e finas camadas de sílex (Vaz *et al.* 2007). Essa unidade foi depositada no Pensilvaniano em ambiente fluvial com contribuição eólica, sob condições áridas, com breves incursões marinhas (Vaz *et al.* 2007; Souza *et al.* 2010). A Formação Pedra de Fogo é representada por sílex, calcário, dolomita e anidrita intercalados com arenito fino a médio e folhelhos (Plummer 1946; Góes & Feijó 1994; Vaz *et al.* 2007). É característica da unidade a presença de troncos petrificados do gênero *Psaronius*. A ambiência da Formação Pedra de Fogo é dita como marinho raso a litorâneo com planícies *sabka*, sob ocasional influência de tempestade, posicionada no Permiano (Góes & Feijó 1994; Dino *et al.* 2002; Andrade 2012).

A Formação Motuca (Plummer 1946) é formada por arenito fino a médio, siltito e subordinadamente anidrita, calcário e folhelho, interpretados como um paleodeserto controlado por sistemas lacustres de idade permiana-eotriássico, relacionados a ciclos de aridez seguida de condições úmidas (Góes & Feijó 1994; Dino *et al.* 2002; Abrantes Jr. & Nogueira 2013).

Na Formação Sambaíba (Plummer *et al.* 1948) predominam arenito fino a médio, bem selecionado, com estratificação cruzada de grande porte que denotam a implantação de um

sistema eólico (Lima & Leite 1978). A ausência de fósseis impede uma datação precisa, sendo considerada de idade eotriássica devido à contemporaneidade da sua porção superior com basaltos da Formação Mosquito (Lima & Leite 1978). O término da sedimentação desta sequência está ligado a Reativação Wealdeniana, responsável pela ruptura do paleocontinente Gondwana, marcada na bacia pela formação de uma discordância de caráter erosivo.

3.2.4 Sequências jurássica e cretácea

No Jurássico, a sedimentação foi retomada em resposta à tectônica extensional da ruptura do paleocontinente Gondwana, acompanhada por processos magmáticos intrusivos e extrusivos da Formação Mosquito, de idade eojurássica. A tectônica extensional aliada à sobrecarga das rochas vulcânicas resultou em uma nova estruturação da bacia, notada pela migração do depocentro para o norte e formação de falhas reversas e dobramentos compressionais na direção noroeste (Góes & Feijó 1994; Vaz *et al.* 2007).

A sequência jurássica é representada pela Formação Pastos Bons é composta por arenito fino, siltito, folhelho e subordinada contribuição de calcário, depositados em sistemas flúvio-lacustres em condições semi-áridas a áridas (Góes & Feijó 1994). O conteúdo paleontológico desta unidade inclui peixes, conchostráceos e ostracodes que indicam deposição jurássica média a inferior (Vaz *et al.* 2007; Yabumoto 2008).

A sequência cretácea foi depositada como reflexo da Orogenia Sul Atlantiana, que possibilitou a criação de novos depocentros a norte e nordeste da bacia. Esta sequência é representada pelas formações Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru. Ocorrem parcialmente interdigitadas e sobrepostas as sequências neocarbonífera-eotriássica e jurássica, além das rochas vulcânicas das formações Mosquito e Sardinha (Góes *et al.* 1990; Rezende 2002; Vaz *et al.* 2007).

A Formação Corda (Lisboa 1914) é caracterizada por arenito fino a médio, por vezes bimodal e raros níveis de sílex, depositados em sistemas eólicos. O pobre conteúdo fossilífero desta unidade não permitiu uma datação precisa, sendo considerada eocretácea (Vaz *et al.* 2007). A Formação Grajaú (Lisboa 1914) é composta por arenito fino a médio com eventuais níveis conglomeráticos e pelitos. Já a Formação Codó é representada por folhelho betuminoso, arenito, calcário, gipsita/anidrita e porções subordinadas de arenito e níveis de sílex.

As formações Grajaú e Codó estão interdigitadas e foram depositadas no Neo-aptiano-Eo-albiano em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico (Rossetti 2001; Paz *et al.* 2005). A Formação Itapecuru é constituída por arenito, arenito conglomerático e silito depositados num contexto ambiental estuarino influenciado por correntes de tempestade durante o Meso-albiano-Neocretáceo (Anaisse Jr. *et al.* 2001; Rossetti 2001).

3.2.4 Rochas magmáticas

No Mesozóico a Bacia do Parnaíba foi palco de magmatismo básico resultado da tectônica distensiva relativa à abertura do Oceano Atlântico. A atividade tectônica reativou estruturas herdadas do embasamento que serviram como dutos para atividades magmáticas com idades médias de 178Ma e 124Ma (K-Ar e Ar-Ar) (Almeida & Carneiro 2004; Arce *et al.* 2006). As atividades magmáticas foram divididas em dois pulsos denominados formações Mosquito e Sardinha. Estas ocorrem na forma de soleiras e diques predominantemente na sequência mesodevoniana-eocarbonífera, e em casos excepcionais na sequência neocarbonífera-eotriássica (ver Fig. 2; Vaz *et al.* 2007).

Em subsuperfície a Formação Mosquito concentra-se na borda oeste da bacia na forma de grandes derrames e soleiras, formados por basalto com intercalação de arenito com seixo de sílex. Rochas sedimentares nesta formação foram interpretadas como produto de um sistema eólico (Caputo 1984). A Formação Mosquito seria correlata a eventos magmáticos nas bacias do Amazonas e Solimões com idade juro-triássica, relacionada ao início do processo de formação do Oceano Atlântico Sul. Já as rochas da Formação Sardinha ocorrem na borda leste na forma de diques e pequenas soleiras de basaltos de idade eocretácea, relacionados ao processo da abertura do Oceano Atlântico Central, sendo correlata a Formação Serra Geral (Misuaki & Thomas Filho 2004; Zalán, 2004).

3.3 PALEOGEOGRAFIA DA SEQUÊNCIA MESODEVONIANA-EOCARBONÍFERA

Entre o Mesodevoniano e Eocarbonífero a paleogeografia da Bacia do Parnaíba foi submetida a grandes alterações. Dentre as mais importantes podemos citar a migração do pólo sul da região setentrional da América do Sul para o centro da África relacionado ao intenso espalhamento do assoalho oceânico (Torsvik & Cocks 2011; Fig. 4).



Mesodevôniano (390Ma)



Eocarbonífero (330Ma)

Figura 4. Reconstituição paleogeográfica no intervalo mesodevôniano-eocarbonífero. No Eocarbonífero, a presença de extensas massas emersas do Gondwana na região polar causou resfriamento global e implantação de geleiras. Retângulo destaca a posição aproximada da Bacia do Parnaíba (modificado de Torsvik & Cocks 2011).

Esta configuração dos paleocontinentes proporcionou eventos climáticos de caráter global resultando em depósitos com grande tendência transgressiva, com pequenos pulsos regressivos relacionados a períodos glaciais (Johnson *et al.* 1985; Boecker & Denton 1990; Van der Voo 1998). Nesse intervalo temporal, a presença de geleiras estava restrita ao contexto do paleocontinente Gondwana (Boucot 1988; Loboziak *et al.* 1993; Smith 1997). O primeiro registro de rochas glaciais neodevônianas na Bacia do Parnaíba foi feito por Kegel (1953), relacionados ao Fameniano Superior da Formação Cabeças (Streel *et al.* 2000; Loboziack *et al.* 2000).

3.4 SISTEMA PETROLÍFERO

A Bacia do Parnaíba ainda não possui um sistema petrolífero confirmado, no entanto alguns autores afirmam que a sequência mesodevoniana-eocarbonífera é a mais propícia para a geração/acumulação de hidrocarbonetos (Góes *et al.* 1990; Arce *et al.* 2006). Para esses autores, o principal sistema envolve as formações Pimenteiras e Cabeças, com geração atribuída aos folhelhos negros da Formação Pimenteiras, reservatórios relacionados a arenitos de origem deltaica da Formação Cabeças e rochas selantes compostas por folhelhos da Formação Longá. Lentes de arenitos com ótimas propriedades permoporosas, intercalados a folhelhos da Formação Pimenteiras, também poderiam compor um reservatório secundário (Góes *et al.* 1990; Young 2003).

Os principais intervalos geradores correspondem a folhelhos radioativos da Formação Pimenteiras. Estes intervalos apresentam concentrações médias de carbono orgânico total (COT) da ordem de 2% e picos de 6%, onde predominam os querogênios do tipo II e III (Rodrigues 1995; Souza 2007). Além disso, Arce *et al.* (2006) afirmaram que folhelhos da Formação Pimenteiras são correlatos a rochas do oeste africano comprovadamente geradoras.

Na Bacia do Parnaíba o processo de subsidência termal não foi suficiente para alcançar a temperatura necessária para a maturação da matéria orgânica nos intervalos geradores da Formação Pimenteiras. Neste sentido, o processo de maturação da matéria orgânica foi deflagrado a partir da intrusão de diques e soleiras de diabásio das formações Mosquito e Sardinha (Góes *et al.* 1990; Rodrigues 1995; Arce *et al.* 2006). O efeito térmico da intrusão de corpos magmáticos nos folhelhos pode ser verificada através da tendência positiva entre o aumento da reflectância da vitrinita (%Ro) e a proximidade do contato com o diabásio (Fig. 5). A maturação de matéria orgânica por meio de intrusões de corpos magmáticos em intervalos geradores é um processo comum nas bacias paleozóicas brasileiras (Wanderley Filho *et al.* 2006; Souza *et al.* 2008; Thomaz Filho *et al.* 2008).

Nos folhelhos Pimenteiras em contato com intrusões magmáticas, os valores de reflectância da vitrinita são superiores ao ponto crítico da interface óleo-gás (aproximadamente 1,35). Desta forma, é esperado que o sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba seja mais propício para geração de gás, como indicado pelo poço 2-CP-1-MA-Capinzal, uma jazida subcomercial no Estado do Maranhão (Petersohn 2007). Acredita-se que a migração de hidrocarbonetos no sistema Pimenteiras-Cabeças possa ter ocorrido ao longo de falhas, por contato direto gerador-reservatório e através de *carrier bed* (Arce *et al.* 2006). O

trapeamento estrutural é o mais importante desse sistema, no entanto acumulações associadas à *pinch-outs* em arenitos Cabeças também podem ocorrer (Mesner & Wooldridge 1964).

Como o sistema petrolífero Pimenteiras-Cabeças ainda é alvo de investigações mais refinadas, alguns elementos do diagrama de eventos não foram totalmente estabelecidos. Contudo, acredita-se que o ponto crítico do sistema seja representado ao evento da maturação da matéria orgânica proporcionada por intrusões magmáticas juro-triássico (Fig. 6).

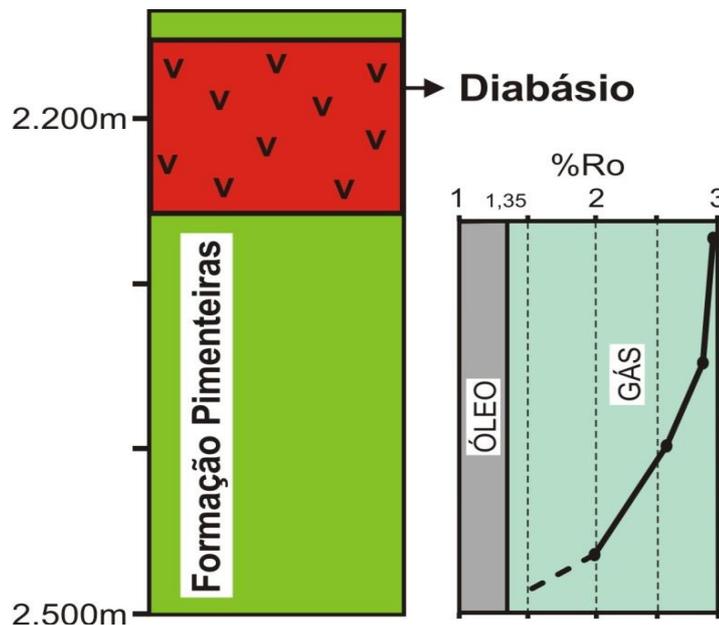


Figura 5. Intrusões de rochas magmáticas em folhelhos da Formação Pimenteiras é o principal mecanismo para maturação da matéria orgânica. Os valores da reflectância da vitrinite (%Ro) apresentam tendência crescente à medida que se aproximam do corpo magmático (modificado de Rodrigues 1995).

PALEOZÓICO				MESOZÓICO			CENOZÓICO		PROCESSOS & ELEMENTOS	
Ordoviciano	Siluriano	Devoniano	Carbonífero	Permiano	Triássico	Jurássico	Cretáceo	Paleogeno		Neogeno
										ROCHAS FONTES
										RESERVATÓRIOS
										ROCHAS SELANTES
										SUBSIDÊNCIA
										TRAPAS
										GERAÇÃO E MIGRAÇÃO
										PRESERVAÇÃO
										MOMENTO CRÍTICO

Figura 6. Carta de eventos do sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba. O ponto crítico do sistema é representado pelo magmatismo jurocretáceo, responsável pela maturação da matéria orgânica nos folhelhos Pimenteiras (Góes *et al.* 1990; Arce *et al.* 2006).

CAPÍTULO 4 PALEOAMBIENTE E PROVENIÊNCIA DO RESERVATÓRIO CABEÇAS NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, DEVONIANO, BRASIL

Roberto Cesar de Mendonça Barbosa^a, Afonso César Rodrigues Nogueira^a, Alan S. Collins^b

^a Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Av. Bernardo Sayão, s/n, Guamá 66075-110, Brazil

^b Tectonics Resources and EXploration (TRaX), School of Earth and Environmental Sciences, The University of Adelaide, S.A. 5005, Australia

Resumo

Arenitos da Formação Cabeças são considerados o principal reservatório do sistema petrolífero mesodevoniano-eocarbonífero da Bacia do Parnaíba (Brasil). Informações a respeito das condições paleoambientais, geometria deposicional e especialmente na proveniência sedimentar ainda são pontuais. Este trabalho apresenta a avaliação paleoambiental em afloramentos da Formação Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba integrados com dados geocronológicos inéditos em zircão detrítico (U-Pb LA-ICPMS). Foram identificadas cinco associações de fácies: frente deltaica distal (AF1), frente deltaica proximal (AF2), planície deltaica (AF3), subglaciais (AF4) e frente deltaica de degelo (AF5). Durante o Devoniano foi implantado um sistema deltaico distal (AF1) e proximal (AF2) que progravam sobre uma plataforma costeira influenciada por ondas de tempestade. As áreas fonte do delta Cabeças estavam situadas na Província Borborema, especialmente em plútons Brasileiros e em rochas dos domínios Zona Transversal, Ceará Central e Rio Grande do Norte, que forneceram idade máxima de deposição de 501 Ma. Canalizações na AF3 em que os processos trativos eram substituídos por deposição de argila aliados a feições de exposição subaérea na planície (*rip up clasts*) sugerem incipiente contribuição de processos de maré. No Famenniano, a movimentação do supercontinente Gondwana para o polo sul resultou na queda de temperatura, formação de geleiras, recuo do nível de mar local e exposição do delta Cabeças. Diamictitos da AF4 sotopostos a depósitos da associação AF1 são compatíveis com deformação/erosão subglacial. O Famenniano Superior é marcado pela elevação da temperatura na Bacia do Parnaíba, resultado da migração do polo sul da porção ocidental da América do Sul para o oeste da África, iniciando um período pós-glacial. A perda de massa da geleira promoveu a maior disponibilidade de água no sistema e atuação do *rebound* litostático na região. A posterior implantação de um sistema deltaico de degelo da AF5 sobre os diamictos reforça essa interpretação. O contínuo desaparecimento das geleiras resultou na elevação do nível do mar local, afogamento do delta de degelo e implantação de uma plataforma influenciada por ondas de tempestades, precedendo o evento transgressivo do início do carbonífero.

Palavras-Chave: Formação Cabeças, análise paleoambiental, zircão detrítico, idade U-Pb

Abstract

The Cabeças sandstones are considered the principal reservoir rocks of mesodevonian-eocarboniferous petroleum system of Parnaíba Basin (Brazil). However, the paleoenvironmental conditions, depositional geometry and especially sedimentary provenance data still less explored. This paper presents the paleoenvironmental analysis in outcrops of the Cabeças Formation in the eastern part of Parnaíba Basin integrated to unpublished detrital zircon geochronological data (U-Pb LA-ICPMS). Five facies association was recognized: distal delta front (FA1), proximal delta front (FA2), deltaic plain (FA3), subglacial (FA4) and melt-out delta front (FA5). During the Devonian, a distal (FA1) and proximal delta front (FA2) were installed and migrated into storm influenced platform. The source rocks of sediments Cabeças delta were located in the Borborema Provice, especially in Brazilian Plutons and rocks of the Transversal, Ceará Central and Rio Grande do Norte zones that provided maximum deposition age of 501 Ma. Channel geometry in AF3 where trative processes were replaced by clay deposition allied to subaerial exposure features (rip-up clasts) suggest subordinate tidal processes. In Famennian, the Gondwana moving toward South Pole resulted in temperature drop, glaciers formation, decrease of local sea level and Cabeças delta exposure. Diamictites of AF4 overlying the AF1 are consistent with subglacial deformation and erosion. The Upper Famennian is marked by the rise of temperature in the Parnaíba Basin due to migration of South Pole from western portion of South America to West Africa, starting a post-glacial period. The glacier mass loss promoted the increased water availability and rebound process in the region. The implantation of a melt-out deltaic system (AF5) overling the diamictons reinforces this interpretation. The continuing disappearance of the glacial conditions resulted in local sea level-rise, melt-out of delta drowning and development of storm-influenced platform, preceding the transgressive event of the Eocarboníferous.

Keywords: Cabeças Formation, paleoenvironmental analysis, detritic zircon, U-Pb age.

4.1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Parnaíba localizada na região nordeste ocidental do Brasil, abrangendo cerca de 600.000 km² representa um dos compartimentos geotectônicos da Plataforma Sul-Americana Durante o Paleozóico, a bacia constituía o Gondwana Ocidental, era mais ampla se estendendo para a África, na atual Bacia de Taoudeni, conectava-se também com a Bacia do Amazonas e a oeste pela região do Marajó (Caputo et al. 2005). Neste cenário paleogeográfico o desenvolvimento de ambientes deposicionais, principalmente durante o Devoniano era predominantemente costeiro e marinho refletindo megaciclos regressivo-transgressivos siliciclásticos, influenciados por eventos de glaciação e deglaciação. Esta organização estratal marcada pela alternância de depósitos siliciclásticos finos e grossos, formam um dos melhores exemplos no desenvolvimento de sistemas petrolíferos, que são atualmente pouco estudados do ponto de vista faciológico e de proveniência.

Os trabalhos clássicos sobre a geologia da Bacia do Parnaíba foram realizados principalmente por empresas como o Serviço geológico Brasileiro (CPRM) e a PETROBRÁS

(Lisboa 1914, Plummer 1948, Mesner & Wooldridge 1964, Caputo 1984, Della Fávera 1990 e Rodrigues 1995). Estes trabalhos praticamente definiram os sistemas petrolíferos principais em seqüências de 2ª. ordem que incluem depósitos siliciclásticos (Siluriano, Mesodevoniano-Eocarbonífero) e mistos, envolvendo carbonatos e evaporitos (Neocarbonífero-Eotriássico, Jurássico e Cretáceo), compilado e replicado por Vaz et al. (2007). Embora a bacia tenha sido alvo de pesquisa visando o potencial petrolífero e considerada um excelente laboratório de treinamento em análise de fácies para os geólogos da PETROBRÁS na década de 80, atualmente os estudos faciológicos e de proveniência são incipientes. A maioria dos estudos com esse propósito se concentram na borda leste da bacia, principalmente por ser logisticamente mais acessível, o que dificultou entender melhor o cenário paleoambiental e paleogeográfico da região.

Ao contrário de outras bacias petrolíferas interiores (*p.e.* Bacia do Solimões), no qual os elementos do sistema petrolífero não são encontrados em superfície, rochas do Grupo Canindé apresentam exposições bem preservadas na borda leste da Bacia do Parnaíba e oferecem uma singular oportunidade de avaliação paleoambiental, que é uma variável de primeira ordem na geração e preservação de hidrocarbonetos (Bjørlykke & Jahren 2010).

Desta forma, esse trabalho apresenta a avaliação faciológica e estratigráfica em afloramentos da Formação Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba integrados com dados geocronológicos inéditos em zircão detrítico (U-Pb LA-ICPMS). Essas informações contribuem para a melhor caracterização do reservatório no sistema petrolífero mesodevoniano-eocarbonífero e pode servir como subsídio para futuras decisões de projetos de exploração na Bacia do Parnaíba, considerada uma fronteira exploratória.

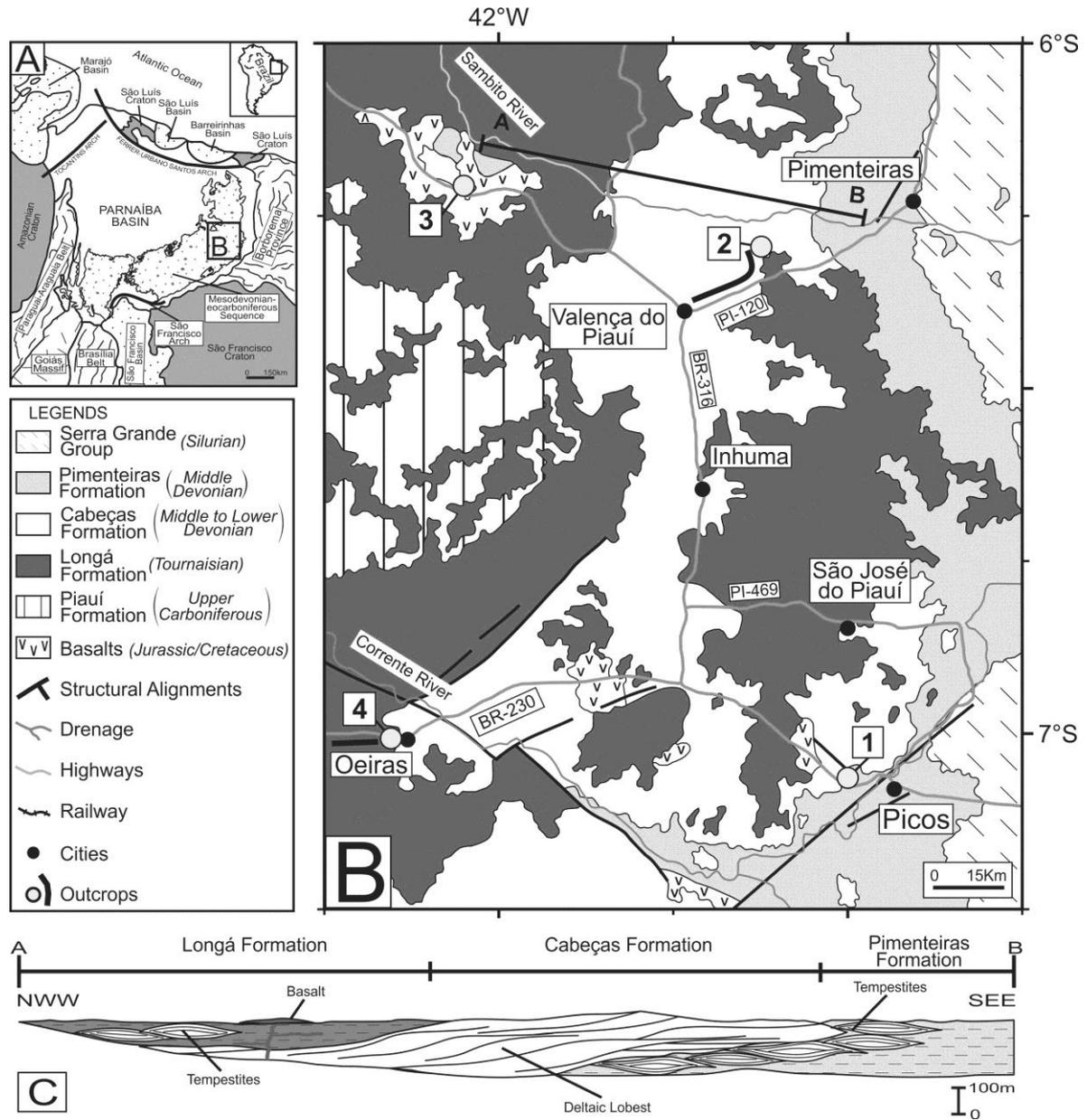


Figura 1. Mapa de localização e geologia da área investigada. A) Principais províncias geocronológicas/estruturais do norte-nordeste do Brasil com destaque para faixa de exposição da sequência mesodevoniânica-eocarbinífera na Bacia do Parnaíba. B) Geologia da borda leste da Bacia do Parnaíba e localização das exposições analisadas. C) Os principais elementos do sistema petrolífero mesodevoniânico-eocarbinífero estão concentrados ao longo das rodovias BR-316, BR-230 e PI-120 e foram usados para confecção da seção longitudinal NNW-SEE (Modificado de Radam 1973, Santos & Carvalho 2004).

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Parnaíba está inserida na Plataforma Sul Americana sobre um embasamento composto por rochas metamórficas, ígneas e sedimentares formadas por sucessivos episódios de colisão de fragmentos continentais de idade arqueana a paleoproterozóica, envolvida por cinturões orogênicos Brasileiro-Panafricanos (Fig. 1A, Brito Neves *et al.* 2000). A subsidência inicial do embasamento da bacia é atribuída a pulsos terminais do Ciclo Brasileiro-Panafricano que possibilitaram a formação de feições tipo grabens, identificadas através de dados sísmicos, gravimétricos e magnetométricos (Vaz *et al.* 2007).

A Bacia do Parnaíba apresenta uma área de aproximadamente 600.000km² com uma espessura de até 3.500m. O registro sedimentar é composto de rochas siliciclásticas e químicas principalmente de idade paleozóica, além de vulcânicas juro-cretáceas e representam uma extensa sedimentação associada ao contexto evolutivo da porção ocidental do paleocontinente Gondwana (Almeida & Carneiro 2004). De acordo com dados bioestratigráficos e na identificação de discordâncias de caráter regional, a Bacia do Parnaíba pode ser dividida em cinco superseqüências: siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea (Vaz *et al.* 2007).

Acumulações sub-comerciais de hidrocarbonetos (gás natural) foram constatadas na superseqüência mesodevoniana-eocarbonífera, representada pelo Grupo Canindé, que configura o sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba (Góes *et al.* 1990). O Grupo Canindé é constituído pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. As principais unidades do sistema petrolífero envolvem as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, com geração atribuída aos folhelhos negros da Formação Pimenteiras (valores médios de Carbono Orgânico Total de 2%, querogênios do tipo II e II), reservatórios relacionados a arenitos da Formação Cabeças e rochas selantes compostas por folhelhos da Formação Longá (Fig. 2, Góes *et al.* 1990, Vaz *et al.* 2007).

A Formação Cabeças, objeto de estudo, é representada por arenitos médios a grossos com intercalações de siltito e folhelho, depositados em ambiente plataformal sob ação de corrente de maré e tempestade (Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007, Ponciano & Della Fávera 2009). A presença de diamictito sugere influência glacial no topo da unidade (Caputo 1985, Loboziack *et al.* 2000). Até o momento, nenhum trabalho de proveniência sedimentar foi efetuado.

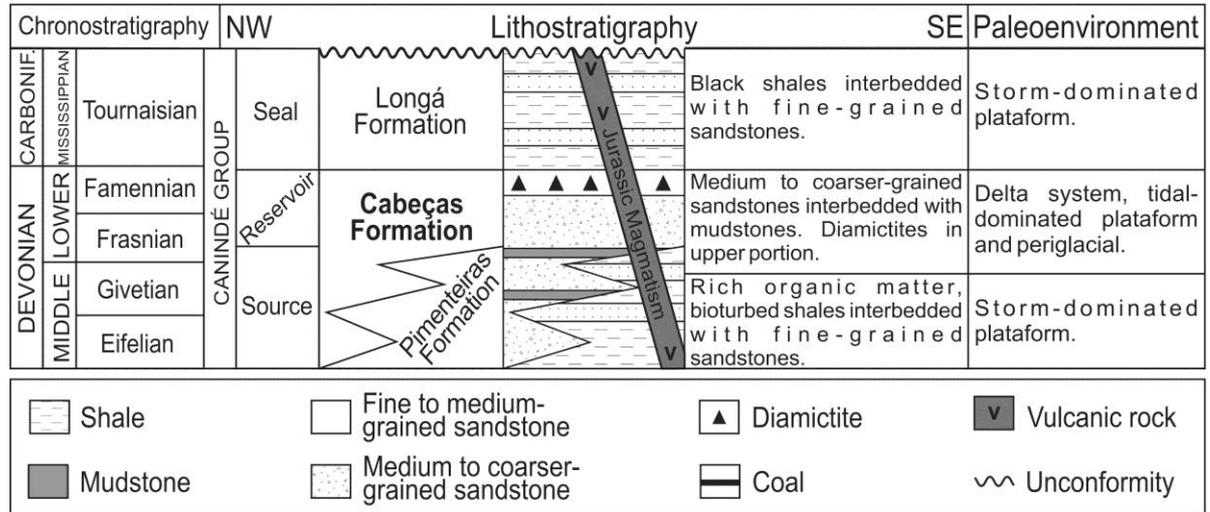


Figura 2. Coluna estratigráfica e sistema petrolífero simplificados da superseqüência mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba representado pelo Grupo Canindé. Rochas vulcânicas juro-cretáceas truncam as unidades do sistema petrolífero (Góes *et al.* 1990, Vaz *et al.* 2007, Streel *et al.* 2013).

Na borda leste da Bacia do Parnaíba, exposições da Formação Cabeças ocorrem nas proximidades das cidades de Valença, Pimenteiras, Oeiras e Picos, Estado do Piauí (Fig. 1). Os melhores afloramentos estão concentrados ao longo das rodovias BR-316, BR-230 e PI-120 e apresentam espessura máxima de 49 m (Fig. 3). As rochas estudadas incluem principalmente arenitos cinza esbranquiçado, diamicritos com coloração arroxeada e pelitos vermelhos. O clima predominantemente semiárido com estação seca prolongada aliada à vegetação de caatinga permite a preservação das estruturas sedimentares e sua análise (Radam 1973).

4.3 MÉTODOS

Foram coletadas duas amostras de arenito (CB4/2 e CB4/3) (Fig. 3, Perfil 2) para análises geocronológicas U-Pb (LA-ICPMS) em zircão detrítico, realizadas no Laboratório de Microscopia da Universidade de Adelaide (Austrália).

As amostras coletadas foram trituradas e separadas na fração areia muito fina (125-62µm) por peneiramento no Laboratório de Sedimentologia do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED/UFGA). Grãos de zircão foram concentrados através de líquidos densos (bromofórmio) e cerca de 175 grãos foram separados manualmente sob lupa binocular para cada amostra.

Imagens de catodoluminescência em zircão detrítico com película de carbono foram posteriormente obtidas em seções polidas através do Microscópio Eletrônico de Varredura modelo Phillips XL20 SEM acoplado com CL Gatan (16mm, 12KV). As razões isotópicas dos grãos de zircão foram mensuradas através do espectrômetro de massa de plasma induzido modelo Agilent 7500cs / New Wave 213nm Nd-YAG.

Os resultados da análise isotópica apresentaram valores inferiores a 5% de concordância com erro cotado em 2 sigma (2σ). As idades efetivas para zircões com idades < 1.000 Ma foram determinadas pela razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, enquanto que a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foi utilizada para grãos com idade $> 1.000\text{Ma}$ (Bühn *et al.* 2009, ver Anexos). Os dados isotópicos foram corrigidos através da comparação com grãos de zircões padronizados (GEMOC GJ-1; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 607.7 \pm 4.3$ Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 600.7 \pm 1.1$ Ma, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 602.0 \pm 1.0$ Ma; Jackson *et al.* 2004) e a acurácia foi confrontada com o grão BJWP Sri Lankan.

Durante a realização da análise geocronológica as médias de idades normalizadas para o grão de zircão BJWP foram de 761 ± 40 Ma (2σ) (MSWD = 0.09) e 719 ± 20 Ma (2σ) (MSWD = 3.8) para as razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ respectivamente ($n = 6$). O processamento dos dados foi realizado através dos programas GLITTER 4.0 e Isoplot/Ex 3.0 (Van Achterbergh *et al.* 2001, Ludwig 2003).

4.4 A FORMAÇÃO CABEÇAS NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA

4.4.1 Análise de Fácies e Estratigráfica

A análise faciológica e estratigráfica na Formação Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba possibilitou a identificação de onze fácies sedimentares apresentadas em quatro seções colunares compostas. As fácies sedimentares foram agrupadas em cinco associações que incluem depósitos de frente deltaica distal, frente deltaica proximal, planície deltaica, subglacial e frente deltaica de degelo (Fig. 3).

Tabela 1. Fácies e processos sedimentares da Formação Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba.

Facies	Description	Sedimentary Process
Massive Mudstone (Mm)	Lenticular massive mudstone up to 40cm thick.	Deposition of clays under low energy conditions.
Laminated Mudstone (Ml)	Tabular beds up to 1.5m thick of mudstone with incipient laminations.	Deposition of clays under low energy conditions. Incipient laminations possibly due to actual weathering.
Massive Sandstone (Sm)	Lenticular to tabular beds of massive fine-grained sandstone up to 0,3m thick. Mudstone intraclast and <i>rip up clast</i> .	Fast sand deposition, primary structures obliterated due to liquefaction and/or absence of granulometric contrast. Mudstone intraclast formed as result of erosion of restricted sub aerial muddy regions.
Parallel Laminated Sandstone (Sp)	Lenticular beds of fine-grained sandstone with parallel lamination that reach 45cm thick.	Deposition of sandy plume by suspension induced by hyperpycnal flow.
Trough Cross-Bedding Sandstone (St)	Lenticular beds of fine to medium- grained trough cross-sandstone whose waved sets marked by mud drape and coset that reach 0.15m thick. Occasionally, foresets show coarser grain concentrated (mainly quartz). Paleocurrents oriented toward NW.	Sinuuous crest (3D) sandstone bar migration under unidirectional flow and lower flux regime. Coarser grains on forests associated to grain fall. Trative current replacing for mud sedimentation that preserve the waved sets.
Sigmoidal Cross-Bedding Sandstone (Ss)	Sigmoidally cross-bedded fine to medium-grained sandstones whose toe sets pass laterally into climbing ripple lamination. The sigmoidally beds are marked by 4 th order surface and has average deep about 27°. This facies represents the top of coarsening-upward cycles. Occasionally, foresets shown coarser grain concentrated (quartz and silex) as well as ball-and-pillow structures. Paleocurrents oriented toward NW.	Unidirectional flow, transitional to upper flow regime, wave-ripple migration due to high rate of suspended sediments. Coarser grains on foresets associated with grain fall and partial liquefaction related to plastic readjustment in water saturated sediments.
Massive Diamictite (Dm)	Sub horizontal sills of massive para-conglomerates, hosted preferentially on sigmoidal cross-bedded sandstones. Exotic and faceted clasts (volcanic, silex and mudrocks) immersed in sandy-pelitic matrix.	Injection of plastic materials (diamicton) toward lower pressure regions associated with retreat glacial conditions.
Diamictite with Pods (Dp)	Massive para-conglomerates with irregular sandstone pods up to 2m thick (minor axis), exotic and faceted clasts (volcanic, silex and mudrocks), immersed in sandy-pelitic matrix. Deformation structures (faults and folds) are emphasized by sandstone pods. Vertical sandy dikes up to 40cm thick occur occasionally.	Water saturated sediments detached from substrate by subglacial mass transport. Brittle and ductile deformation related to glacial retreat.

Intraformational Breccia (Bi)	Tabular and curved mudrock clasts about 15cm thick (major axis), immersed in sandy-pelitic matrix, restricted to diamictite massive mudstone contact region.	Hydraulic fracturing and deformation of tabular mudstone clasts related to injection of diamictons.
Massive Conglomerate (Cm)	Thin lenses of massive conglomerate with subrounded pebbles (quartz and mudrock) supported by sandy matrix. This facies marks the top of coarsening-upward cycles.	Deposition from mass flow.

Tabela 1. Continuação.

4.4.1.1 Depósitos de frente deltaica distal (AF1)

A associação AF1 é composta pelas fácies argilito maciço (Mm), arenito maciço (Sm), arenito com laminação plano-paralela (Sp), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e conglomerado maciço (Cm) (Tab. 1). As exposições da associação AF1 apresentam espessura de até 5m e são encontradas nos pontos 2 e 4 da área investigada (Figs. 3 e 4).

Esta associação de fácies é constituída por corpos de arenito fino a médio com geometria de lobo sigmoidal, com espessura máxima de dois metros, limitados por superfícies de 4ª ordem (fácies Cm) e por camadas lenticulares de argilito maciço (fácies Mm), que localmente representam ciclos granocrescente ascendente (Fig. 4). Os lobos sigmoidais apresentam a fácies Ss com *toe set* que lateralmente passa para laminação cruzada cavalgante subcrítica. Corpos lenticulares com a fácies Sp ocorrem localmente na região distal dos lobos sigmoidais (Figs. 4B e 4C). Além disso, estruturas deformacionais do tipo *ball-and-pillow* e a fácies Sm também estão associados aos lobos (Fig. 3, Perfis 3 e 4).

Interpretação

Arenitos com geometria de lobo sigmoidal (fácies Ss) limitados por camadas lenticulares da fácies Mm e Cm, com tendência granocrescente ascendente estão relacionados ao processo de progradação de lobos para um ambiente dominados por processos de suspensão. A fácies Ss foi gerada por correntes unidirecional para NW, em regime de fluxo transicional/inferior e com alta taxa de material em suspensão (RØe 1987).

Na região distal dos lobos a corrente trativa era progressivamente suplantada por processos de sedimentação por decantação, gerando arenitos com laminação cruzada cavalgante (Sp) e argilito maciço (Mm) (Mutti *et al.* 2003, Potter *et al.* 2005, Olariu & Bhattacharya 2006).

NW

SE

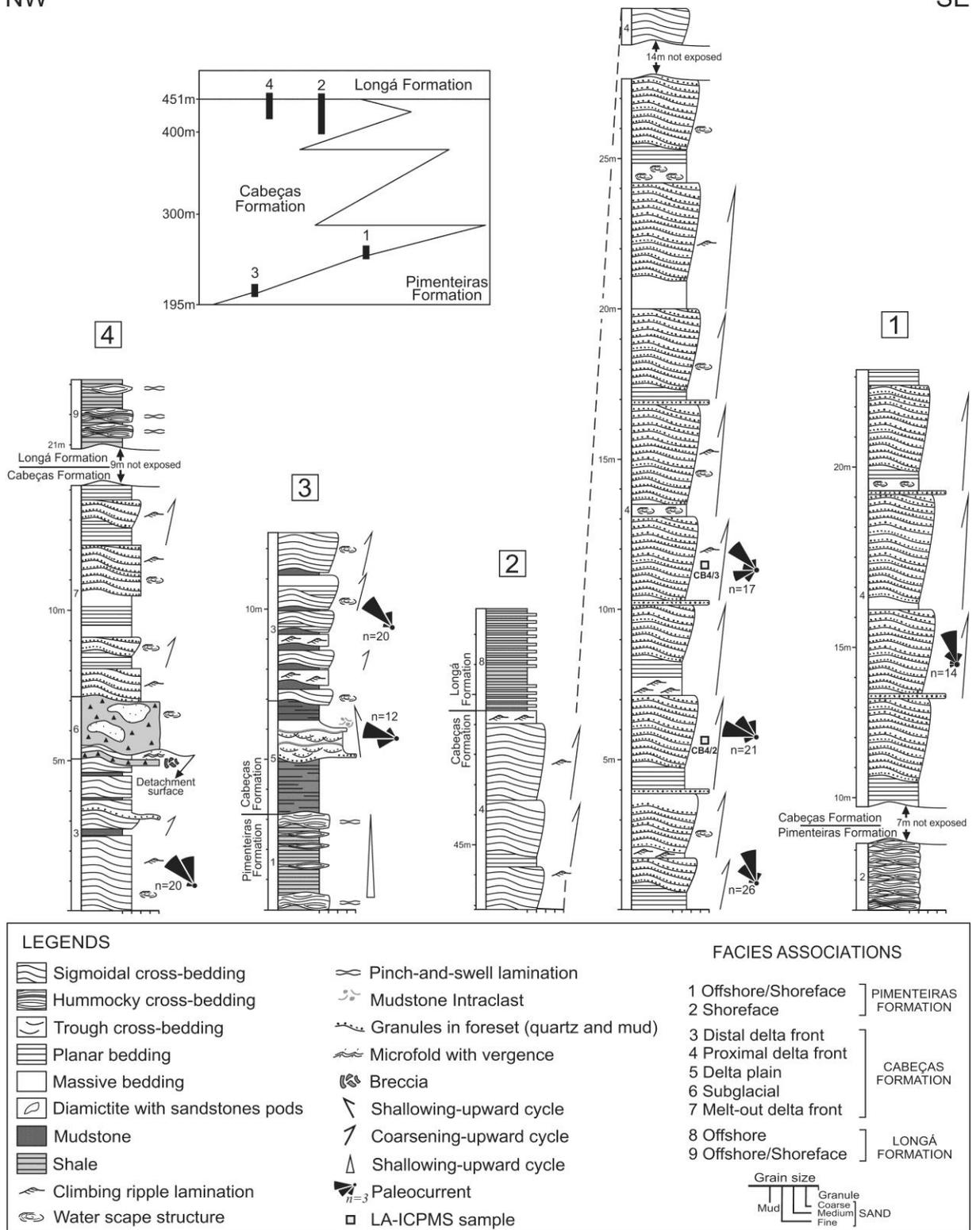


Figura 3. Seções colunares compostas da Formação Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba, posicionamento estratigráfico idealizado das seções (quadro na porção superior) e localização das amostras para análise geocronológica U-Pb.

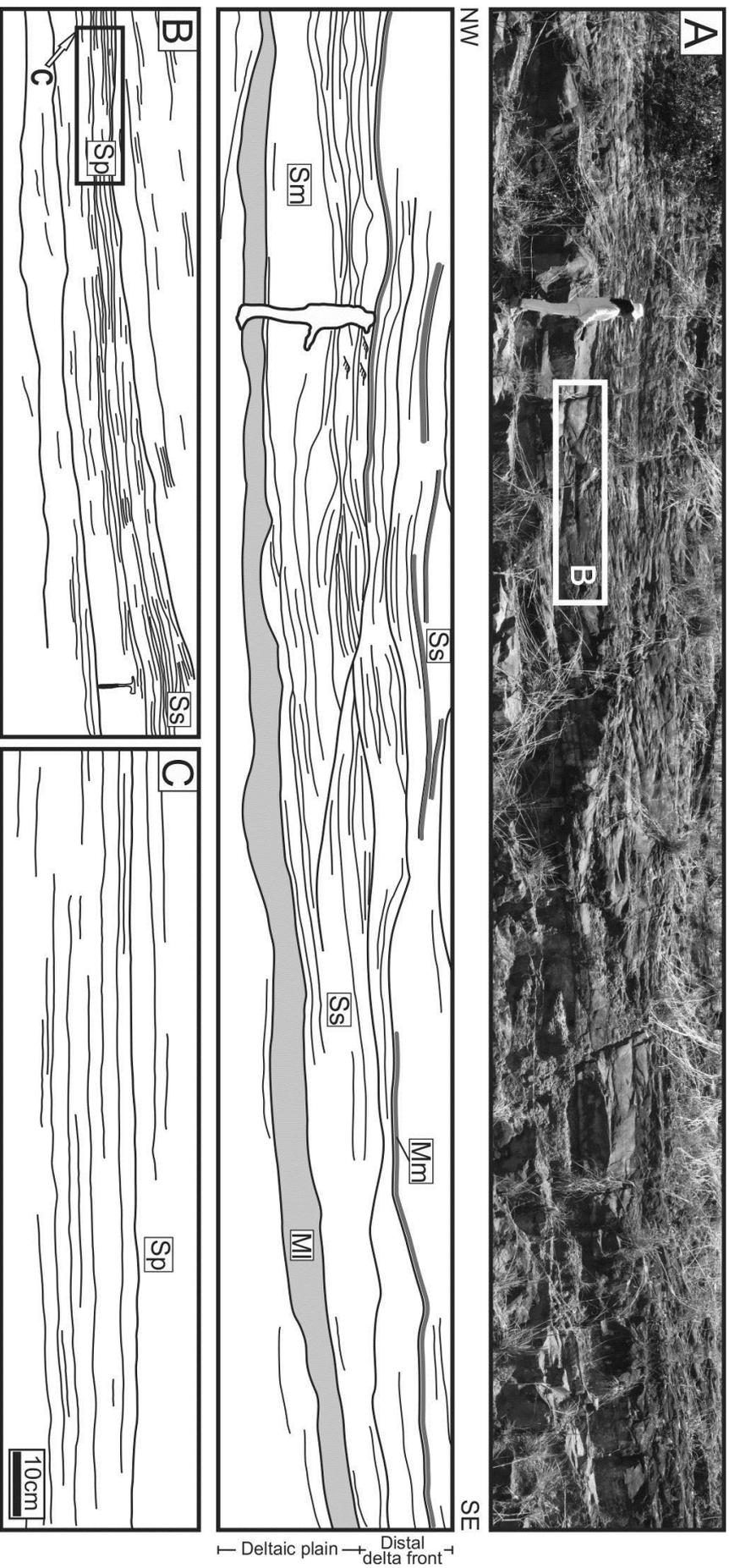


Figura 4. Geometria deposicional da associação de frente deltaica distal descrita no ponto 3. A) Lobos sigmoidais com a fácies arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e arenitos com estrutura maciça (fácies Sm) sobrepostos a depósitos de planície deltaica (MI). Observe que os lobos são destacados por camadas lenticulares da fácies argilito maciço (Mm). B) Detalhe do da porção distal do lobo sigmoidal com as fácies Ss e Sp. C) Detalhe de arenitos com laminação plana da fácies Sp.

O elevado influxo sedimentar nos lobos fomentava processos de deformação sin-sedimentar parcial (*ball-and-pillow*) e total (fácies Sm) em sedimentos saturados em água (Lowe 1975, Owen 2003).

Lobos sigmoidais arenosos complexamente estruturados e com tendência granocrescente ascendente são depósitos comumente encontrados na frente deltaica de desembocadura de rios (Bhattacharya 2010). A associação dos lobos com fácies argilosa sugere contribuição restrita de processos de suspensão no pró-delta.

4.4.1.2 Depósitos de frente deltaica proximal (AF2)

Essa associação é representada pelas fácies arenito maciço (Sm), arenito com laminação plano-paralela (Sp), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e conglomerado maciço (Cm). A associação AF2 é a mais expressiva da região investigada, apresenta espessura de até 27m e suas exposições são encontradas nos pontos 1 e 2 (Tab. 1; Figs. 1, 3, 5 e 6).

Os estratos sedimentares da AF2 são compostos por corpos de arenito médio a grosso com geometria de lobo sigmoidal, internamente estruturado com a fácies Ss com *toe set* que lateralmente passa para laminação cruzada cavalgante (Figs. 5A e 5B). Em seções transversais ao paleofluxo (NW) os lobos podem exibir a geometria lenticular com bases conformantes e com concavidade para cima (Fig. 6). Concentração de grãos de areia grossa a muito grossa nos *foresets* da fácies Ss destacam os estratos cruzados.

Os lobos sigmoidais possuem até quatro metros de espessura, com tendência granocrescente ascendente e limitado por superfícies de 4ª ordem da fácies Cm (Figs. 5C e 6). Arenitos com estrutura maciça da fácies Sm, deformações do tipo *ball-and-pillow* (Fig. 5D) e camadas lenticulares da fácies Sp completam a estruturação sigmoidal e configuram um lobo complexo.

Interpretação

Lobos sigmoidais de arenito médio a grosso com as fácies Ss indica migração de lobos sob fluxo unidirecional e regime de fluxo transicional a inferior com elevada taxa de material em suspensão (Røe 1987). *Foresets* da fácies Ss destacados por grãos grossos sugere processo de segregação induzido por queda de grãos através de suspensão no *lee side* da forma de leito. Nesse sentido, ocorre a concentração de areias grossas que são incorporadas

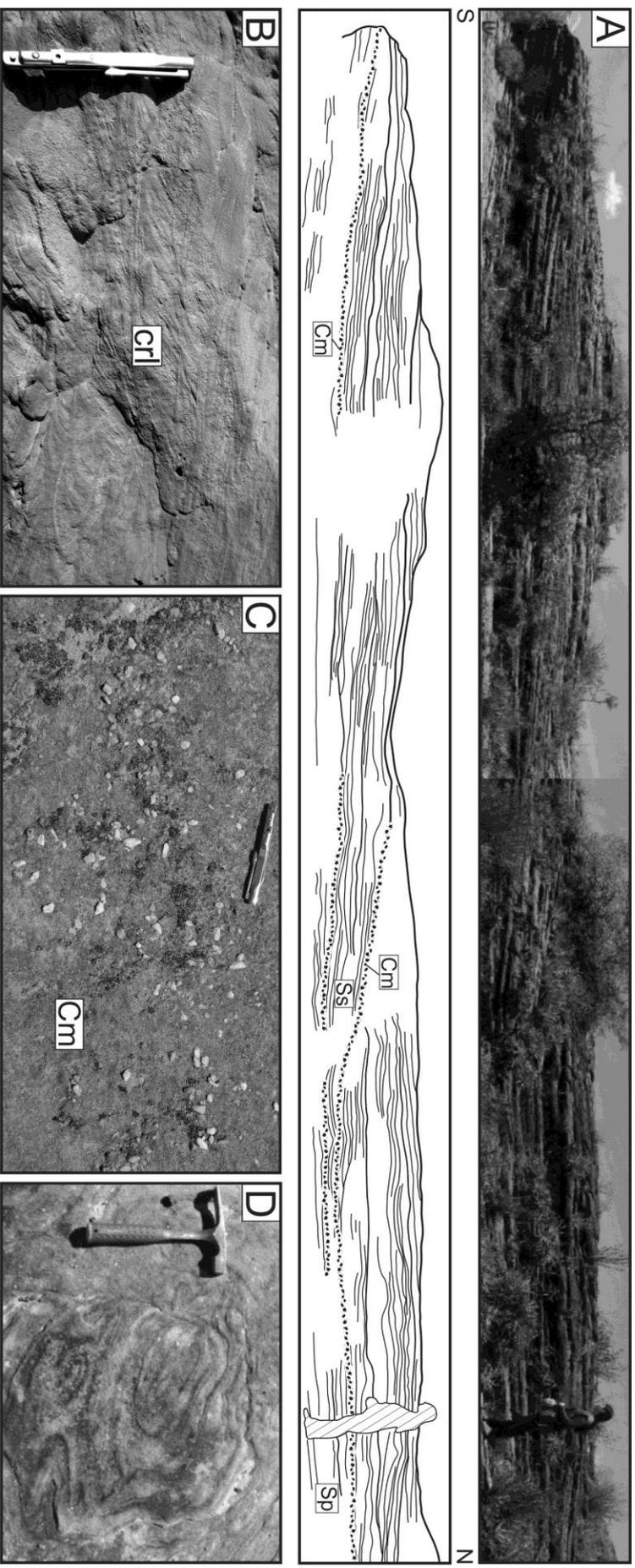


Figura 5. Geometria deposicional e principais aspectos da associação de fácies de frente deltaica proximal (Ponto 2). A) Seção longitudinal de lobos sigmoidais limitados por superfícies de 4^a ordem da fácies conglomerado maciço (Cm). Os lobos são internamente estruturados com estratificação cruzada sigmoidal da fácies Ss e laminação plana da fácies Sp. B) Laminação cruzada cavalgante (cri) da fácies Ss na porção distal dos lobos. Escala aproximadamente 10 cm. C) Detalhe da fácies conglomerado maciço (fácies Cm). Escala aproximadamente 10 cm. D) Detalhe de feição de fluidificação parcial associados aos lobos sigmoidais.

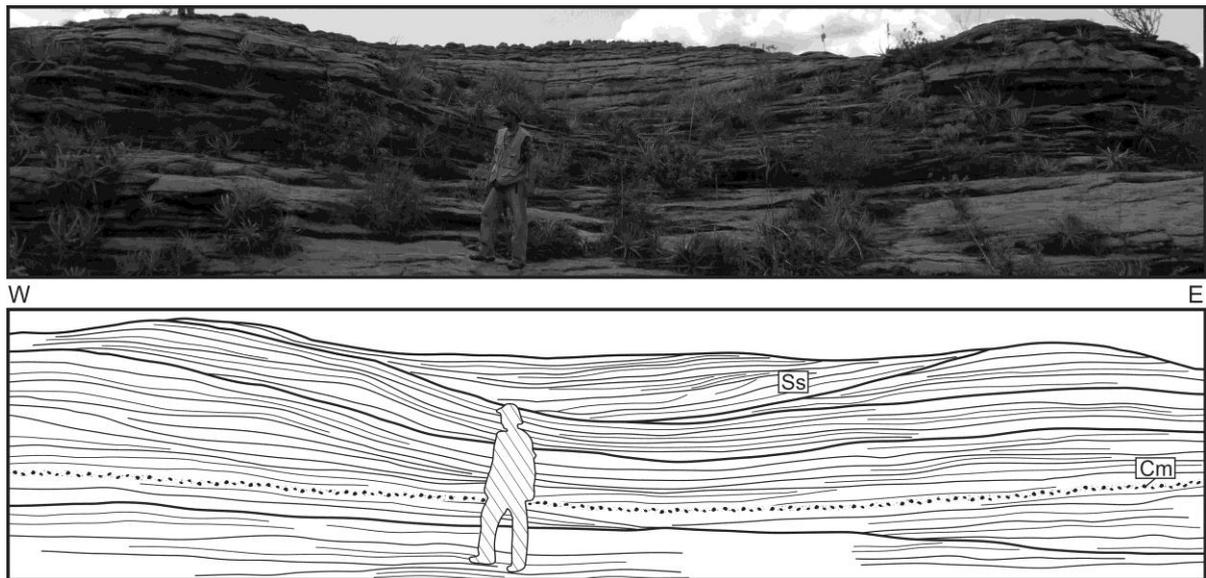


Figura 6. Seção transversal de sobreposição de lobos com estratificação cruzada sigmoidal da fácies Ss limitados por superfícies de 4ª ordem da fácies conglomerado maciço (Cm). Observe que os lobos exibem geometria lenticular com bases conformantes e com concavidade para cima (Ponto 2).

durante a migração dos lobos sigmoidais (Slingerland 1984). Superfícies de 4ª ordem que limitam os lobos (fácies Cm) estão ligadas a remobilização de sedimentos cascalhosos e formação de *lags* residuais em períodos de maior energia deposicional (Boggs Jr. 2006).

A laminação cruzada cavalgante da fácies Ss e corpos lenticulares da fácies Sp estão relacionados a maior contribuição de processos de suspensão na região distal dos lobos sigmoidais (Røe 1987, Mutti *et al.* 2003). Arenitos com as fácies Sm e estruturas do tipo *ball-and-pillow* na fácies Ss reforçam o elevado influxo de sedimentos seguido de fluidificação em sedimentos inconsolidados e saturados em água (Lowe 1975, Owen 2003).

Corpos de arenitos com geometria sigmoidal complexamente estruturados, limitados por superfícies de 4ª ordem, em conjunto com a tendência granocrescente ascendente são compatíveis com a progradação lobos para bacias receptoras com baixa energia, encontrado em depósitos de frente deltaica (Gani & Bhattacharya 2007, Ahmed *et al.* 2014). O predomínio de fácies arenosas e conglomeráticas, a frequência de superfícies de 4ª ordem, a ausência de atuação de processos de pró-delta nos lobos sigmoidais reforçam a ambiência proximal para a associação AF2.

4.4.1.3 Depósitos de planície deltaica (AF3)

A associação AF3 é representada pelas fácies argilito laminado (Ml), arenito maciço (Sm), arenito com estratificação cruzada acanalada (St) e conglomerado maciço (Cm). Os afloramentos da AF3 apresentam espessura máxima de quatro metros e estão concentrados ao longo da rodovia BR-235 (Ponto 3), porção noroeste da área investigada (Tab. 1; Figs. 3, 4A e 7).

Na associação AF3 predominam camadas tabulares da fácies Ml com intercalações de corpos lenticulares de arenitos com base erosiva e parcialmente marcada com a fácies Cm (Figs. 7A e 7B). Conglomerados da fácies Cm em conjunto com a fácies Ml configuram a tendência granodecrescente ascendente na AF3. Os arenitos apresentam estratificação cruzada acanalada da fácies St com *foresets* destacados por grãos de areia média a grossa, *sets* com marcas onduladas de corrente e recobertos por argilito (Figs. 7C e 7D). Também são descritos arenitos maciço intraclastos de argilito e eventuais intraclastos tabulares e curvados (*rip-up clast*) (Figs. 7E e 7F).

Interpretação

O predomínio de camadas tabulares da fácies Ml remete a um ambiente plano e dominado por deposição de argila, contudo a intercalação de corpos lenticulares com as fácies Cm, St e Sm em contato erosivo, sugerem que essas áreas planas eram recortadas por canalizações restritas (Bhattacharya 2010).

A fácies Cm na base do canal indica contribuição de *lags* residuais remobilizados em períodos de maior energia e que poderiam servir como regiões de nucleação de formas de leito arenosas (Boggs Jr. 2006). A fácies St está relacionada com a migração de barras subaquosas com crista sinuosa (3D) para NW sob regime de fluxo inferior e associado com processos de queda de grãos no *lee side* (Slingerland 1984; Reading 1986). *Sets* da fácies St recobertos por argilito sugere períodos de diminuição do fluxo de correntes trativas permitindo a deposição de argilas por decantação, preservando marcas onduladas geradas por corrente (Ta *et al.* 2002). A migração lateral das canalizações é constatada pela leve tendência granodecrescente ascendente e pela fácies Sm com clastos argilosos, que indicam erosão da margem seguida da rápida deposição (Reineck & Singh 1980).

Planícies lamosas recortadas por canais com fluxo unidirecional, onde os processos trativos eram ocasionalmente substituídos por deposição de argila, são compatíveis com depósitos de planície deltaica com canais distributários com incipiente influência de maré

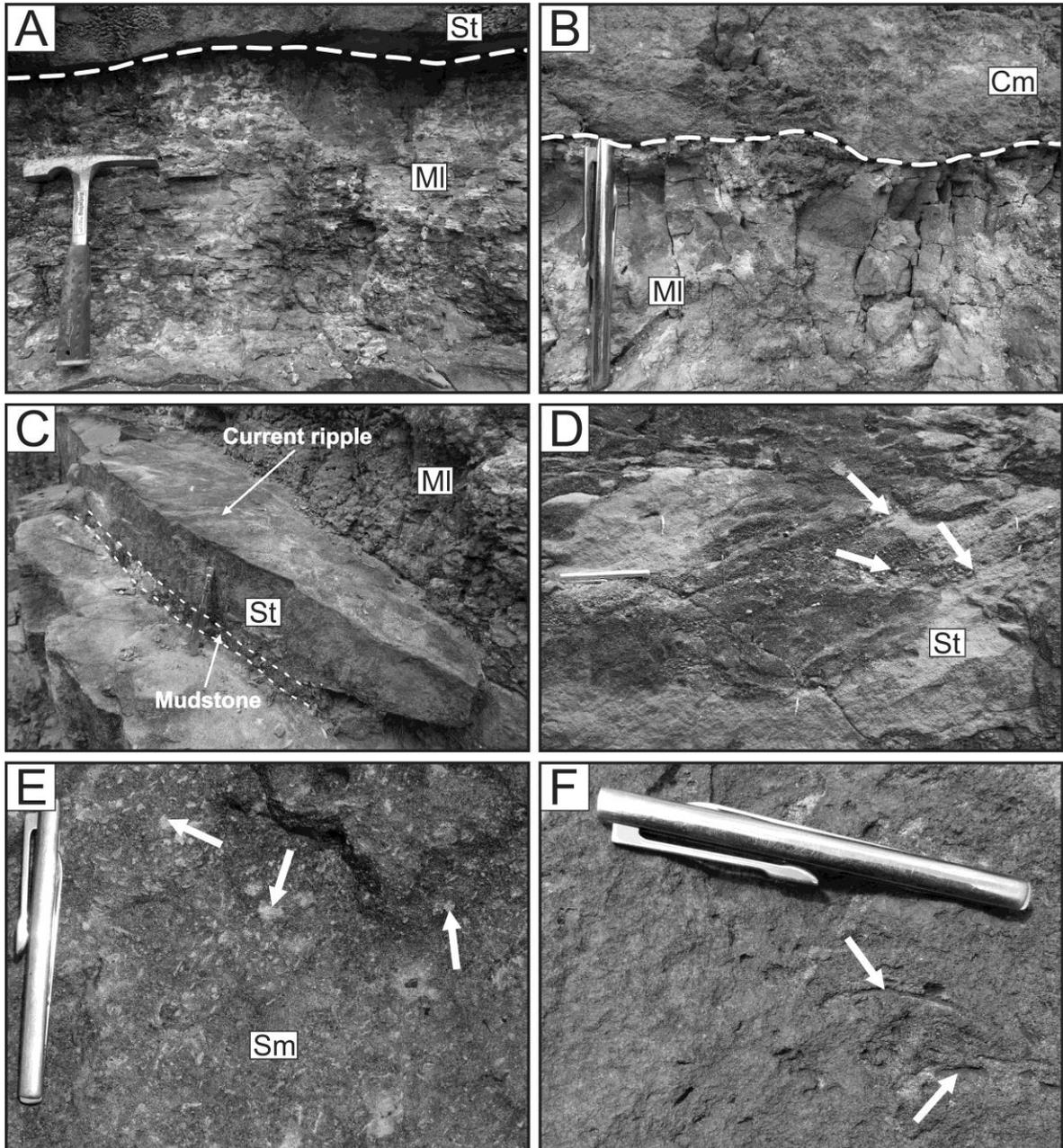


Figura 7. Principais feições sedimentares na associação de fácies de planície deltaica descritas no ponto 3. A) Camadas tabulares da fácies argilito laminado (MI) em contato erosivo (linha pontilhada) com arenitos com estratificação cruzada acanalada (fácies St). B) Detalhe da superfície erosiva (linha pontilhada) destacada por conglomerados maciços da fácies Cm. C) Camadas com a fácies St separadas por argilito maciço e com sets com marcas onduladas de corrente. D) Detalhe dos *foresets* (setas) da fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (St) destacados por grãos de areia média a grossa. E) Fácies arenito maciço (Sm) com intraclastos argilosos (setas). F) Clastos tabulares curvados (*rip-up clast*) da fácies Sm. Escala de B a F aproximadamente 10 cm.

(Reading 1986, Hori *et al.* 2002, Ta *et al.* 2002). A ausência de feições diagnósticas de correntes de maré nas canalizações, como bidirecionalidade das paleocorrentes e *mud drapes*, aponta para deposição na planície deltaica superior. Apesar de não ser constatadas feições de exposição (*p.e.* marcas de raízes), comuns em depósitos de planície deltaica superior, *rip up clasts* nas canalizações indica a presença de planícies lamosas adjacentes e sujeitas à exposição subaérea (Bhattacharya & Walker 1992).

4.4.1.4 Depósitos subglaciais (AF4)

Essa associação é constituída pelas fácies diamictito maciço (Dm), diamictito com *pods* de arenito (Dp) e brecha intraformacional (Bi) (Tab. 1). Os afloramentos da AF4 possuem no máximo dois metros de espessura, são contínuos lateralmente por até 50 m e estão concentrados ao longo da rodovia federal BR-235 (Ponto 4, Fig. 1), porção sudoeste da área investigada (Figs. 1, 3 e 8).

Essa associação de fácies é essencialmente composta por diamictitos lenticulares com blocos de arenito, seixos de rochas sedimentares (arenitos e pelitos), vulcânicas e sílex com superfície polida e/ou facetada, imersos em matriz pelítico-arenosa da fácies Dp (Figs. 8A e 8B). Além disso, falhas normais, inversas e dobras abertas na AF4 são ressaltadas pela presença de *pods* de arenito da fácies Dp.

Diques de injeção subverticais de arenito fino a médio na fácies Dp e *sills* sub-horizontais da fácies Dm orientados de acordo com o acamamento da AF1, ocorrem de forma subordinada (Figs. 8A e 8C). Em regiões de contato entre os *sills* e a fácies Mm da AF1 preservam-se brechas intraformacionais com arcabouço caótico (fácies Bi) com clastos tabulares e curvados de argilito imersos na fácies Dm (Figs. 8D e 8F).

Interpretação

A AF4 é interpretada como resultado de deformação subglacial sob substrato sedimentar inconsolidado da AF1 e possivelmente saturado em água (Barbosa *et al. no prelo*). A presença diamictitos com *pods* de arenitos (fácies Dp) está relacionada com porções do substrato (AF1) destacadas por cisalhamento subglacial gerando uma superfície de *detachment*, além de dobras e falhas (Boulton & Hindmarsh 1987, Kessler *et al.* 2012).

Sills da fácies Dm foram interpretados como injeção de sedimentos fluidificados para zonas de menor pressão aproveitando anisotropias primárias (acamamento) da associação

AF1. Diques de arenitos na fácies Dp sugerem o mesmo processo (von Brunn & Talbot 1986; Jolly & Lonergan 2002). Brechas da fácies Bi estão relacionadas ao fraturamento hidráulico da rocha hospedeira fomentado pelo processo de injeção de sedimentos fluidizados da fácies Dm (Rijsdijk *et al.* 1999, Passchier 2000). Logo os depósitos subglaciais ocorrem intercalados e em caráter erosivo com depósitos de frente deltaica.

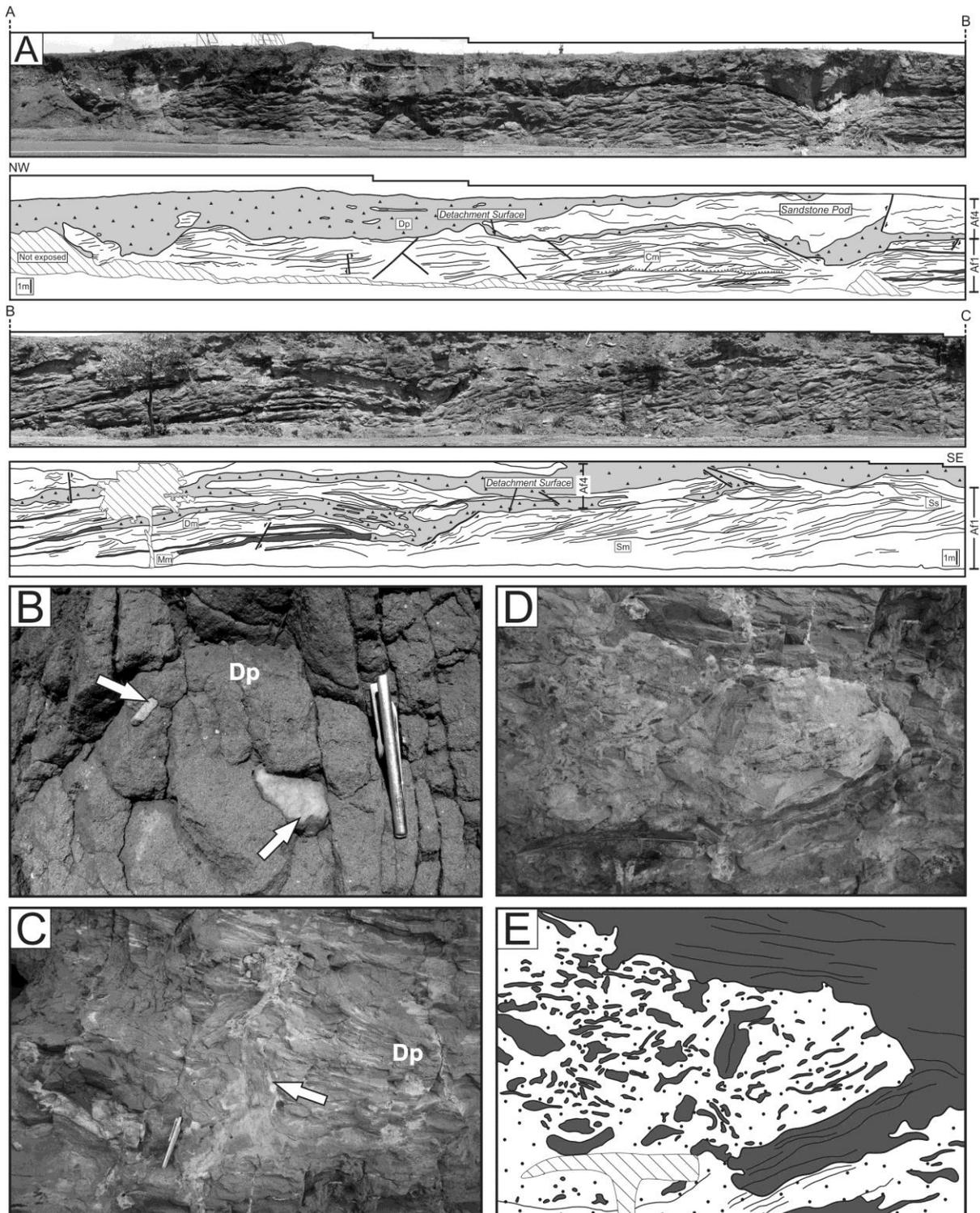


Figura 8. Legenda na próxima página.

Figura 8. Geometria deposicional e principais feições de depósitos subglaciais descritos no ponto 4. A) Diamictitos da associação de fácies subglaciais (AF4) são limitados dos depósitos de frente deltaica distal (AF1) por superfícies de *detachment*. Note que a fácies diamictito maciço (Dm) ocorre predominantemente na forma de *sills* na associação de fácies de frente deltaica distal (AF1). B) Seixos exóticos (setas) imersos em matriz pelítico-arenosa da fácies diamictito com pods de arenitos (Dp). C) Diques de injeção subverticais (seta) na fácies Dp. D e E) Detalhe e esboço da fácies brecha intraformacional caótica com clastos tabulares e curvados de argilito (Bi). Escala em B e C aproximadamente 10 cm.

Superfícies de *detachment* e *pods* de arenitos deformados apontam para processos de cisalhamento subglacial em períodos de avanço da geleira (Boulton & Hindmarsh 1987; Kessler et al. 2012). Entretanto, o predomínio de falhas normais aliados a estruturas de injeção de sedimentos fluidizados indicam que as feições de avanço glacial foram parcialmente mascaradas por glaciotectonismo estático em períodos de degelo e maior disponibilidade de água (Houmark-Nielsen 1988, Jhaer & Kruger 2001, Barbosa *et al. no prelo*).

4.4.1.5 Depósitos de frente deltaica de degelo (AF5)

A associação de frente deltaica de degelo é constituída pelas fácies arenito maciço (Sm), arenito com laminação plana (Sp) e arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss). A AF5 apresenta afloramentos com até sete metros de espessura e estão concentrados ao longo da rodovia federal BR-230 (Ponto 4), porção sudoeste da área investigada (Tab. 1; Figs. 1, 3 e 9).

Os depósitos de frente deltaica de degelo estão sobrepostos aos depósitos subglaciais da AF4 e são compostos por lobos sigmoidais internamente estruturado com as fácies Ss. Os estratos cruzados da fácies Ss são destacados por grãos de areia grossa e passam lateralmente para laminação cruzada cavalgante (Fig. 9A). Deformações do tipo *ball-and-pillow* e estrutura maciça da fácies Sm são comuns nos lobos arenosos. De forma subordinada, camadas com a fácies Sp ocorrem intercalados aos lobos sigmoidais (Fig. 9B).

Interpretação

Lobos sigmoidais com migração para NW estão estruturados internamente com a fácies Ss, relacionadas a processos de desembocadura de rios com elevada taxa de material em suspensão (Røe 1987, Bhattacharya 2010). Laminação cruzada cavalgante e *foresets* com

grãos de areia grossa da fácies Ss, aliado a processos de fluidificação (fácies Sm e *ball-and-pillows*) reforçam essa interpretação (Lowe 1975, Slingerland 1984, Owen 2003).

Camadas da fácies Sp intercalados nos lobos sugerem que os processos de desembocadura de canal eram alternados com a deposição de areias por suspensão relacionados com inundações rasas e de alta energia em períodos maior disponibilidade de água de degelo (Zielinski & Van Loon 2003, Blazauskas *et al.* 2007, Slomka & Eyles 2013). O posicionamento estratigráfico, a ausência de estruturas glaciectônicas, de fluxo de massa ou ressedimentação sugerem uma ambiência distal em relação à margem da geleira (Knight 2012, Barbosa *et al. no prelo*).

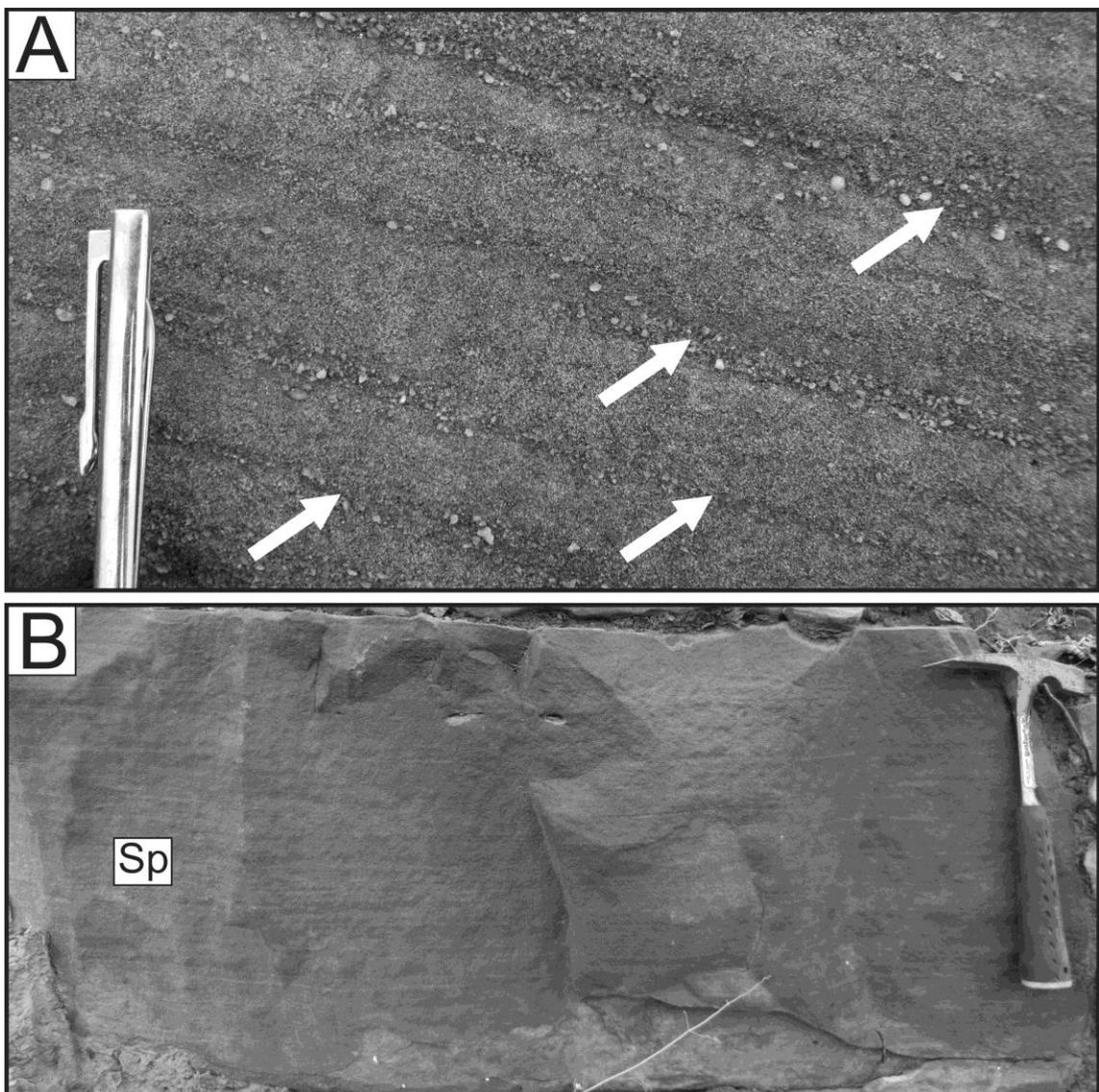


Figura 9. Detalhes dos depósitos de frente deltaica de degelo descritos no ponto 4. A) *Foresets* marcados com grãos de areia grossa (setas) na fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss). Escala aproximadamente 10 cm. B) Fácies arenito com laminação plana (Sp).

4.4.2 Proveniência de Zircão Detrítico (U-Pb LA-ICPMS)

A análise de proveniência de zircão detrítico foi realizada em duas amostras (CB4/2 e CB4/3) da fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss), interpretada como depósitos de frente deltaica proximal da AF3 (Figs. 1 e 3, Ponto 2, 6°16'47.50"S/41°37'37.00"W). Apesar dos estudos de proveniência ser realizado principalmente em depósitos continentais devido a dispersão de sedimentos por onda e maré em depósitos transicionais e costeiros, o padrão de paleocorrente unidirecional, a granulometria grossa da fácies Ss e zircões detríticos com poucas feições de transporte garantem a proximidade com as áreas fontes de sedimentos (Fig. 10). Em imagens de catodoluminescência os zircões apresentam estruturação interna como zonações múltiplas e convolutas, recristalização local e sobrecrecimento (Corfu *et al.* 2003).

As idades U-Pb foram obtidas através de 181 análises LA-ICPMS em 161 grãos (CB4/2 = 89 e CB4/3 = 72) e apresentaram idades concordantes (95% a 105%) entre 2.678 Ma e 501 Ma (Tabs. 2 e 3 em anexo, Fig. 11). Grãos de zircão com idade mesoproterozóica (~1.039 - 1.009 Ma) e neoproterozóica (~654 Ma) são os mais populosos, no entanto é observada uma pequena contribuição de grãos com idade arqueana (~ 2.508 - 2.678 Ma) e paleoproterozóica (~ 2.054 - 1.992 Ma). O grão de zircão concordante mais novo forneceu idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $501,20 \pm 6,35$ Ma (95% concordante) e foi interpretado como idade máxima de deposição da Formação Cabeças.

4.4.2.1 Determinação de paleofluxo e potencial área fonte de sedimentos

As direções de paleofluxo foram obtidas principalmente nos *foresets* de estratos cruzados de lobos sigmoidais da associação de frente deltaica proximal (AF2). As paleocorrentes nos arenitos da Formação Cabeças apresentam padrão unimodal amplo e indicam migração dos lobos sigmoidais em direção a noroeste (Fig. 3). O padrão de paleofluxo também é confirmado através de estruturas de menor hierarquia como laminação cruzada cavalgante nos *toe sets* da fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (fácies Ss da associação AF2) e na orientação NE-SW de marcas onduladas de corrente no topo de camadas com a fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (fácies St da associação AF3).

Interpretação

O padrão de paleocorrente e o espectro de idades U-Pb em zircões indicam que o delta Cabeças era alimentado por áreas fonte situadas a sudeste da Bacia do Parnaíba, provavelmente da Província Borborema (Fig. 12). Grãos de zircão com idade arquena sugerem áreas fonte do embasamento gnáissico Pré-Transamazônico, provavelmente situados no Maciço Rio Piranhas do Domínio Rio Grande do Norte (Brito Neves *et al.* 2000).

Zircões detríticos com idade paleoproterozóica indicam rochas metamorfizadas principalmente durante o Ciclo Transbrasiliano (2.10 - 2.00 Ma, Brito Neves *et al.* 2000) e em eventos intracratônicos datados entre 1.80 - 1.75 Ma (Brito Neves *et al.* 2000, Arthaud *et al.* 2008). Na borda leste da Bacia do Parnaíba rochas com essa idade são encontradas no Domínio Ceará Central, mais especificamente do Terreno Cearense, e na Faixa de Dobramento Jaguaribeano-Encanto, situado no Domínio Rio Grande do Norte, que configuram as prováveis áreas fonte de zircões dessa idade (Brito Neves *et al.* 2000, Fetter *et al.* 2000, Arthaud *et al.* 2008).

Grãos de zircão com idades de aproximadamente 1.00 Ma estariam relacionados com a Orogenia Cariris Velho (1.0 - 0.95 Ma, Brito Neves *et al.* 2000). Na Província Borborema rochas do Domínio Zona Transversal são fortemente estruturadas por essa orogenia e apontam para a fonte dos zircões dessa idade, especialmente rochas dos terrenos Alto Pajeú e Piacó-Alto Brígida (Brito Neves *et al.* 2000, Van Schmus *et al.* 2011). Já os zircões com idade neoproterozóica (~0,65 Ma) podem estar relacionados ao plutonismo granítico que foram alojados na durante o Ciclo Brasileiro e que são encontrados em toda a Província Borborema, principalmente na região oriental (Brito Neves *et al.* 2000, Van Schumus *et al.* 2003, Arthaud *et al.* 2008, Van Schumus *et al.* 2011).



Figura 10. Imagens de catodoluminescência em grãos de zircão de depósitos de frente deltaica proximal da Formação Cabeças com localização dos pontos analisados (círculos) e suas respectivas idades U-Pb. Os grãos de zircão apresentam estruturas internas que incluem zonações múltiplas e convolutas, recristalização local e sobrecrecimento.

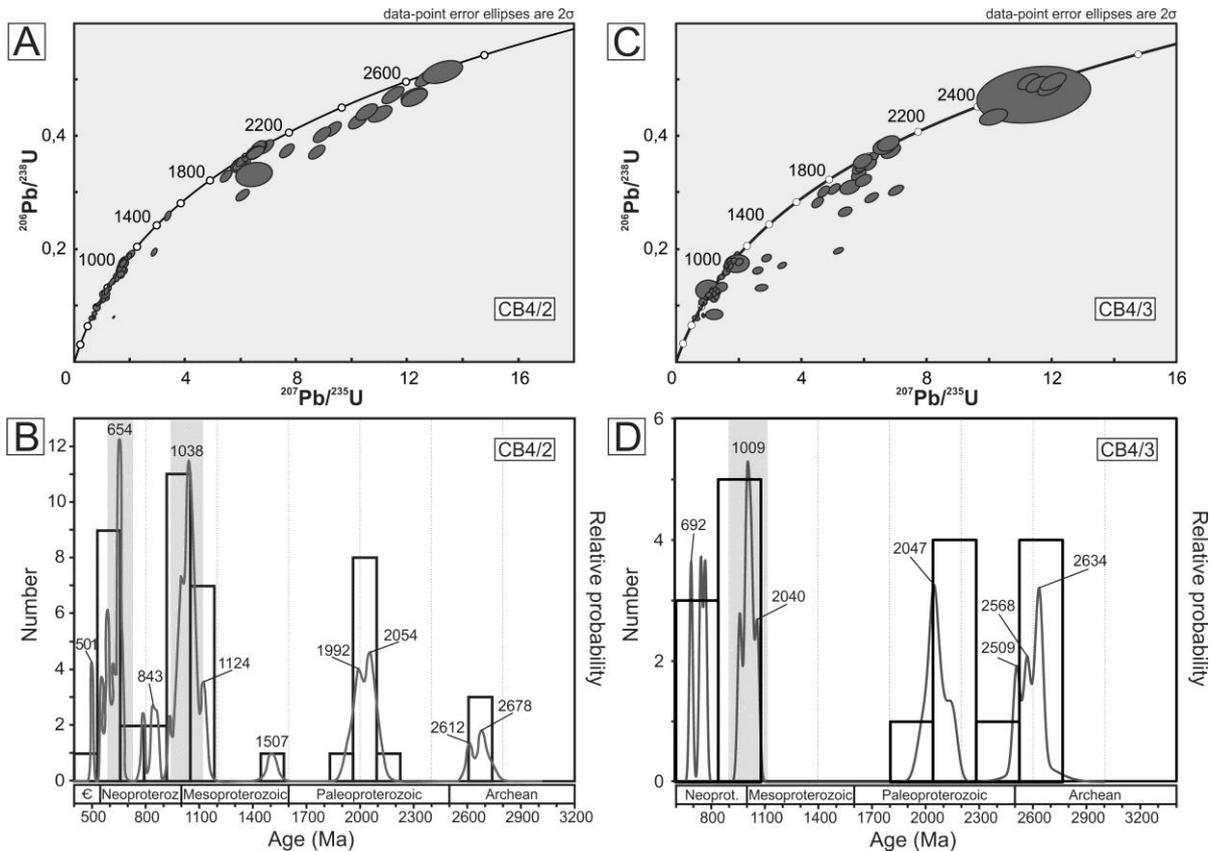


Figura 11. Diagrama concórdia U-Pb, histograma de frequência e curva de probabilidade relativa de idades U-Pb de zircão detritico da Formação Cabeças (<5% discordante). A e C) Diagrama de Wetherill apresentando as assinaturas de idades de zircões. B e D) Histograma de frequência e curva de probabilidade relativa. A área sombreada representa o espectro de idade das principais áreas-fonte de zircões detriticos.

Nesse sentido, as principais fontes de sedimentos do delta Cabeças são produto de rochas do Domínio Zona Transversal e de plutons Brasilianos a sudeste da Bacia do Parnaíba, com pequena contribuição de sedimentos oriundos de rochas do Domínio Ceará Central e da porção ocidental do Domínio Rio Grande do Norte.

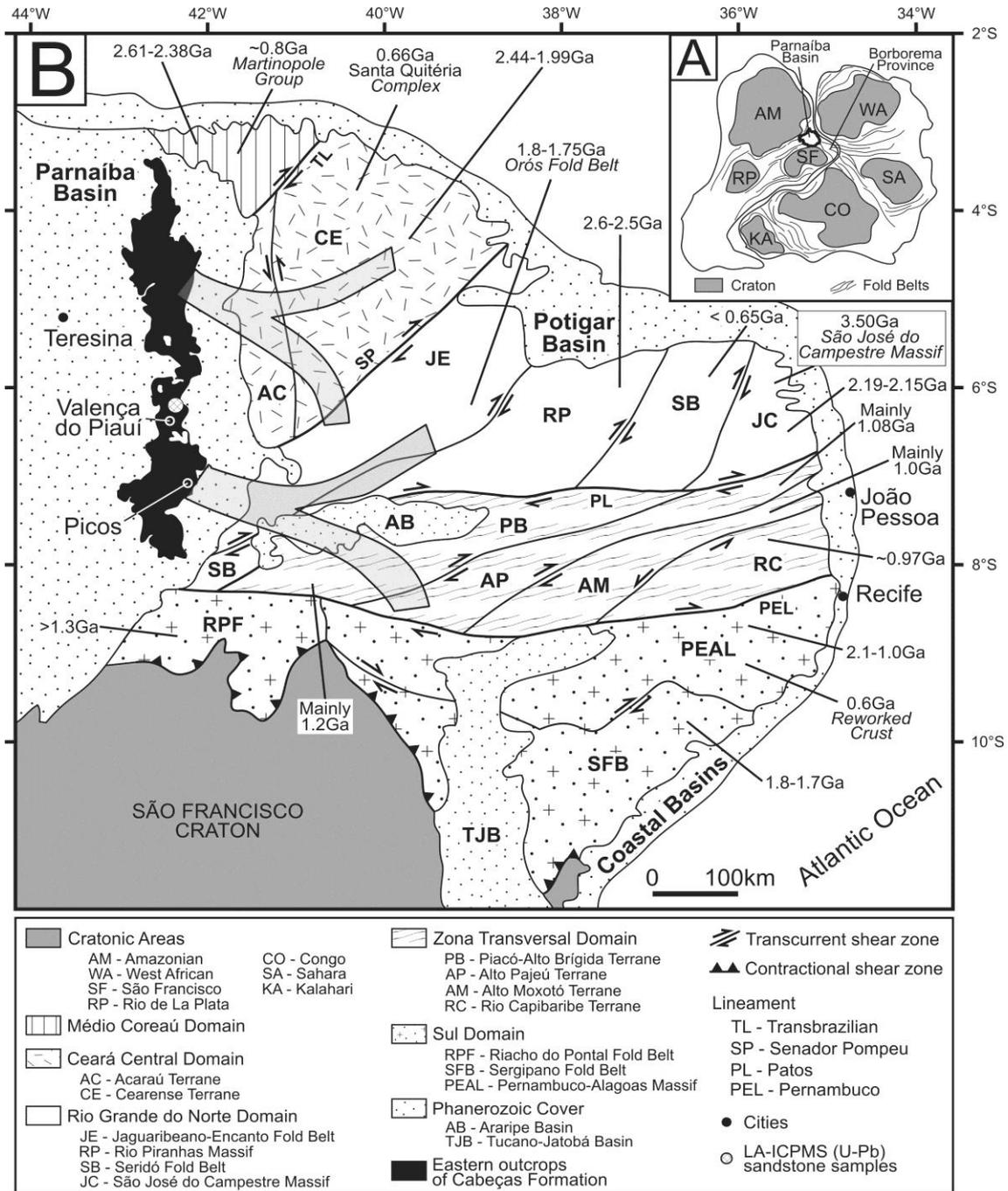


Figura 12. Mapa de localização das prováveis áreas fonte de sedimentos da Formação Cabeças. A) Reconstituição paleogeográfica do Supercontinente Gondwana durante o Devoniano com localização da Bacia do Parnaíba. B) Mapa simplificado da porção norte-nordeste do Brasil com destaque a Bacia do Parnaíba e as principais províncias geocronológicas da Província Borborema. As principais áreas fontes de sedimentos da Formação Cabeças estão situadas a leste-sudeste da Bacia do Parnaíba. Faixa cinza indica o provável *trend* de transporte de sedimentos. Domínio Médio Coreau - gnaiss (Fetter *et al.* 2000), Grupo Martilópole (Fetter *et al.* 2003); Domínio Ceará Central - Terreno Acaraú (Fetter *et al.* 2000), Complexo Santa Quitéria (Arthaud *et al.* 2008); Domínio Rio Grande do Norte - Cinturão de Dobramento Orós (Arthaud *et al.* 2008); Maciço Rio Piranhas (Brito Neves *et al.* 2000), Cinturão de Dobramento Seridó (Van Schmus *et al.* 2003), Maciço São José do Campestre (Dantas *et al.* 2004); Domínio Zona Transversal – Terreno Piacó-Alto Brígida (Brito Neves *et al.* 2000), (Legenda continua na próxima página)

Terreno Alto Pajeú (Brito Neves *et al.* 2000), Terreno Alto Moxotó (Brito Neves *et al.* 2000), Terreno Rio Capibaribe (Brito Neves *et al.* 2000); Domínio Sul: Cinturão de Dobramento Riacho do Pontal (Andrade Filho *et al.* 1994), Cinturão de Dobramento Sergipano (Van Schmus *et al.* 2011), Pernambuco-Alagoas Maciço (Van Schmus *et al.* 2011).

4.5 A EVOLUÇÃO DO DELTA CABEÇAS

A avaliação estratigráfica e faciológica em exposições da Formação Cabeças possibilitou a identificação de cinco associações de fácies que registram a evolução de um sistema glacio-deltaico devoniano na borda leste da Bacia do Parnaíba: frente deltaica distal (AF1), frente deltaica proximal (AF2), planície deltaica (AF3), subglaciais (AF4) e frente deltaica de degelo (AF5).

Durante o Devoniano foi implantado um sistema deltaico com barras de desembocadura distais (AF1) e proximais (AF2) que progradavam para NW sobre uma plataforma costeira com lâmina d'água rasa e influenciada por ondas de tempestade, chamada aqui de Mar Pimenteiras. A faixa de exposição dos depósitos de frente deltaica e os dados de paleocorrente dos lobos sugerem uma paleocosta orientada NNE-SSW. Apesar de ser comum a remobilização de sedimentos na porção proximal dos lobos em plataformas influenciadas por tempestade, a granulometria grossa da associação AF2 dificultaria a ação de fluxo oscilatório associado às ondas (Dumas & Arnott 2006).

O predomínio da granulometria grossa em depósitos da AF2, o padrão unimodal das paleocorrentes e a ausência de processos baciais (onda e maré) nos lobos sigmoidais indicam que o delta Cabeças era dominado por processos fluviais (Bhattacharya 2010; Ahmed *et al.* 2014). Contudo, canalizações na AF3 onde os processos trativos eram ocasionalmente substituídos por deposição de argila e feições de exposição subaérea na planície (*rip up clasts*) sugerem incipiente contribuição de processos de maré (Ta *et al.* 2002). Nesse sentido, em deltas dominados por processos fluviais os indícios de maré somente seriam encontrados em porções restritas, como por exemplo, na planície deltaica superior ou em áreas adjacentes a desembocadura de rios (Bhattacharya 2010).

Apesar de Ponciano & Della Fávera (2009) interpretarem o delta Cabeças como influenciado por inundações catastróficas, principalmente pela influência glacial na unidade, a restrita contribuição de fácies conglomeráticas e de blocos incorporados do substrato na AF2 impede essa interpretação (Mutti *et al.* 1996). O modelo de deltas influenciados por inundações catastróficas é baseado em bacias *foreland* com zonas de captação restritas e com

gradiente elevado, incompatíveis com bacias intracratônicas, como a Bacia do Parnaíba. Adicionalmente, o modelo admite a formação de tempestitos ligados à injeção de correntes de turbidez durante inundações catastróficas concentradas na área de atuação de processos de desembocadura fluvial, o que conflita com a ampla distribuição de tempestitos na borda leste da bacia (Vaz *et al.* 2007).

No Famenniano, a movimentação do supercontinente Gondwana para o polo sul posicionou a Bacia do Parnaíba em latitude entre 40° - 60°S (Isaacson *et al.* 2008). A concentração de massas emersas em altas latitudes culminou na implantação de condições glaciais que podem ser constatadas no registro bioestratigráfico de outras bacias gondwânicas pelo declínio e eventual extinção de grupos e espécies devonianas (*p.e.* Streeel *et al.* 2000, Sandberg *et al.* 2002, Caputo *et al.* 2008, Streeel *et al.* 2013). A queda de temperatura resultou na formação de geleiras, recuo do Mar Pimenteiras e exposição do delta Cabeças. Diamictitos da associação AF4 sotopostos a depósitos da associação AF1 são compatíveis com deformação/erosão subglacial produto do estabelecimento de geleiras costeiras (Eyles & Eyles 2010, Kessler *et al.* 2012).

O Famenniano Superior é marcado pela elevação da temperatura na Bacia do Parnaíba resultado da rotação destal do paleocontinente Gondwana e migração do polo sul da porção ocidental da América do Sul para o oeste da África (Caputo & Crowell 1985). A nova configuração paleogeográfica posicionou a bacia em regiões subtropicais e deu início a um período pós-glacial acompanhada do recuo da geleira e retomada de sedimentação subaquosa. A perda de massa da geleira promove a maior disponibilidade de água no sistema e o *rebound* litostático na região. Assim, ocorre a retomada da sedimentação deltaica e os depósitos tornaram-se alvo de glacioteconismo estático, como por exemplo a injeção *sills* (Jhaer & Kruger 2001, Jolly & Lonergan 2002). A implantação de um sistema deltaico de degelo da AF5 sotoposto aos diamictitos reforça essa interpretação (Slomka & Eyles 2013).

As características dos deltas variam principalmente em função do sistema alimentador e da difusão dos sedimentos por processos baciais (onda e maré), que por sua vez, estão relacionadas com diferentes condições climáticas e tectônicas (Postma 1990, Bhattacharya 2010). Neste sentido, a maior disponibilidade de água em períodos de degelo permitiu a formação de barras de desembocadura da AF5 que eram alvo de inundações de fluxos rasos supercrítico/transicional de curta duração (Zielinski & Van Loon 2003).

O perfil de deltas de degelo depende da magnitude do evento de inundação, da taxa de suprimento sedimentar e do tamanho dos grãos (Knight 2012). Embora em deltas de degelo seja comum a presença de sedimentos com granulometria grossa disponibilizado pela geleira em fases de recuo, o substrato deformado era composto rochas sedimentares inconsolidadas da AF1 e não poderiam disponibilizar sedimentos de maior granulometria.

A sobreposição dos depósitos das associações AF4 e AF5 por depósitos de *offshore/shoreface* da Formação Longá apontam para a implantação de condições pós-glaciais máximas (Pazon 2002, Vesely & Assine 2006). O contínuo desaparecimento das geleiras resultou na elevação do nível do mar local, afogamento do delta de degelo e implantação de uma plataforma transgressiva influenciada por ondas de tempestades. Registros da transgressão pós-glacial no final do Famenniano podem ser encontrados em bacias da América do Sul e Europa através da deposição de folhelhos negros sobre diamictios (*p.e.* Caplan & Bustin 1999, Strel *et al.* 2013).

Desta forma, a evolução paleoambiental do delta Cabeças pode ser dividida em quatro fases (Fig. 13): 1) No Devoniano foi instalado na borda leste da Bacia do Parnaíba um sistema deltaico dominado por processos fluviais e com subordinada influência de maré. O delta progradava para NW sobre uma plataforma dominada por ondas de tempestades e com paleocosta orientada NNE-SSW, chamada de Mar Pimenteiras. As áreas fonte do delta Cabeças estavam situadas na borda oeste da Província Borborema, especialmente em plutons Brasileiros e em rochas dos domínios Zona Transversal, Ceará Central e Rio Grande do Norte, que forneceram idade máxima de deposição de 501 Ma; 2) A migração do paleocontinente Gondwana para regiões polares no Famenniano marca um período glacial na Bacia do Parnaíba. A queda da temperatura é acompanhada da instalação de geleiras costeiras, recuo do Mar Pimenteiras, exposição e erosão subglacial do delta Cabeças. 3) No Famenniano

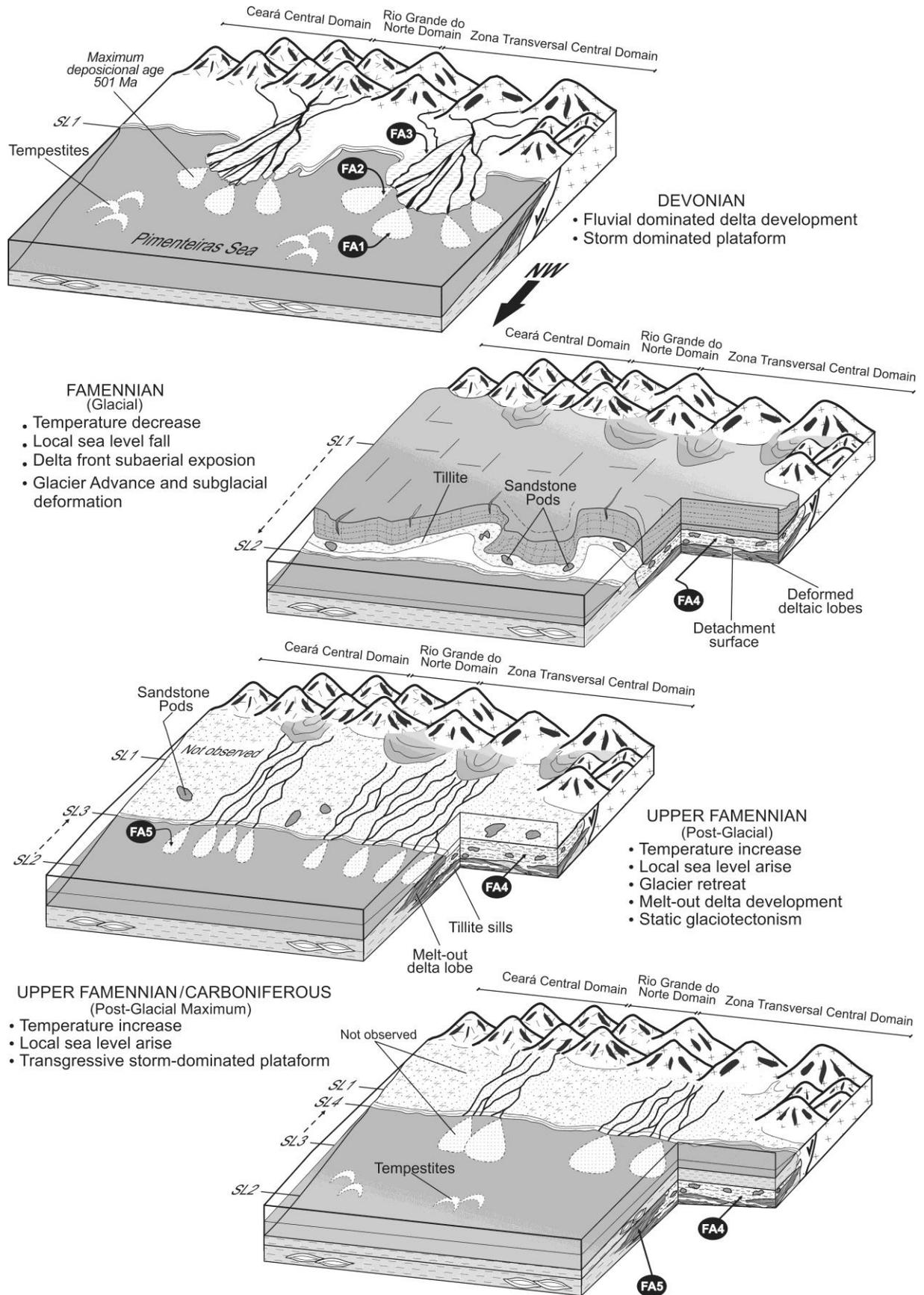


Figura 13. Legenda na próxima página.

Figura 13. Evolução paleoambiental do delta Cabeças na borda leste da Bacia do Parnaíba. No Devoniano foi instalado um sistema deltaico com idade máxima de deposição de 501 Ma e que progritava para NW sobre uma plataforma dominada por onda de tempestade. A migração do paleocontinente Gondwana para o polo sul no Famenniano resultou na queda da temperatura e instalação de condições glaciais na bacia. O Famenniano Superior é marcado por um período pós-glacial que resultou na elevação da temperatura, recuo da geleira, deformações relacionadas à glaciectônica estática e desenvolvimento de um delta de degelo. No início do Carbonífero a contínua perda de massa da geleira proporcionou a elevação do nível de mar local e implantação de uma plataforma dominada por onda de tempestade de caráter transgressivo e em condições pós-glaciais máxima. SL nível do mar.

Superior a Bacia do Parnaíba é submetida a temperaturas mais elevadas devido a migração da porção ocidental do paleocontinente Gondwana para zonas subtropicais. As novas condições paleoambientais iniciam um período pós-glacial que resultam na perda de massa da geleira, maior disponibilidade de água, deformações relacionadas ao glaciectonismo estático (*rebound*) e instalação de um sistema deltaico de degelo e; 4) O intervalo Famenniano-Carbonífero registra condições pós-glaciais máximas na Bacia do Parnaíba. Assim, a transferência de água das geleiras para a bacia promove a elevação do nível do mar local, afogamento do delta de degelo e implantação de uma plataforma rasa influenciada por ondas de tempestade de caráter transgressivo da Formação Longá.

Agradecimentos

À Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Combustível (ANP) pela concessão de bolsa de doutorado através do Programa de Formação de Recursos Humanos da Universidade Federal do Pará (PRH-06/UFPA) e Gabriel Salomão pelo auxílio com as análises geocronológicas. Este é um trabalho do grupo de pesquisa GSED/UFPA, deste modo agradecemos ao Msc. Isaac Rudnitzki, Msc. Hudson Santos e Msc. Luiz Saturnino pelas valiosas discussões e apoio na etapa de campo.

CAPÍTULO 5 MODELLING A GLACIER ADVANCE-RETREAT CYCLE OF THE UPPER DEVONIAN CABEÇAS FORMATION: EVIDENCE FOR THE FAMENNIAN GLACIATION IN THE EASTERN PARNAÍBA BASIN, BRAZIL

Roberto Cesar de Mendonça Barbosa^a, Afonso César Rodrigues Nogueira^a, Fábio Henrique Garcia Domingos^b

^a *Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Av. Bernardo Sayão, s/n, Guamá 66075-110, Brazil*

^b *Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Av. Bernardo Sayão, s/n, Guamá 66075-110, Brazil*

Resumo

Estruturas glacioteclônicas são observadas nos depósitos siliciclásticos da Formação Cabeças do Devoniano Superior na borda sudeste da Bacia do Parnaíba, Estado do Piauí, Brasil. A análise estratigráfica, faciológica e petrográfica em combinação com estudos geométrico-estruturais indicaram, pela primeira vez, a influência glacial nessa formação. Os depósitos desta unidade foram agrupados em três associações de fácies (AF1) representativas de um ciclo de avanço-recuo de geleiras sobre uma frente deltaica: frente deltaica (AF1), composta por pelitos maciços, arenitos finos a médios com estratificação sigmoidal e conglomerado maciço, organizados em ciclos granocrescentes e de espessamento ascendentes das camadas de arenitos; depósitos subglaciais (AF2) consistindo de diamictitos maciços seixoso (seixos de arenito, pelito e rochas vulcânicas), brechas intraformacionais e diversas feições de deformação como sills e diques clásticos preenchidos por diamictitos, dobras, falhas normais e de cavalgamento, *pods* de arenitos e plano de descolamento; e frente deltaica de degelo (AF3) constituída por arenitos com acamamento maciço, laminação plana e estratificação cruzada sigmoidal, localmente com deformações sin-sedimentares. A evolução da Formação Cabeças pode ser resumida em quatro fases Depositionais. A primeira fase foi marcada pela instalação de um sistema deltaico durante o período interglacial, advindo de áreas soerguidas da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. A segunda fase é caracterizada pelo avanço de geleiras costeiras durante o Fammeniano, causando cisalhamento tangencial e erosão do substrato e desenvolvendo uma superfície de descolamento sub-horizontal sobre os depósitos da AF1. Os sedimentos da AF1 apresentavam-se inconsolidados e saturados em água ou parcialmente consolidados pelo congelamento na temperatura acima do ponto de fusão do gelo foram deformados na zona subglacial (AF2). Depósitos de diamicton maciço e seixoso foram depositados na interface base da geleira/substrato concomitante com a formação da superfície de descolamento. O rompimento de camadas congeladas de areia pelo cisalhamento subglacial gerou lentes ou *pods* imersos em corpos lenticulares de diamicton em regime rúptil-dúctil. A terceira fase foi marcada pelo recuo das geleiras acompanhado pelo aumento relativo do nível do mar e a instalação de um sistema deltaico raso de alta energia (AF3) onde a deposição de sedimentos em camadas planas prevalecia sobre depósitos lobados. O contínuo raseamento da área de deposição foi atribuído ao *rebound* isostático pós-glacial. Estruturas que indicam instabilidades gravitacionais e alívio de pressão como falhas normais, escorregamento de massa, dobras e rotação dos *pods* de arenito foram relacionadas ao glacioteclonismo estático. Sedimentos liquefeitos e fluidizados foram injetados para zonas de baixa pressão como diques e *sills*. A

continuidade do aumento do nível do mar levou a deposição gradual de folhelhos e areias da Formação Longá na zona de *offshore/shoreface* no início do Carbonífero, precedendo uma das maiores transgressões de longa duração na Bacia do Parnaíba.

Palavras-chave: Formação Cabeças, estruturas glaciectônicas, glaciação famenniana, Bacia do Parnaíba.

Abstract

Glaciotectonic features were observed in the siliciclastic deposits of the Upper Devonian Cabeças Formation in the southeastern part of the Parnaíba Basin, State of Piauí, Brazil. The outcrop-based stratigraphic, facies and petrographic analysis in combination with geometric-structural studies indicate, by first time, the glacial influence in this formation. This unit is interpreted here as deltaic and glacial deposits organized in three facies associations (FA): deltaic front (FA1) composed by massive mudstone, sigmoidal cross-bedded fine to medium grained sandstone e massive conglomerate, organized in coarsening and thickening upward cycles; subglacial deposits (FA2) consisting of massive pebbly diamictite (pebbles of sandstone, mudstone and volcanic rocks), intraformational breccia and several deformational features as clastic dikes and sills filled by diamictites, folds, thrust and normal faults, sandstone pods and detachment plan; and melt-out delta front (FA3) constituted by massive, laminated and sigmoidal cross-bedded sandstones locally with synsedimentary deformations. The evolution of the Cabeças Formation can be summarized in three depositional phases. The first phase represents the installation of an expressive deltaic system (AF1), during interglacial period, supplied by uplifted areas in the southeastern border of the Parnaiba Basin. In the second phase coastal glacier advanced upon the deposits of the AF1 caused tangential shearing and erosion of the substrate developing a subhorizontal detachment surface. The water saturated sediments coeval with partially frozen sediments at temperature above the ice melting point were deformed in the subglacial zone (AF2). Massive pebbly diamicton were deposited in the basal glacier/substrate interface concomitantly with the generation of detachment surface. Disruption of sand beds caused by subglacial shearing formed lenses or pods immerses in diamicton beds in brittle-ductile regime. The third phase was marked by the retreat of glaciers accompanied by the relative sea level-rise and the installation of a high energy shallow delta (AF3). The sediment deposition in planar layers prevailed over lobed deposits and the continuous shallowing of the region was attributed to post-glacial isostatic rebound. Structures that indicate gravitational instabilities and pressure decrease as normal faults, landslide mass, folding and rotation of sandstone pods all of them related to the static glaciectonism. Fluidized and liquefied sediments were injected to the low pressure zones as dykes and sill. The continuity of the sea-level rise led the gradual deposition of shale and sand in the offshore/shoreface zone related to the Lower Carboniferous Longá Formation, preceding the most long-term transgression in the Parnaiba Basin.

Keywords: Cabeças Formation, glaciectonic structures, Famennian glaciation, Parnaíba Basin.

5.1 INTRODUCTION

Gondwana glaciogene successions have been the focus of several recent stratigraphic studies, because they potential petroliferous systems. One of the key reasons is the favorable condition for hydrocarbon generation related to the presence of thick layers of transgressive post-glacial black shale, whereas sandstones sandwiched by fine grained glacio-marine facies represent possible reservoir rocks (Vesely *et al.* 2007, Assine & Vesely 2008, Fielding *et al.* 2012). Glacial deposits in the Western Gondwana are particularly well preserved in the SouthAmerica's Paleozoic basins (Tables 1988, Cunha *et al.* 1994, Loboziak *et al.* 2000, Streel *et al.* 2000, Isaacson *et al.* 2008). In Northern Brazil, rocks of Famennian age (374 to 359 Ma) of the Upper Cabeças Formation represent the main reservoir units of the Mesodevonian-Eocarboniferous petroliferous system of the Parnaíba Basin. These rocks are well exposed in the northeast and southwest parts of the basin. The glacial influence on this unit has been suggested only by the presence of diamictites with pebbles including exotic and faceted clasts and rare striated pavements (Caputo *et al.* 1971, Carozzi *et al.* 1975, Carozzi *et al.* 1973, Caputo 1985, Caputo & Crowell 1985, Costa *et al.*, 1994, Caputo & Crowell 1985, Grahn 1991 e 1992, Grahn & Paris 1992, Rocha-Campos *et al.* 2000, Soares *et al.* 2005). Glaciotectonic features result from the stress produced by the weight and movement of a glacier over underlying sediments; and the resulting centimeter scale features are comparable with tectonic structures, are generally of small scale and tend to dissappear with increasing of depth (Banham 1977, Nielsen 1988).

The new occurrence of glacial pebbly diamictites with deformational structures belonging of the Cabeças Formation in the southeastern border of the Parnaíba Basin, Oeiras region, State of Piauí, Brazil, indicates that glacial sedimentation in the basin was wider than reported in the literature (Fig 1). Additionally, evaluation of the deformational structures within the regional tectonic context strongly indicates the glaciotectionic origin for them. This glaciotectionic structures were analyzed in combination with stratigraphic, facies and petrographic data confirming the influence of glaciers in the southeastern portion of the Parnaíba Basin during Famennian. The work also contributes to understand the role of glacial successions in the development of petroliferous systems in the sedimentary basins of the Western Gondwana.

5.2 GEOLOGICAL CONTEXT

The Parnaíba Basin located in the northern Brazil has an area of approximately 600.000 km² (Fig. 1A). Its sedimentary record with thickness up to 3,500 m consists of siliciclastic and chemical rocks mainly of Paleozoic age, as well as, Jurassic to Cretaceous volcanic rock. Biostratigraphic data and regional unconformities recognized in seismic sections allowed to divide the sedimentary succession of the Parnaíba Basin in five supersequences (Almeida & Carneiro 2004, Vaz *et al.* 2007): 1) Silurian, 2) Mesodevonian-Eocarboniferous, 3) Neocarboniferous-Eotriassic, 4) Jurassic and 5) Cretaceous. The discovery of oil and natural gas in the Mesodevonian–Eocarboníferous supersequence, characterized by siliciclastic deposits of the Caninde Group, enlarge the demand for acquisition of new geological information in an attempt to improve the characterization of the petroliferous system. The main units of the Mesodevonian- Eocarbonifero petroliferous system are the Pimenteiras, Cabeças and Longá formations being the black shales of the Pimenteiras Formation with total organic carbon content of 2% and type II and III kerogens. The reservoir rocks are the sandstones of the Cabeças Formation and the sealant rock are the shale of the Longá Formation (Goes *et al* 1990; Fig 2). The Cabeças Formation consists in medium to coarse grained sandstone interbedded with siltstone and shale deposited in tidal and storm-influenced shelf environment (Goes & Feijo 1994; Vaz *et al* 2007, Ponciano & Della Favera 2009).

The first indication of glacial strata in the upper portion of the Cabeças Formation was suggested by Kegel (1953), which identified in drill cores, diamictites with striated and faceted pebbles of quartz and crystalline rocks. Afterwards, Carozzi (1980) and Caputo *et al.* (2008) found in striated pavements in sandstones on the eastern edge of the Parnaíba Basin. Striations show a consistent northeastern orientation and these authors suggest the glacier advancing towards the southwest of the basin. Moore (1963) and Caputo (1985) analyzed outcrops of the Cabeças Formation in the southwestern border of the Parnaíba Basin and described foliated diamictites with striated, faceted and exotic (extra-basinal clasts) pebbles between layers of sandstones with massive bedding and water escape structures. These authors interpret that plastic deformations were produced from the movement of glaciers, were restricted to the Cabeças Formation and did not affect the overlying and underlying sedimentary units, respectively, the Pimenteiras and Longa formations. Granhn *et al.* (2006) and Strel *et*

al. (2013) inferred Late Famennian age for these diamictites based in the presence of miospores of LE (*R.lepidophyta* - *H. explanatus*) and LN (*R.lepidophyta* - *V. nitidus*) zones established to the Western Europe.

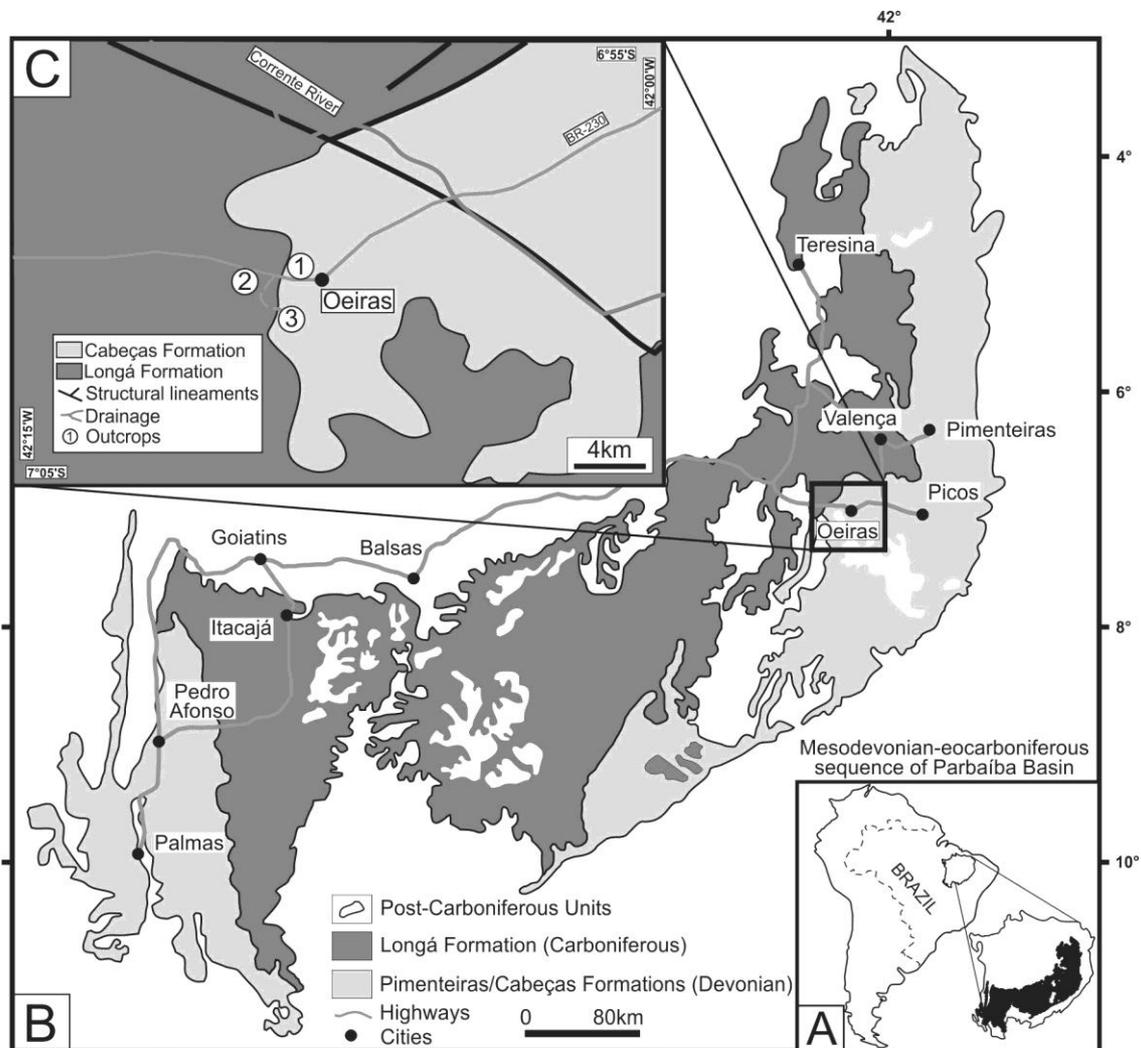


Figure 1. Geological and location map of the studied area. A) Exposure area (marked in black) of Mesodevonian-Eocarboniferous sequence in the Parnaíba Basin. B) Spatial distribution of the Pimenteiras, Cabeças e Longá formations. C) Geology of the Oeiras town, State of Piauí, with location of the studied outcrops (Modified from Radam 1973).

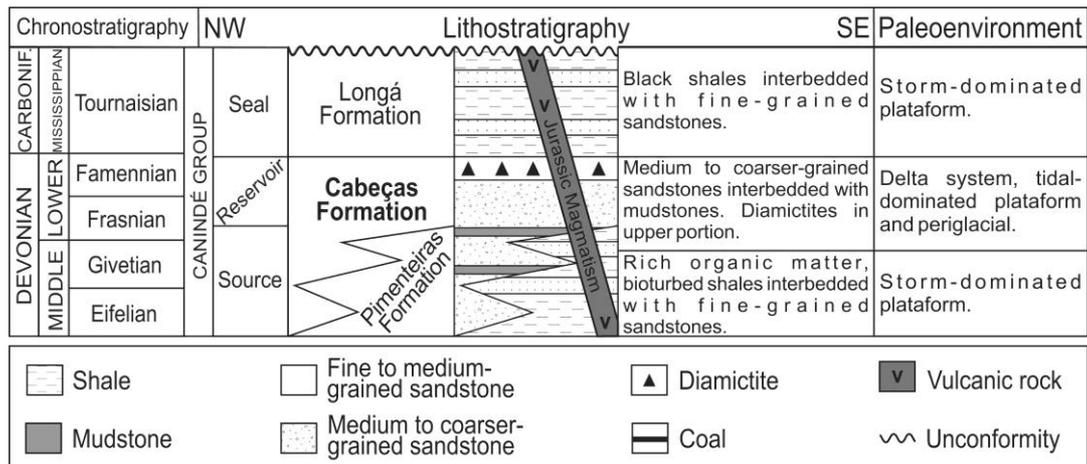


Figure 2 - Simplified stratigraphic column of the Mesodevonian-Eocarboniferous supersequence of the Parnaíba Basin, represented by Caninde Group. Diamictite of Cabeças Formation was dated in the Upper Famennian based in palynomorphs. (Granhn *et al.* 2006, Vaz *et al.* 2007, Streel *et al.* 2013).

5.3 METHODS

Based-outcrop facies and stratigraphic data (cf. Miall 1985, Wizevic 1991; Arnot *et al.* 1997) were collected from outcrops along the BR-230 highway and secondary roads near of Oeiras town, State of Piauí (Fig. 1C). In the study of deformed facies was used the structural analysis according with the conception of Ramsay & Huber (1983 and 1987) and Hancock (1994). This technique treats the linear and planar elements of the rocks using geometric and kinematic analyzes. In this work, however, was performed only geometric analysis investigating the nature, spatial behavior and relationships of overlapping structures. The identification of large and small-scale glaciotectionic structures followed the proposal of Hart & Boulton (1991) for the mapping of geometry and bedding and planar features were measured with compass plotted in stereographic projection diagrams (network-Lambert Schmidt, lower hemisphere) using the Open Stereo software.

The semiarid climate with long dry season, as well as, the predominance of savanna vegetation allows the preservation of excellent outcrops. Three oriented samples of diamictites were collected for microstructural analysis using petrographic microscope. The detrital components, microfabric (particle orientation measured from thin section) and microstructures in diamictites (van der Meer 1993, Menzies *et al.* 2000) were quantified by counting at least 300 points on each thin-section. The microfabric was described in ten fragments of rock, coated with gold thin film and analyzed in the Scanning Electron Microscope (SEM) Model 1450 - LED VP in

laboratory of the Emilio Goeldi Paraense Museum. The identification of clay minerals by x-ray diffraction (XRD) used the diffractometer X'Pert Pro PANalytical (40kV and 40mA), equipped with a copper tube and graphite monochromator, of the laboratory of the Federal University of Para.

5.4 GLACIO-DELTAIC DEPOSITS OF CABEÇAS FORMATION

5.4.1 Facies Analysis and Stratigraphic

Outcrops of the Cabeças Formation near the Oeiras town, State of Piauí, in the southeastern border of the Parnaíba Basin are concentrated mainly in road cuts along the BR-230 highway and have maximum thickness of 14m and are laterally continuous for over 60m. The general lithology includes whitish gray sandstones, diamictites and purplish red mudstones. Eight sedimentary facies were identified and are presented in a columnar stratigraphic section shown in the figure 3. The facies were grouped into three associations (FA) comprising deposits of FA1 - deltaic front, FA2 – subglacial, and FA3-melt-out deltaic front (Table 1, Fig 3).

5.4.1.1 Deltaic front (FA1)

This association is 5m thick and consists of fine to medium grained sandstone with lenticular and amalgamated beds with predominance of sigmoidal lobe geometry, generally in contact with subglacial deposits of the AF2. The main facies of FA1 are massive mudstone (facies Mm), sigmoidal cross-bedded sandstone (facies Ss) and massive conglomerate (Cm) generally organized in coarsening/thickening upward meter-scale cycles (Table 1, Figs 3, 4 and 5). The sigmoidal lobes are internally composed by facies Ss with cross bedding laterally pass to subcritical climbing ripple-cross lamination and locally occurs ball- and- pillow structure. Lenticular beds of the facies Cm and Mm are interbedded with sandy lobes.

Table 1. Facies and sedimentary processes of Upper Devonian Cabeças Formation in the Oeiras region, State of Piauí, Northeastern Brazil.

Facies	Description	Sedimentary Process
Massive Mudstone (Mm)	Lenticular massive mudstones.	Deposition of clays under low energy conditions.
Massive Sandstone (Sm)	Lenticular beds of massive fine-grained sandstones.	Fast sand deposition, primary structures obliterated due to liquefaction and/or absence of granulometric contrast.
Parallel Laminated Sandstone (Sp)	Lenticular/Tabular beds of fine-grained sandstones with parallel lamination.	Deposition of sandy plume by suspension induced by hyperpycnal flow and/or sandy sheet deposition under high energy condition.
Sigmoidal Cross-bedding Sandstone (Ss)	Sigmoidally cross-bedded fine to medium-grained sandstones whose toe sets pass laterally into climbing ripple cross lamination. This facies represents the top of coarsening-upward cycles. Occasionally, coarser grains (quartz and silex) are segregated in the foresets. Ball-and-pillow structures. Paleocurrents oriented toward NW.	Unidirectional flow, transitional to upper flow regime, wave-ripple migration due to high rate of suspended sediments. Coarser grains on foresets associated with grain fall and partial liquefaction related to plastic readjustment in water saturated sediments.
Massive Diamictite (Dm)	Sub horizontal sills and dyke filled by massive matrix-supported-conglomerates, hosted preferentially on sigmoidal cross-bedded sandstones. Exotic and faceted clasts (volcanic, silex and mudrocks), as well as, micro lenses of deformed siltstone in sandy-pelitic matrix. Micro folds with vergence toward NW.	Abrasion and erosion of the substrate by glacial flow. Plastic readjustments diamicton toward lower pressure regions associated with retreat glacial conditions.
Diamictite with Pods (Dp)	Massive matrix-supported conglomerates with irregular sandstone pods with up to 2m (minor axis), exotic and faceted clasts (volcanic, silex and mudrocks), immersed in sandy-pelitic matrix. Deformation structures (faults and folds) are emphasized by sandstone pods. Vertical sandy dikes up to 40cm thick occur occasionally.	Abrasion and erosion of the substrate by glacial flow. Water saturated sediments detached from substrate by subglacial mass transport. Brittle and ductile deformation related to glacial retreat.
Intraformational Breccia (Bi)	Tabular and curved muddy clasts about 15cm thick (major axis), immersed in sandy-pelitic matrix, restricted to diamictite massive mudstone in the contact region.	Hydraulic fracturing and deformation of tabular mudstone clasts related to injection of diamicton.
Massive Conglomerate (Cm)	Thin lenses of massive conglomerate with subrounded pebbles (quartz and mudrock) supported by sandy matrix.	Deposition from mass flow.

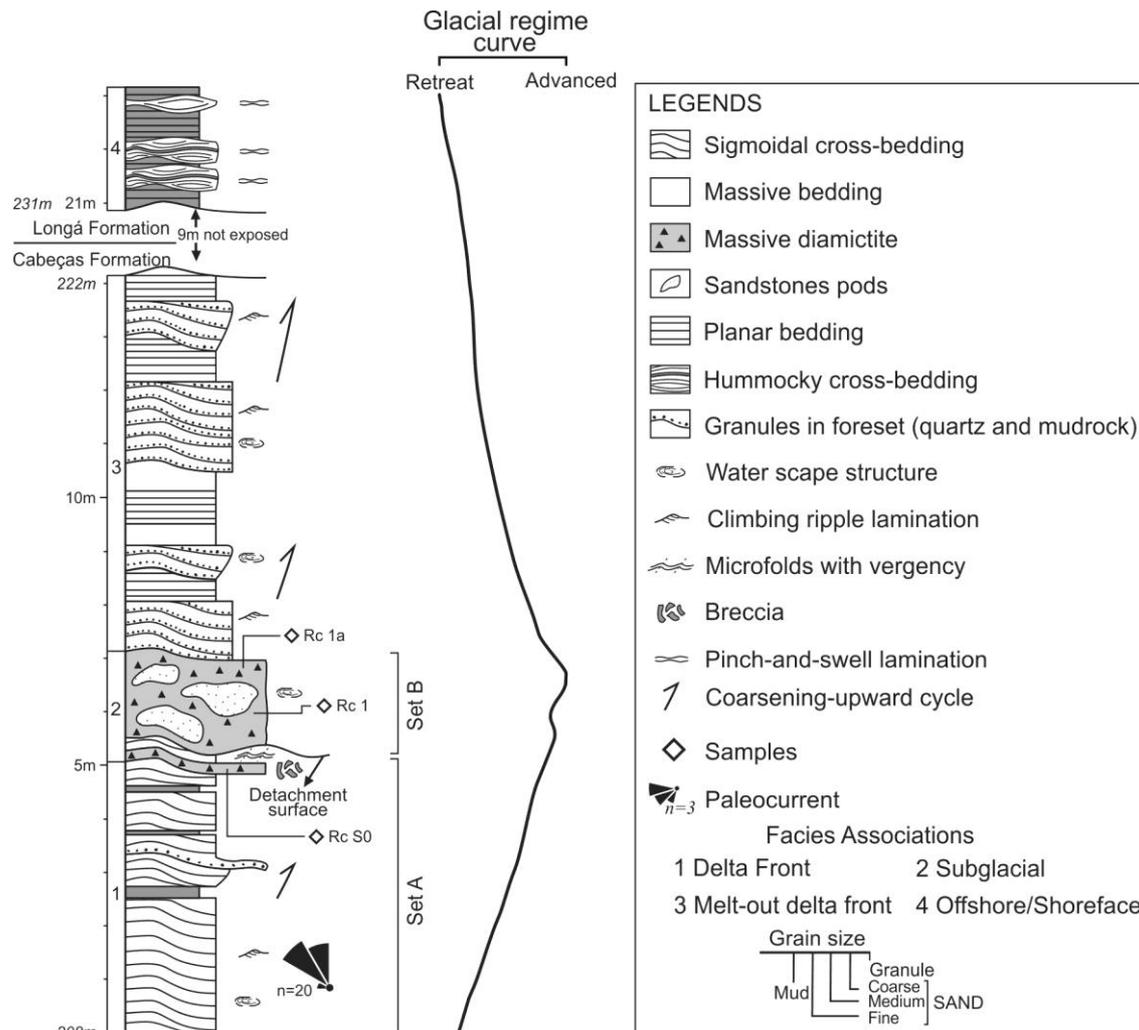


Figure 3. Composite stratigraphic section of the Cabeças and Longá formations exposed in Oeiras region, State of Piauí, Brazil. The advanced and retreat curve of the glacier and stratigraphic position of the collected samples for petrographic and microstructural analysis. Deltaic deposits of Cabeças Formation are underlied by transgressive deposits of the Longá Formation related to regional glacio-eustatic rise. Sets A and B represent glaciotectionic partitioning (described in the item “glaciotectionic structures”).

The sigmoidal lobes (facies Ss) indicate migration preferentially to the NW under unidirectional flow and transitional to upper flow regime with high rate of suspended load (Røe 1987). The presence of ball-and-pillow structure suggests partial liquefaction of unconsolidated and water saturated sediments (Lowe 1975; Owen 2003). The facies Ss and Mm are related to the deceleration of the sediments in the distal portion of the sigmoidal lobes. The deceleration of the sedimentary influx generated facies with predominance of bed load and suspended load processes that pass progressively for deposition of clays by suspension of the facies Mm (Røe 1987, Potter

et al. 2005). Lenticular bodies of facies Cm suggest restricted contribution of sandy gravels associated with the deltaic lobes (Mutti *et al* 2003; Olariu & Bhattacharya 2006). Sandstone bodies with sigmoidal and complex geometry arranged coarsening and thickening upward cycles are compatible with the progradation of sands to the low energy receiving basin (e.g. lakes), related to the deltaic front deposits (Bhattacharya 2010). Structures formed by wave and tide and subaerial exposure were not observed corroborating the deltaic front interpretation for FA1.

5.4.1.2 Subglacial deposits (AF2)

The AF2 forms lenticular bodies laterally continuous for dozens of meters and generally are interbedded in the AF1 (Tab.1, Figs 3, 4, 6 and 7). The AF2 is constituted of massive pebbly diamictite (facies Dm), diamictite with pods of sandstone (facies Dp) and intraformational breccia (facies Bi). Boulders and polished and/or faceted pebbles, immersed in the pelitic-sandy matrix of diamictites (facies Dp), are of sandstone, mudstone, volcanic rocks and chert (Fig. 6A). The limit between sandstone beds of AF1 and diamictites is marked by a deformed zone with development of an expressive subhorizontal plane interpreted here as detachment surface separating underformed and deformed strata (Fig. 4). Subvertical injection dikes are filled with fine to medium grained sandstone occur locally cutting the facies Dp (Fig. 6B). Brittle-deformational synsedimentary structures as folds, normal and reverse faults are indicated by undulated beds and displacement of sandstone bodies isolated in the facies Dp (Figs. 7A, 7B and 7D). Subhorizontal sills of facies Dm facies occur between beds with sigmoidal lobes of the AF1 and chaotic intraformational breccias (facies Bi) with tabular and curved mudstone clasts immersed in the facies Dm (Fig. 7C).

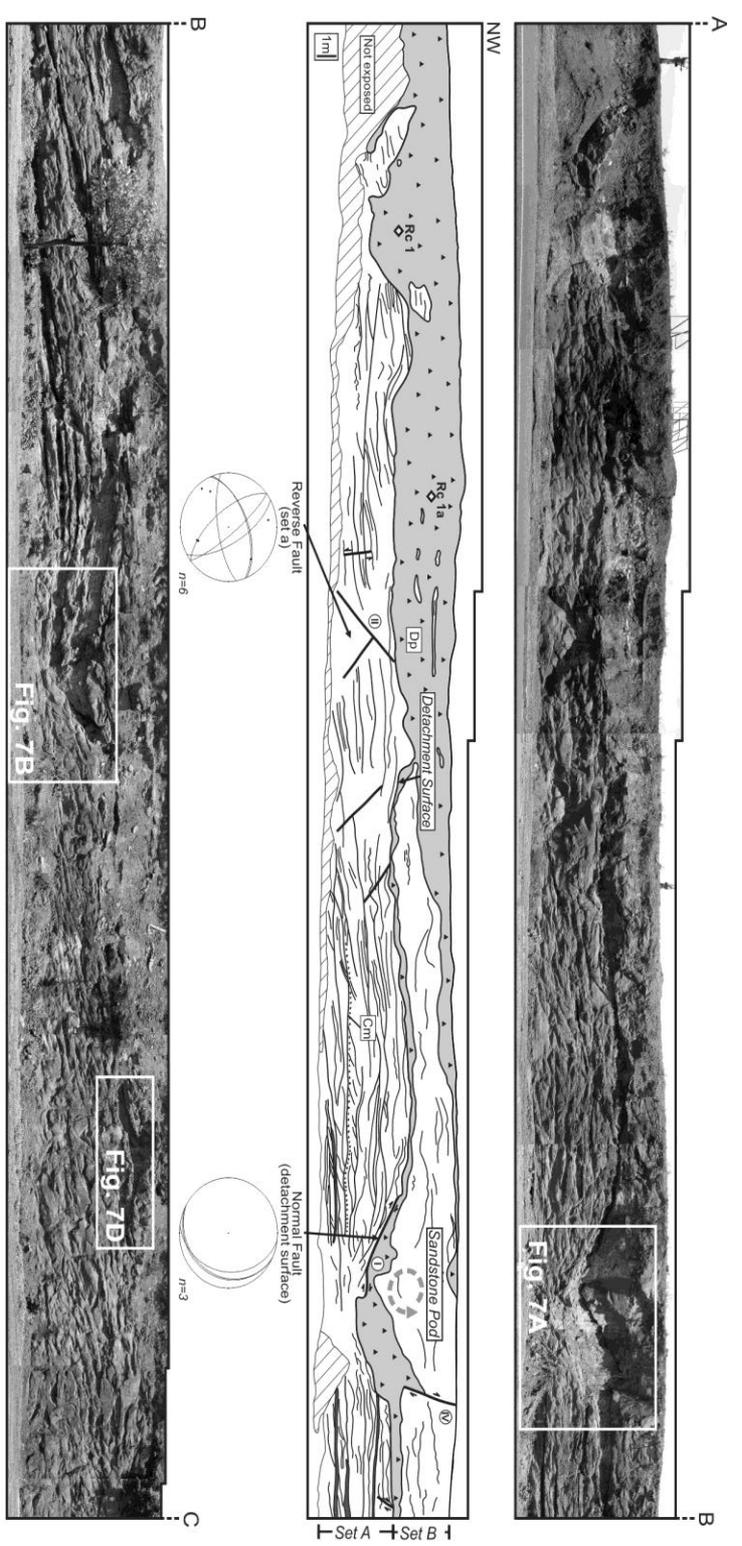


Figure 4. Panoramic Section with the geometry internal structure of glacio-deltaic deposits of Cabezas Formation. Glaciotectionics feature with stereographic projection diagrams and location of samples used for petrographic analysis and microtectonic (S0 Rc Rc 1a). The section structural analyzed was divided into two sets (Set A and Set B) bounded by a surface of the detachment. Numbers I to VI indicate the specific glaciotectionics structures (in item description Glaciotectionic Structures).

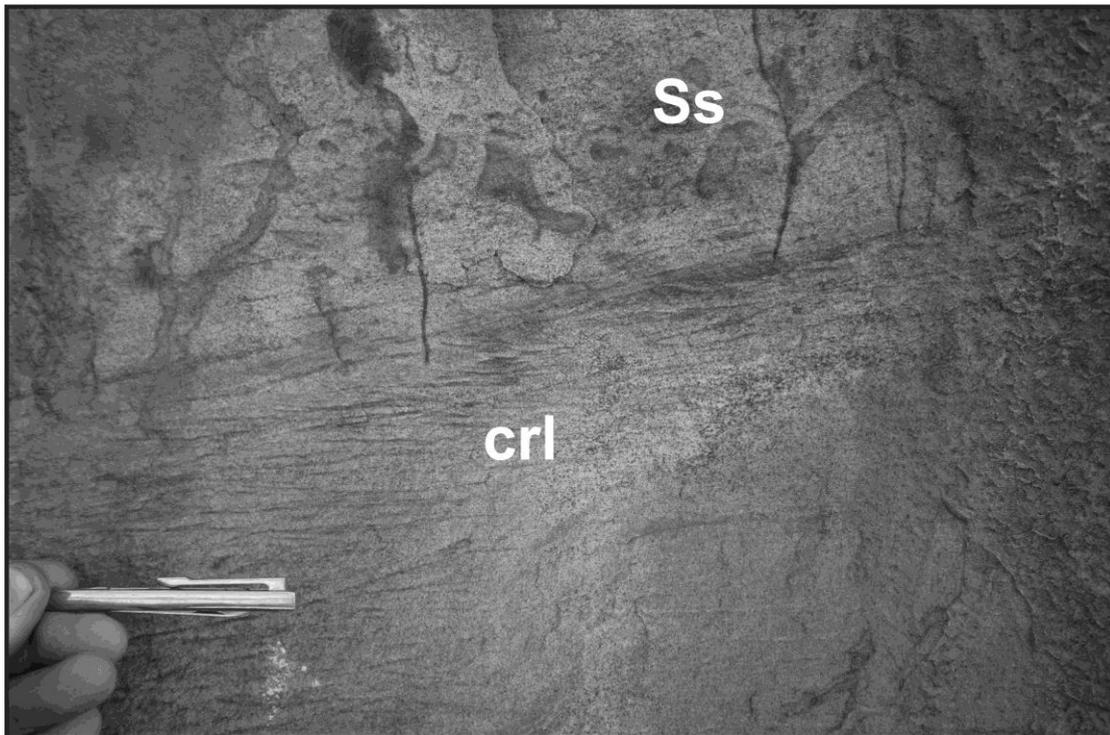


Figure 5. Thrusting cross- lamination (CRL) in the distal portion of the sigmoidal lobes with sigmoidal cross- stratification (facies Ss). Scale approximately 10 cm.

In thin sections, very poorly sorted, fine- to coarse-grained muddy sand diamictites with predominantly sub-rounded to sub-angular grains and loose packing (packing index between 7 and 13) are classified as quartz arenite (Fig. 8; Folk 1974). Monocrystalline quartz grains with undulatory extinction (mean of 40 %; Fig. 8A) and rare feldspar grains (less than 1 %) where k-feldspar dominate over plagioclase and both generally exhibit dissolution features. The rock fragments are basically siltstone and mudstone (maximum of 0.30 % of the total rock volume), but also deformed siltstone lenses in the matrix are found. Heavy minerals are represented mainly by zircon and staurolite (maximum of 0.60 % of the total rock volume). The matrix is composed of quartz grains of silt size and muscovite (average 0.90 %), as well as, iron oxides/hydroxides (maximum of 49.70% of total volume) occurs filling completely the intergranular spaces. Clay minerals identified by XRD include kaolinite, smectite and illite. The secondary porosity in the diamictite is moldic (0.90%), of contraction (0.60 %) and intragranular (0.30 %). Moldic pores have sizes between 130 and 450 μ m and sometimes exhibit tabular form (Fig. 8C). The contraction pores are irregular in shape and develop in the siliciclastic matrix, but in the regions of contact between the pores

and the framework tend to follow the grain edge isolating partially the matrix in the form of cutans (Fig. 8D). In general, the contraction pores are isolated with up to 20 μ m thick, and can reach up to 900 μ m in length. Intragranular pores are found primarily in feldspar grains and exhibit dimensions between 15 μ m and 35 μ m.

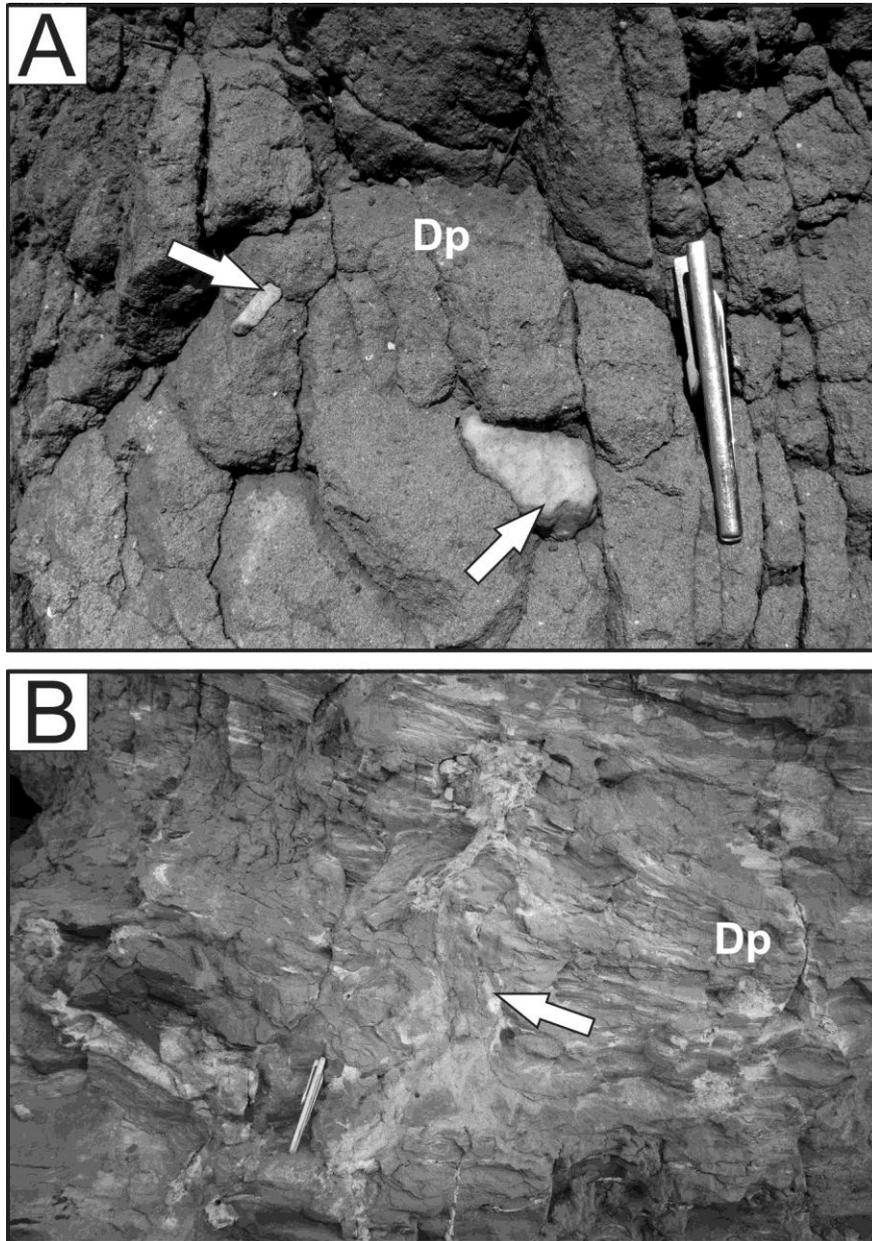


Figure 6. Subglacial deposits of the Cabeças Formation. A) Exotic and faceted pebbles (arrows) in sandy matrix of diamictite. B) Massive diamictite (facies Dp) and subvertical injection dykes (arrow).

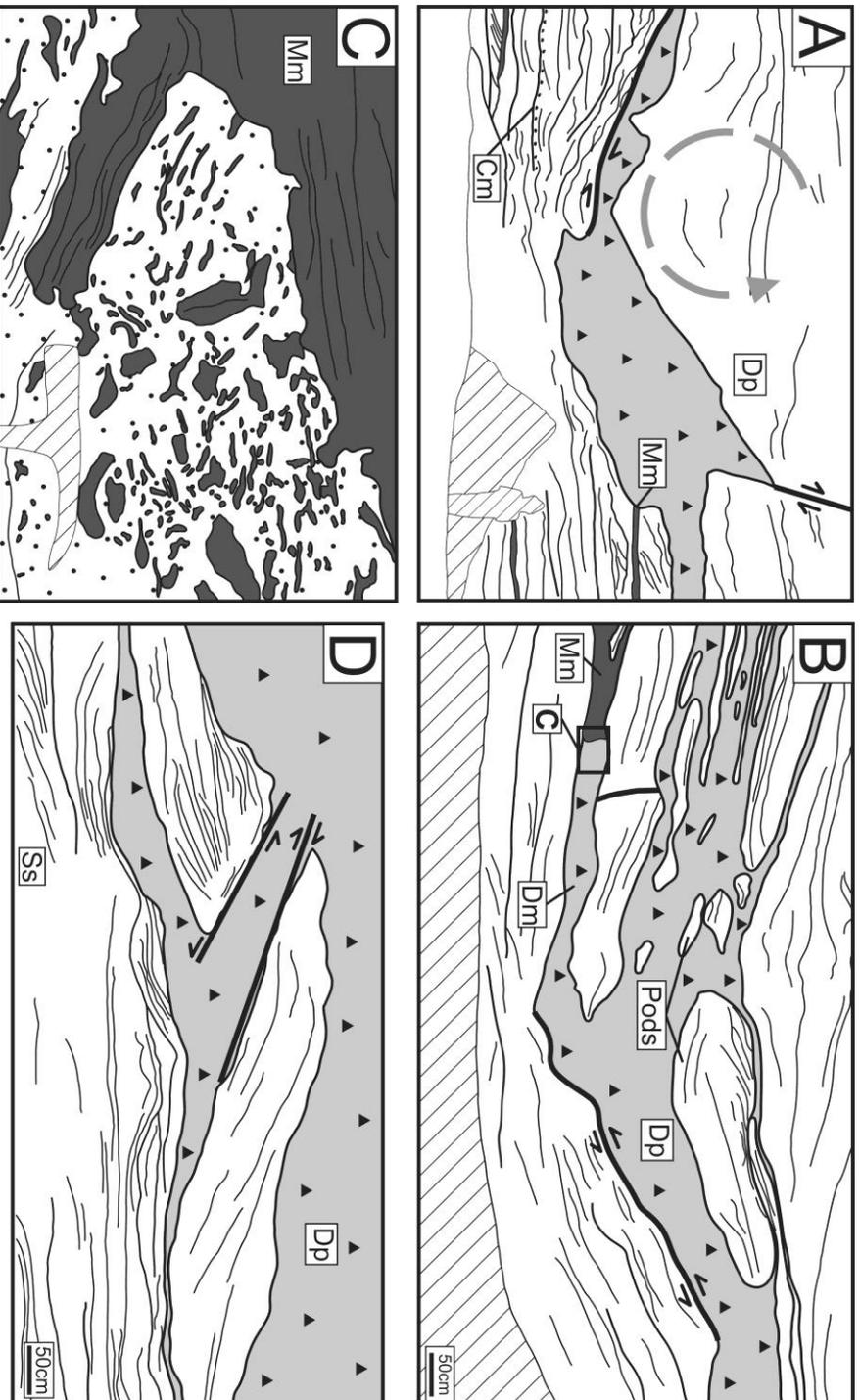


Figure 7. Deformational structures in the subglacial deposits of the Cabeças Formation. A) Conjugate faults related to sinistral rotation in normal fault system and sandstone pods in the diamictite (facies Dp), associated with massive conglomerate (facies Cm) and massive mudstone (facies Mm). B) Faults and pods of fine sandstone inside in the facies Dp. Note the subhorizontal behavior of diamictite like a sill between sandstone beds of the deltaic front association (AF1) with development of low angle detachment surface in the contact. C) Tabular and irregular fragments in intraformational breccia (facies Bi). The fragments exhibit very irregular and curved outlines. D) Disruption of lenses of sigmoidal cross-bedded sandstone and beds of the facies Ss.

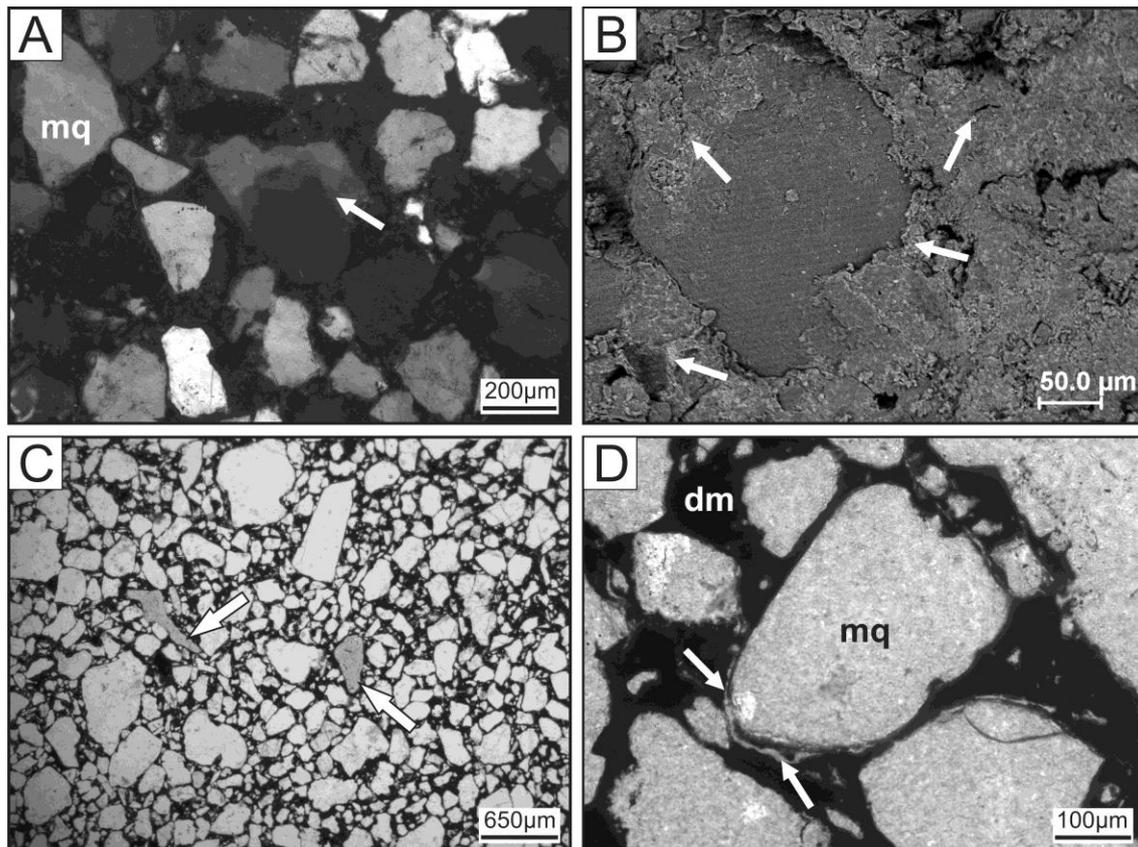


Figure 8. Main Aspects of the primary composition and pore system of the Cabeças diamictite. A) Undulating extinction in monocrySTALLINE quartz (mp) indicated by arrow. B) SEM image of secondary electrons with detail of the siliciclastic depositional matrix with iron oxide/hydroxide (light gray). C) Moldic pores (arrows). D) Interstitial contraction pore (arrows) in depositional matrix (dm). Note that the region of the pore limit with the framework is observed part of the matrix in the grain edge. A with XN (cross nicols); C and D with //N (paralle nicols).

Glacial transport is characterized by sediments with different grain sizes which are incorporated into the substrate (FA1) during high strain. The tension caused by the glacier displacement in combination with the abrasive process due the friction between ice and the sediments generating texturally immature deposits (diamicton) with faceted, polished and/or striated clasts. The intergranular spaces are completely filled by siliciclastic matrix (Vesely & Sign 2008, Eyles & Eyles 2010). In situations where the stresses imposed by glacial flow during advance and retreat of the glacier, exceed the strength of the previously deposited material positioned below or in front of glacier, brittle (failure) and ductile (folds) structures can be formed according with the deformation conditions (e.g. magnitude of strain and rheology of deformed deposits). Thus, deformed sandstone lenses in the facies Dp are interpreted as pod structure

resulting of the assimilation of unconsolidated or partially consolidated (frozen?) deposits of the AF1 during the glacial transport. Detachment surface was installed mainly in the contact between diamicton and sigmoidal sandy lobes. This contact zone, due the rheologic difference, was favorable for the propagation of the movement induced by glaciers, generating a detachment surface similar those described by Van der Wateren (1986), Boulton & Hindmarsh (1987), Fernlund (1988) and Kessler *et al.* (2012).

Sandstone dikes and sills of facies Dm were formed by injection of fluidized sediments for lower pressure zones, following mainly the primary anisotropy (bedding) of the AF1 (c.f. von Brunn & Talbot 1986, Jolly & Lonergan 2002). The injection of sediment of the facies Dm under relatively high pressures induced the process of hydraulic fracturing of the host rock (facies Mm) and generated intraformational breccias (Rijsdijk *et al.* 1999, Passchier 2000). The glacial transport is made by basal sliding and become more effective in glaciers with wet base due to the lubricating action of the thin film of water (Eyles & Eyles 2010). Deformed sandstone lenses or pods indicated that the base of glacier slid over a water saturated sedimentary substrate (AF1) dominated by plastic deformation. Additionally, sills and injection dikes are filled by diamictite corroborating with this interpretation.

The main structures observed in the AF2 is characterized by subhorizontal plans indicative of the tangential stress field resulting from stress exerted by the weight glacier versus glacial flow over sediment (see Moran 1971 , Nielsen 1988 , Owen 1989 , Fernlund 1994). Structures generated in this situation are described by several authors in Quaternary subglacial environments (Moran 1971, Thomas 1984, Berthelsen 1979, Nielsen 1988, Ingolfsson 1988, Owen 1989, Kluiving *et al.* 1991, Fernlund 1994, Hicock *et al.* 1996). The subglacial environment is considered by many authors as one of the most complex, because involves the superposition of different events that include deposition, erosion and deformation (Hicock *et al.* 1996). Both theoretical considerations and field observations indicate that abrasion, crushing and grinding of clasts strongly influence the lithological characteristics of subglacial deposits (Brodzikowski & van Loon 1991). The region of Oeiras is far from or tectonically active structural lineaments and domains. Additionally, the observed deformational structures differ from orogenic or features developed by crustal movements because are usually of smaller scale and are intraformational, tending to disappear with the increase of the depth (Banham 1977, Nielsen 1988).

5.4.1.3 Melt-out deltaic front (AF3)

This association is 7m thick of lenticular and subordinately tabular beds of fine to medium grained sandstone that overlying the subglacial deposits of the FA2 (Table 1, Figs 3 and 4). The AF3 consists of massive sandstone (facies Sm), sandstone with flat lamination (facies Sp) and sigmoidal cross-bedded sandstone (facies Ss). The sigmoidal lobes form a complex bedform that include the facies Ss characterized by cross strata that pass laterally to subcritically climbing ripple cross lamination. Concentration of coarse sand grains in the foreset outlined the cross strata of the facies Ss (Fig. 9). Sandstones with massive bedding (facies Sm) are associated with synsedimentary deformation (ball- and- pillow structure) commonly observed in the sigmoidal lobes. Tabular beds of fine grained sandstones (facies Sp) occur interbedded with the sigmoidal lobes.

The AF3 is partially comparable with FA1 in interpretation. Sigmoidal lobes suggest migration of sand under unidirectional flow and transitional to upper flow regime with high rate of suspended load (RØe 1987). The presence of climbing ripple cross lamination (facies Ss) in the distal portion of the sigmoidal lobes is consistent with this interpretation (RØe 1987, Mutti *et al* 2003). The Sm facies reinforces the high influx of unconsolidated and water saturated induced by total (massive bedding) and partial (ball- and- pillow) liquefaction (Lowe 1975, Owen 2003). Coarse sand grains laminae in the foresets of the sigmoidal cross-bedding are related to the segregation of coarse grains during the migration of small-scale bedform in the stoss side of the sigmoidal lobes and deposited in the lee side (Slingerland 1984). Tabular beds with even parallel stratification (facies Sp) interbedded with the sigmoidal lobes point to the deposition of sand sheets during periods of high energy and high influx of sediments (Mutti *et al.* 2003). The association between sandstone bodies with planar and lobe geometries suggest changes in the post-glacial sedimentation pattern. While the lobes indicate deposition by fast flow deceleration in a relative thick accommodation space, the sand sheets were deposited by shallow and high energy flooding (Blazauskas *et al.* 2007).

The stratigraphic position of AF3, immediately above the subglacial deposits of the AF2, indicates deposition induced by the energy variation of the ice-melt waters discharge in a deltaic front (Eyles & Eyles 2010). The abundance of structures with contribution of suspended load (e.g. climbing ripple-cross lamination), fluidization and

liquefaction of sand beds, high sediment inflow in shallow waters, as well as, the occurrence of coarse-grained sand segregated in the lobe foresets reinforce this interpretation. Despite the AF3 have the same paleoenvironmental interpretation of the AF1 (delta front), the stratigraphic position, the absence of glaciotectionic structures and proximity with lower shoreface/offshore deposits of the underlying Longa Formation suggest a distal region in relation to the glacier margin (Knight 2012).

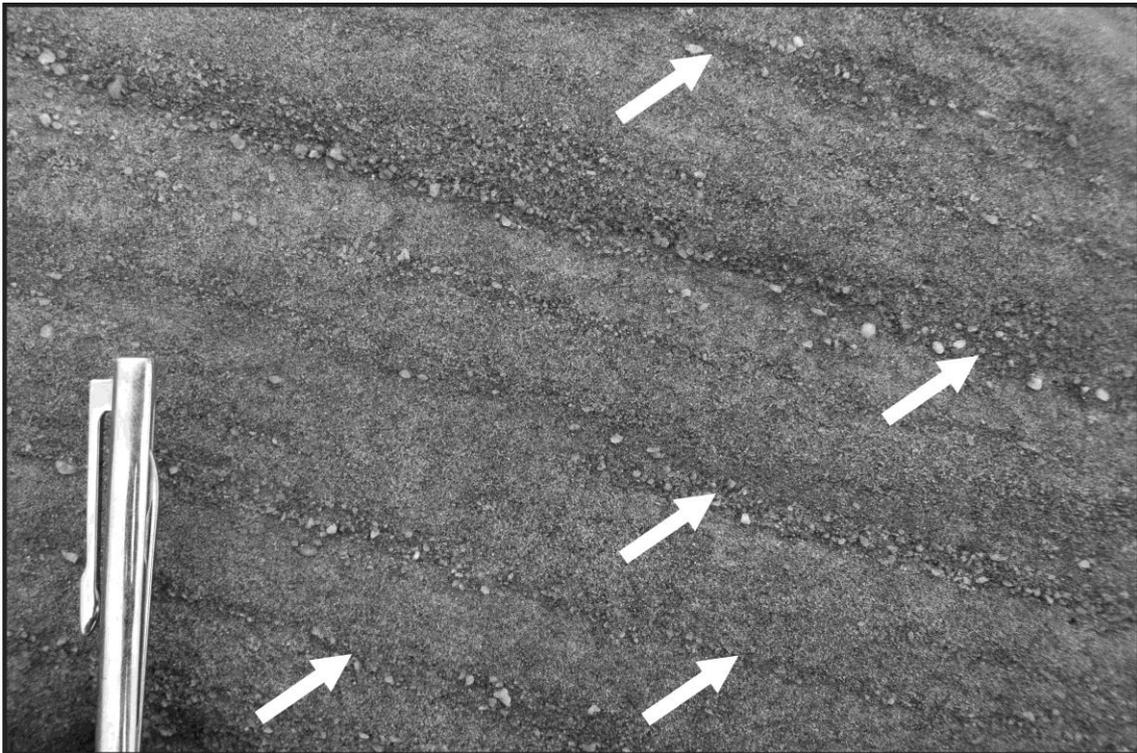


Figure 9. Segregation of coarse grains in the foresets (arrows) of the facies Ss in the deltaic front deposits. Scale = 10cm.

5.4.2 Glaciotectionic Structures

5.4.2.1 Large to small-scale features

The main glaciotectionic structures identified in outcrop are the detachment surfaces extending laterally for dozens of meters and develop mainly in the contact between sandstones of the AF1 and diamictite of the AF2 (Figs. 3 and 4). These surfaces exhibit sub-horizontal to slightly inclined geometry with dips between 25°-30° and generally are truncated by NE-SW trending normal faults with dips low to moderate (21°-42° NW) and subordinately reverse faults. The fault planes are highlighted by a thin layer of ferruginized siltstone with up to 30 mm thick and locally exhibit angular fragments of sandstone with up to 6 cm in diameter (Fig. 10). Some of the fault planes

exhibit steps and striations (slickenlines/slickensides) dipping 40° NW (sector I, Fig. 7B) and kinematic indication of displacement of the roof to the NW.

Two structural domains or sets, limited by detachment surfaces were identified: Set A, that include features found in FA1, and Set B, comprising structures found in the FA2 (Fig. 4). The structures observed in Set A are represented by normal and thrust faults, sub- horizontal sills (facies Dm), breccia (facies Bi) and the bedding locally forming open folds. The Set B is characterized by sandstone pods, reverse and normal faults (sector IV; Fig. 7A), disrupted beds (sector V, Fig. 7D) and subvertical injection dikes filled by fine to medium grained sandstone cutting the facies Dp (Fig. 6). Locally, sandstone pod exhibits sigmoidal geometry suggesting sinistral rotation to NW resulting of the displacement along of a NE-SW trending thrust fault (sector IV) with low dip angles (18° - 30° SE) and a NE -SW trending normal fault with high dip angles (60° - 80° NW) truncating the detachment surface (sector I). These faults cause disruption of sandstone beds observed inside in the facies Dp, forming open folds in the sandstone facies Ss with inter flanks angles between 150° - 170° (sector III; Fig. 4B). (Fig. 7). The faults are oriented to the NW- SE and ENE-WSW with dip angles of moderate to high (60° - 70° ; Sector II), sills of the facies Dm occur hosted predominantly along of the bedding of the AF1 and are associated with breccia (facies Bi) (Fig. 7C).

5.4.2.2 Micro-scale features

The diamictites are generally massive in macroscopic scale, but the microstructural analysis of oriented thin-sections of the matrix (facies Dp) revealed a S-matrix type microfabric, characterized by sub-rounded to sub-angular grains and moldic porosity (Fig. 11). Large, sub-angular grains displaying low sphericity exhibit NE -SW orientation within the framework (Fig. 11B). Particularly, the facies Dm exhibits microfabric with two domains of plasma, one silty and clayey (Fig. 12). The microstructures observed in the diamictite include alignment, crushing and rotation of grains, such as "comet tail", narrowing and folds (van der Meer 1993, Menzies 2000). Breakage of grains is observed for straight contacts, sometimes producing jagged edges between grains. Narrowing microstructures are similar to the water scape features formed by alignment of grains between larger clasts. Microstructures indicative of rotation are identified by the spatial relationships between grains of large grain size and grain alignment (Fig. 11b), contorted lamination, development of pressure shadow zones around of fragments (Fig. 12A and 12B). Comet-like structures are characterized

by a protuberant "tail" formed by grains accumulation extending in the opposite direction to the transport of sediments (Fig. 12). The comet microstructure and asymmetric folds with vergence to the NW are found in both silty and clayey domains.



Figure 10. Ferruginized siltstone (gouge) highlights the NE -SW normal fault plane surface displacement in the sector I. Scale indicated by pen highlighted by the ellipse forming open folds in the sandstone facies Ss . The failures have directions NW- SE and ENE -WSW with dip angles of moderate to high (60° - 70° ; Sector II) , sills facies Dm housed occur predominantly along the lodging of the AF1 and are associated with breccias facies Bi (Fig. 7C) , as the folds exhibit inter - flaco angles between 150° - 170° (sector III ; Fig. 4B) .

Tangential surfaces of detachment combined with diamictites with sandstone pods indicate subglacial shearing responsible by erosion and disruption of the substrate (AF1) during glacier advance periods (Boulton & Hindmarsh 1987, Kessler *et al* 2012). The retreat of ice allowed the relaxation of stress caused by the weight and movement of the glacier on substrate generating normal faults. Sandstone pods with partially preserved primary structures are consistent with the erosion and assimilation of previously substrate deposits (AF1) by the base of the glacier in temperature below of melting temperature pressure (warm permafrost). Thus, the presence of ice in the pores of the sediments increase the cohesion becomes more resistant to the deformation

(Piotrowski & Hoffman 2001, Waller *et al* 2009, Kessler *et al* 2012). The features of glacial advance were partially obliterated by static glaciotectionism (Houmark -Nielsen 1988, Jhaer & Kruger 2001). The spatial position of the NW-SW trending normal fault combined with the observed kinematic indicators suggests mass transport of SE to NW. The presence of ferruginized gouge fault indicates that deformation was progressive and relatively long inducing interstratal landslide through extensional component probably linked to the loss of mass of the glacier (Hart & Boulton 1991, McCarroll & Rijdsdijk 2003). The alignment of grains oriented to NE-SW in macro and micro-scale reinforce this interpretation (c.f. Menzies 2000). The mass transport along the normal fault planes produced open drag folds in sigmoidal lobes of the Set A, with the perpendicular axis to the direction of sliding mass similar to situation observed by Kruger & Jhaer (2001). Secondary thrust fault is interpreted here as a compensation of glacier movement during stages of strain relief.

Sills of diamictite (facies Dm) emplaced parallel to the bedding, disrupted beds and sandy injection dykes suggest plastic adjustment along the lower pressure zones as consequence of relief of the lithostatic pressure associated with glacier mass loss (Passchier 2000). Intraformational breccia was generated by sill injection triggered by hydraulic fracturing of the hosted rock (Rijdsdijk *et al.* 1999). Microstructures as folds, comet and rotational structure with pressure shadow zones are related to the dynamic shear injection of sills in the polyphasic deformation domain (ductile + brittle) and coadunate the higher availability of ice-melt waters (van der Meer 1993, Menzies 2000).

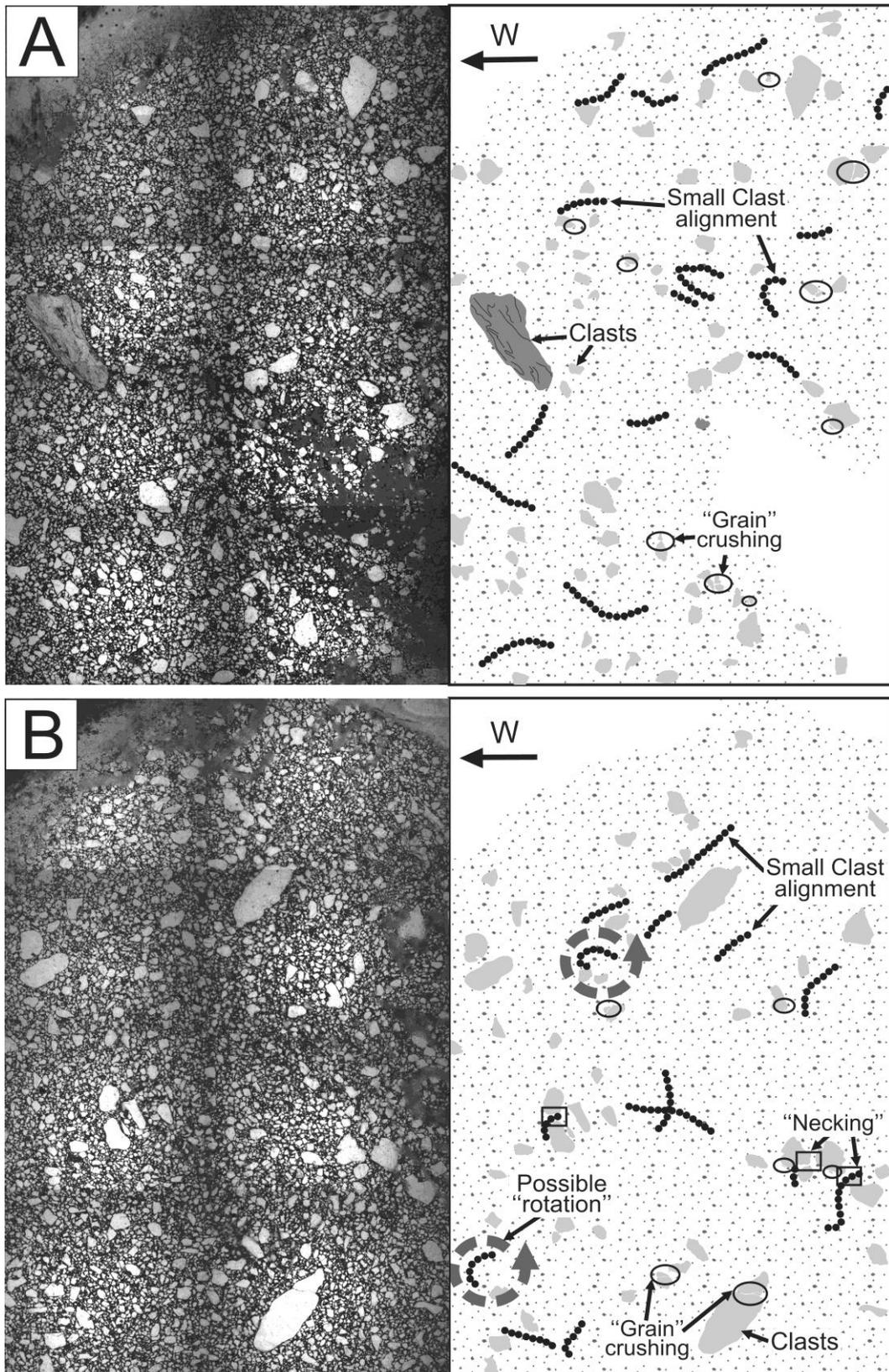


Figure 11. Microstructural aspects of the Cabeças diamictite (A RC - 1 and RC B- 1a samples). S- matrix, alignment, crushed, necked and rotated grains . Thin sections with approximately 27 x 45mm.

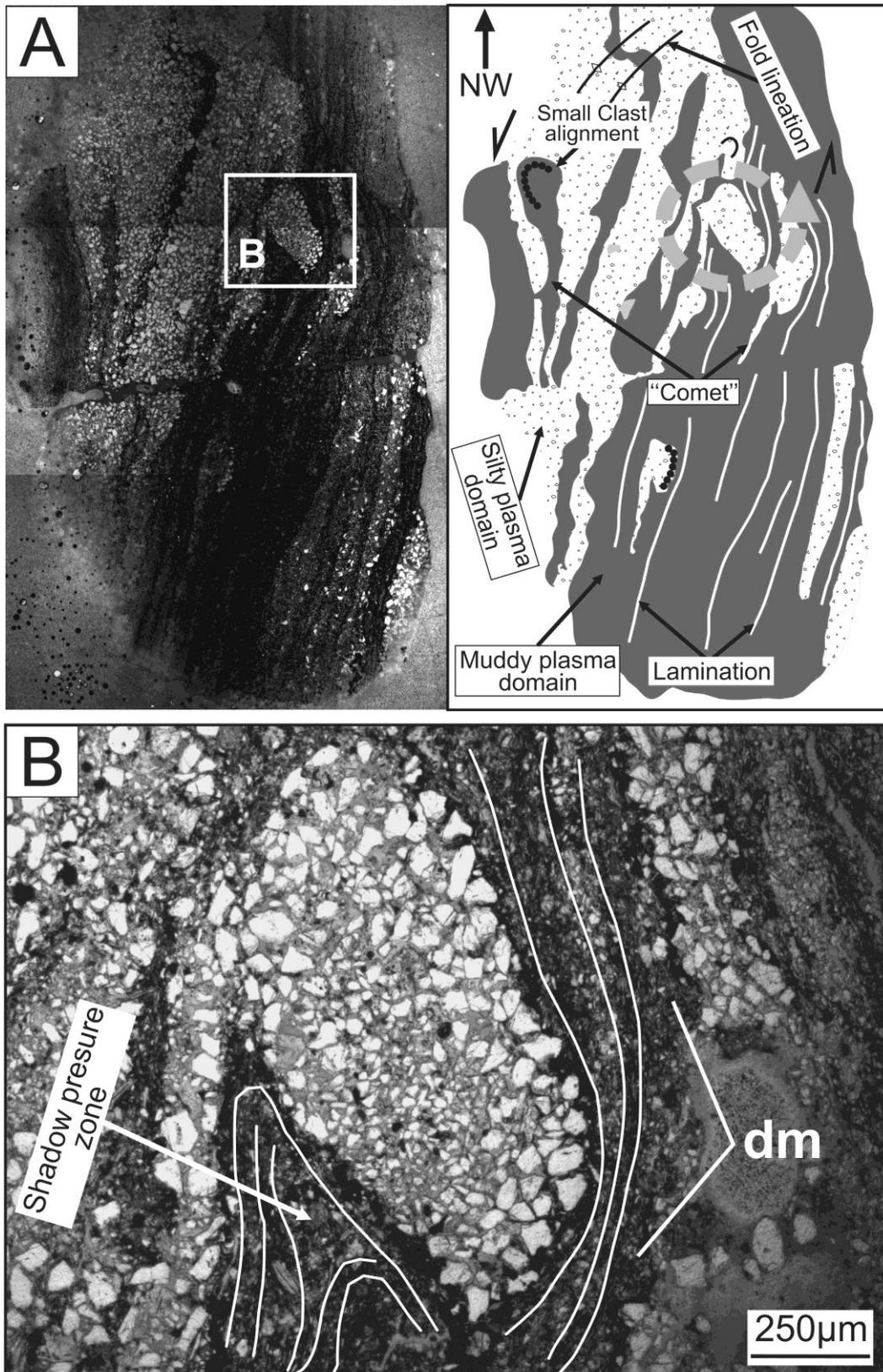


Figure 12. Microstructural aspects of the sample S0 Rc. A) Structures such as folds, type " comet " and rotation of grains accumulation is are highlighted by the presence of areas of silty clay and plasma, and laminations in the matrix (dm). Thin section with approximately 27 x 45mm. B) Detail of rotational structure indicated in A. Note the relationship between the shadow pressure zone and lamination in the matrix. Photomicrograph //N (paralle nicols).

5.5 STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS AND DEPOSITIONAL MODEL

Previous studies of the sedimentary succession exposed in the Oeiras region have interpreted only deltaic deposits for Cabeças Formation (e.g. Santos & Carvalho 2004). This research, based on stratigraphic and geometric studies of the same succession confirmed the presence of the deltaic deposits formerly interpreted; and described, by the first time, lens shaped beds of diamictites with exotic clasts and associated glaciotectonic structure, indicative of unequivocal glacial influence during the deposition of the upper part of the Cabeças Formation. The regional scale of the glacial event and the discovery of the glaciogene deposits in the top of Upper Devonian Cabeças Formation, open perspectives for more precise regional correlations of this unit in both borders of the Parnaíba Basin. Four depositional phases were interpreted in the geological record and include a glacier advance-retreat cycle, which was modeled for the studied succession as follows (Fig. 13).

The first phase was marked by the progradation of a deltaic system (AF1) towards NW during the interglacial period. The migration of the Gondwana towards Polar Regions during the Famennian, triggered the formation of glaciers, followed by local sea-level fall, which exposed the deltaic deposits in the southeastern part of the Parnaíba Basin (AF1). The initial phase of the Famennian glaciation represented the advance of the coastal glaciers towards the sigmoidal lobes of a deltaic front (AF1). The unconsolidated, water saturated substrate was frozen with temperatures slightly above of the ice melting point (hot permafrost). The tangential shear stresses acting on the substrate produced an expressive detachment surface that formed as the glacier load and lateral movement associated with the glacier advance. This migration caused the disruption of the sand supply and further assimilation of the deltaic beds into the diamicton (AF2), which also produced abrasion of crystalline rocks. The glacial structures generated during this stage were interpreted as compatible with those formed under the brittle-ductile regime related to periods of glacial advance (McCarroll & Rijdsdijk 2003; Kessler *et al.* 2012). During the final stage of advance phase, the glacier mass was reduced and the diamicton deformation took place under conditions of static glaciotectonism.

The second phase was dominated by collapse structures indicative of gravitational instabilities. The glacier retreat caused power stress decrease of the area or static glaciotectonism (Jhaer & Kruger 2001). The isostatic relief or rebound due the

mass loss of the glacier produced by the presence of normal faultings, landslides, foldings and rotation of sandstone pods, injection of sills and dykes, disruption of layers and formation of intraformational breccia (Mörner 2005). Thus, the microstructural analysis of the diamictites in sill indicated that the main shearing was along the trend NW-SE. This data did not allow constraining the sense of shear during the glacial dynamics. The NW-SE shear trend would have been produced by the plastic flow migrating from high to low pressure zones through the primary anisotropy in the sigmoidal lobes.

The third phase refers to the final stages of the glacier retreat where the diamicton deposits were succeeded by the installation of a new deltaic system (AF3) fed by melt water. Following ice retreat, the isostatic rebound caused regional uplift during approximately few thousands of years, a variable but reduced accommodation space, momentarily hinder the post-glacial sea level rise. Fast flow deceleration in a relatively deep space of accommodation, alternated with shallow, high energy flooding that formed the tabular beds interlayered with the sigmoidal strata. In the ice-melt deltas the presence of coarse-grained sediments, from the glacier retreat, was common. However, the substrate was composed by unconsolidated, fine sediments of the AF1 and coarse grained sediments were rare.

The fourth phase was characterized by post-glacial conditions linked to the expressive sea-level rise, which formed a storm-influenced shallow platform. In this setting the fine sediments of the Longa Formation were deposited in the lower shoreface and offshore zones, and mark the prelude of a long-term transgression during the terminal Famennian. The records of post-glacial transgression in the late Famennian are characterized by the presence of black shale on diamicton in the basins of the South America and Europe (e.g. Caplan & Bustin 1999; Streel et al. 2013). The model here presented, diamictites with incipient pore volume (quartz arenite with intergranular spaces completely filled by matrix) interbedded with deltaic front deposits, represent permoporous barriers in the Cabeças reservoir and can represent secondary seal in the Mesodevonian-Eocarboniferous petroliferous system of the Parnaíba Basin.

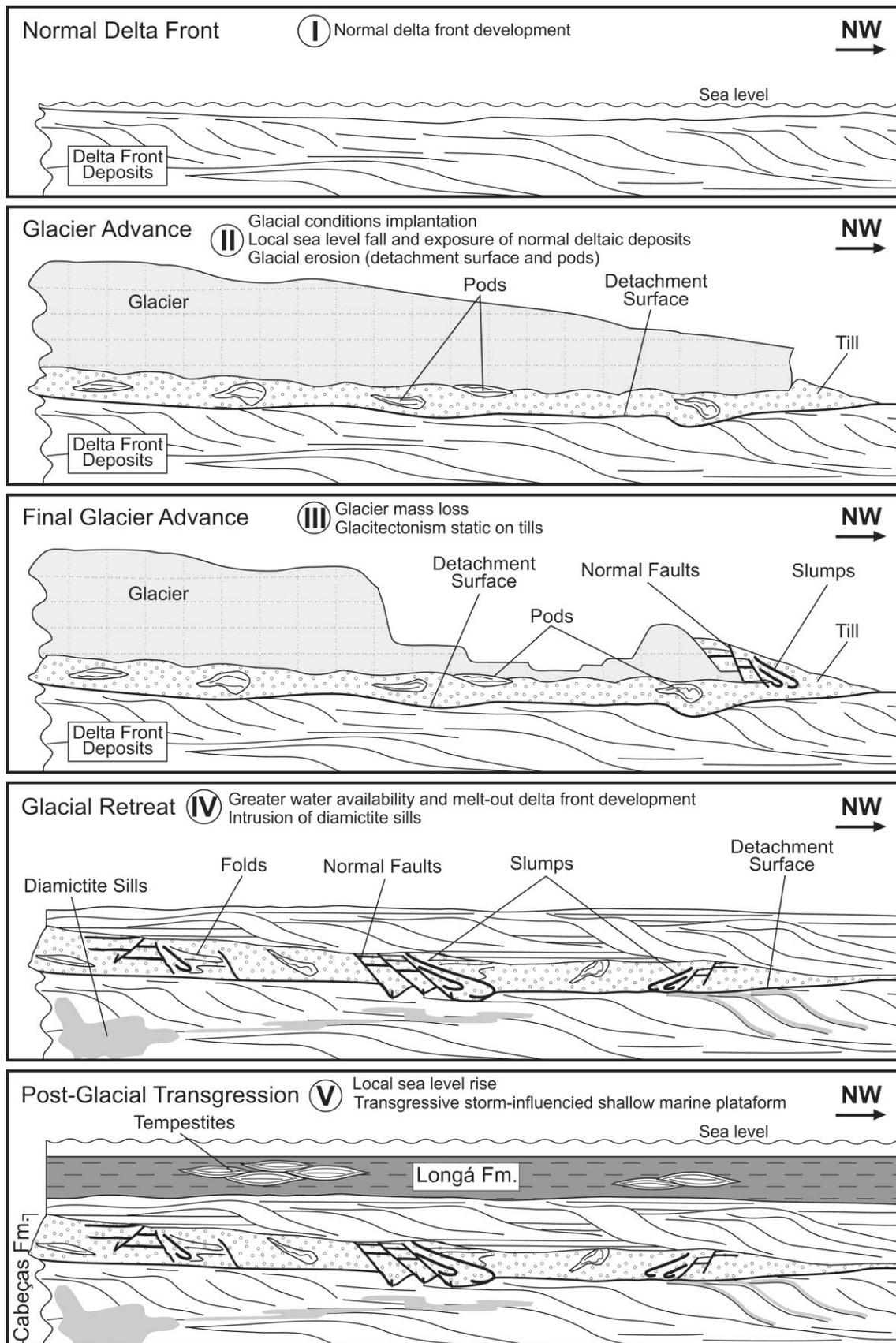


Figure 13. Legend in the next page.

Figure 13. Paleoenvironmental evolution of the Cabeças Formation in the southeastern border of the Parnaíba Basin. (I) In the Late Famennian a deltaic system was prograding to NW in the southeastern border of the Parnaíba Basin. (II) The migration of the Western Gondwana to the Polar Regions resulted in the formation of glaciers and local sea level fall with partial exposure of the deltaic front deposits that were eroded by glacial dynamics. (III) During the final phase of the glacial advance occur the mass loss and till were deformed under conditions of static glaciotectionism. (IV) The glacial retreat provide large volume of waters with the development of a melt-out deltaic system defrost. The loss mass increase of the glacier results in the pressure decrease of the region with frequent intrusion of liquefied diamicton in sills and dykes to lower pressure zone. (V) Post- glacial conditions produced the elevation of the sea-level rise and deposition of the retrogradational deposits Longá Formation preceding the long-term transgression in the Parnaiba Basin.

ACKNOWLEDGMENTS

This research received funds from National Agency of Petroleum, Natural Gas and Fuel (ANP) for field trips and geochronological dating. The first author hold a PhD scholarship through of the Program of Human Resources at Federal University of Pará (PRH-06/UFPA). We thanks to Dr. Hilton Costi (Emilio Goeldi Museum) and Dr. Romulo Angelica (Federal University of Pará) for supporting the petrographic analyze. The acknowledgments are extensive to Dr. Werner Truckenbrodt, MSc. Isaac Rudnitzki and MSc. Rick Souza (PETROBRAS) for valuable discussions and support on the fieldwork. This work is a contribution of the Sedimentary geology research group of UFPA (GSED/UFPA).

CAPÍTULO 6 PALEOAMBIENTE E GLACIOTECTÔNICA DA FORMAÇÃO CABEÇAS, BORDA SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA (BRASIL)

Roberto Cesar de Mendonça Barbosa^a, Afonso César Rodrigues Nogueira^a, Fábio Henrique Garcia Domingos^b, Ana Maria Góes^c

^a Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Av. Bernardo Sayão, s/n, Guamá 66075-110, Brasil

^b Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Universidade Federal do Pará, Av. Bernardo Sayão, s/n, Guamá 66075-110, Brasil

^c Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Av. Professor Almeida Prado nº1280, Butantã 05508-070, Brasil

Resumo

Rochas glaciogênicas gondwanicas de idade famenniana apresentam seus principais registros em bacias sedimentares brasileiras e sub andinas. No entanto, a carência de exposições comprometeu a reconstituição do paleofluxo glacial na Plataforma Sul Americana, além disso, nas restritas unidades que afloram, informações a respeito da dinâmica glacial são apresentadas de forma indireta (*p.e. dropstones* e pavimentos estriados). Apesar da Formação Cabeças ser um dos raros registros em superfície com feições glaciotectônicas, informações detalhadas sobre as estruturas glaciogênicas e migração da geleiras são escassas. A análise de fácies definiu quatro associações de fácies representativas de um sistema glacio-deltaico: frente deltaica (AF1), subglacial (AF2), *shoreface* (AF3) e frente deltaica de degelo (AF4). A análise estrutural indicou a presença de geleiras costeiras sobre um substrato inconsolidado e saturado em água da AF1, com temperatura levemente acima do ponto de fusão do gelo. *Pods* de arenitos deformados e imersos em corpos lenticulares de diamictitos foliados indicam erosão subglacial em condições mecânicas compatíveis com o regime rúptil-ductil, relacionado a cisalhamento simples em períodos de avanço glacial. Falhas de cavalgamento limitando depósitos da AF1 e AF2, vergência de estruturas no *Set C*, diminuição da intensidade da deformação lateralmente e restrita a um intervalo estratigráfico são fortes indícios de deformações induzidas por movimentação de massas de sul para norte relacionado à glaciotectônica. A abundância, extensão lateral e principalmente ciclicidade e escala das estruturas de escape de água na AF4 sugerem gênese relacionada a eventos sísmicos do *rebound* litostático. A disposição geométrica e cinemática das estruturas deformacionais sugere que foram produzidas por dois processos: o primeiro é representado por deformações relacionadas à ação cisalhante da base da geleira em períodos de avanço, produzindo uma superfície de *detachment*, bem como as principais estruturas constatadas nos *Sets* estruturais A, B e C. O segundo está ligado a estruturas de escape de água induzidos por abalos sísmicos relacionados ao alívio litostático (*rebound*) por perda de massa da geleira. O reconhecimento de estruturas associadas ao glaciotectonismo na porção superior da Formação Cabeças contribuiu para o melhor entendimento da de sucessões glaciais no Brasil e na distribuição e dinâmica de geleiras no Gondwana Ocidental.

Palavras-chave: Formação Cabeças, Bacia do Parnaíba, glaciotectônica, *rebound*.

Abstract

Gondwanan glaciogenic rocks of Famennian age displays better records on Brazilian and Sub Andean sedimentary basins. However, the lack of exposures committed the paleo ice flow reconstitution on South America Platform. In addition, the restricted rocks outcropping only provided indirect information about paleoflow (e.g. dropstones and striated pavements). Despite the Cabeças Formation is one of the rare glaciotectonic exposures records on Parnaíba Basin, detailed information of the glacier migration and related structures are scarce. The facies analysis set out four association representative of glacio-deltaic system: delta front (AF1), subglacial (AF2), shoreface (AF3) and melt-out delta front (AF4). The structural analysis indicated the presence of coastal glacier upon water saturated AF1 sediments at a temperature slightly above melting ice point. Deformed sandstone pods immersed in foliated diamictite lenses indicate subglacial erosion in mechanical condition compatible with brittle-ductile regime deformation. Thrust faults limiting AF1 and AF2 deposits, structural vergence in Set C, decrease of deformation intensity laterally, as well as deformation restrict to a stratigraphic interval are strong indications of glacial mass movement from south toward north. The abundance, lateral extent and mainly cyclicity and scale of water scape structures of AF4 suggest genesis due to seismic events of rebound. The geometrical arrangement and kinematics indicators of deformation structures suggests that were produced by two process: the first one is represented by shear deformation related to glacier advance, producing a detachment surface and the main structures found in A, B and C structural Sets. The second is linked to water scape structures induced by rebound earthquakes. The recognition of structures associated with glaciotectonic in Upper Cabeças Formation contributed to a better understanding of glacial succession in Brazil, as well as distribution and dynamics of glacier in western Gondwana.

Keywords: Cabeças Formation, Parnaíba Basin, glaciotectonic, rebound.

6.1 INTRODUÇÃO

Rochas glaciogênicas gondwânicas de idade famenniana (374 a 359 Ma) apresentam seus principais registros nas bacias intracratônicas brasileiras e sub andinas da Plataforma Sul Americana através da deposição de diamictitos com clastos exóticos e facetados (Fig. 1 Cunha *et al.* 2007, Wanderley Filho *et al.* 2007, Caputo *et al.* 2008, Isaacson *et al.* 2008, Streeel *et al.* 2013). Grande parte das ocorrências são rochas de subsuperfície e a influência glacial foi reconhecida apenas através de dados bioestratigráficos, enquanto que estruturas glaciotectônicas nem sempre são apresentadas. Parte dessa dificuldade é devido ao fato de que o reconhecimento de estruturas de deformação glacial necessita de seções aflorantes.

A carência de exposições comprometeu a reconstituição do paleofluxo glacial na Plataforma Sul Americana durante o Famenniano, além disso, nas restritas unidades que afloram, informações a respeito da dinâmica glacial são apresentadas de forma indireta (*p.e.* *dropstones* e pavimentos estriados) que nem sempre são estruturas diagnósticas do sentido

de migração da geleira. Uma das melhores evidências que atestam a passagem de geleiras são as estruturas glacioteclônicas, que além de denunciar o ambiente glacial, também podem ser usadas independentemente em sucessões desprovidas daquelas estruturas consideradas diagnósticas (Thomas 1984, Fernlund 1988, Ingolfsson 1988).

Na Bacia do Parnaíba estratos glaciais famennianos ocorrem na porção superior da Formação Cabeças e são representados por camadas de diamictitos cisalhados intercalados em arenitos médios a finos que afloram principalmente na borda sudoeste da referida bacia (Fig. 2). A Formação Cabeças é considerada o principal intervalo reservatório do sistema petrolífero mesodevoniano-eocarbonífero da Bacia do Parnaíba. Esta unidade recobre discordantemente folhelhos geradores de hidrocarbonetos da Formação Pimenteiras e rochas do embasamento, sendo sotoposta por folhelhos selantes da Formação Longá, inseridas no Grupo Canindé (Vaz *et al.* 2007, Caputo *et al.* 2008).

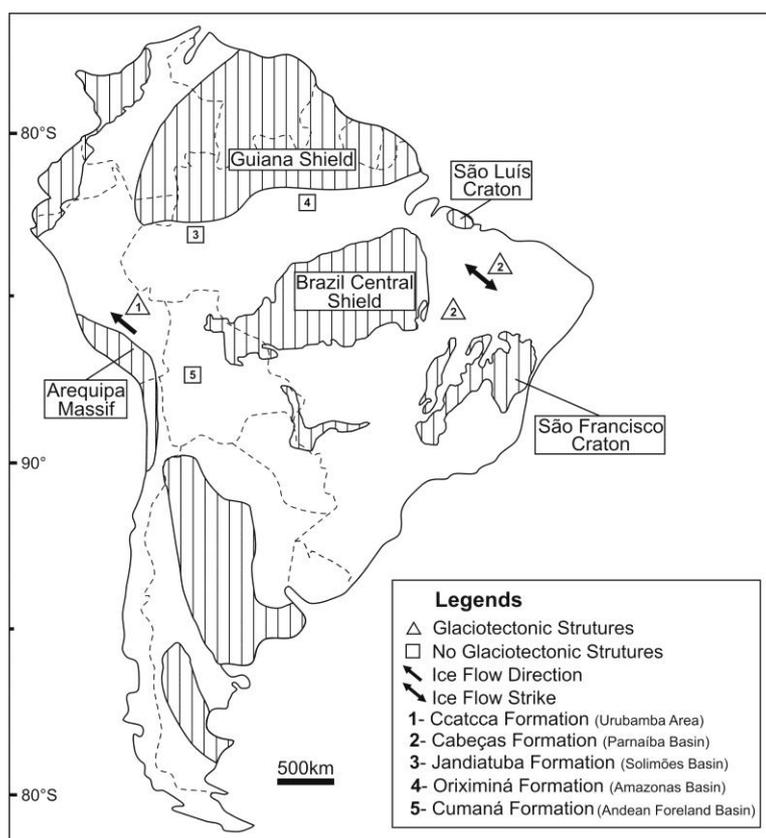


Figura 1. Principais registros de rochas sedimentares com influência glacial de idade famenniana na Plataforma Sul Americana e indicação de paleofluxo da geleira (Modificado de Isaacson *et al.* 2008).

Apesar da Formação Cabeças ser um dos raros registros em superfície com feições glacioteclônicas, informações detalhadas sobre as estruturas glaciogênicas e migração da geleiras são escassas. Além disso, a única indicação de dinâmica glacial foi inferida através

de pavimentos estriados na localidade de Arueira (PI), borda noroeste da bacia, que fornece apenas a direção e não o sentido de migração da geleira (Carozzi 1980, Caputo 1985, Caputo *et al.* 2008).

Desta forma, esse trabalho apresenta a avaliação faciológica, estratigráfica e glaciotectônica em meso-escala de exposições da porção superior da Formação Cabeças na região de Pedro Afonso (TO), borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. A combinação com a análise geométrica e cinemática das estruturas glaciais permitiu inferir o sentido de migração da geleira na região bem como posicionar estratigraficamente os diamictitos, que ainda é alvo de discussões e que podem representar anisotropias primárias no reservatório Cabeças. Além disso, essas informações permitiram o melhor entendimento da distribuição e dinâmica de sucessões glaciais famennianas em sistemas petrolíferos no paleocontinente Gondwana Ocidental.

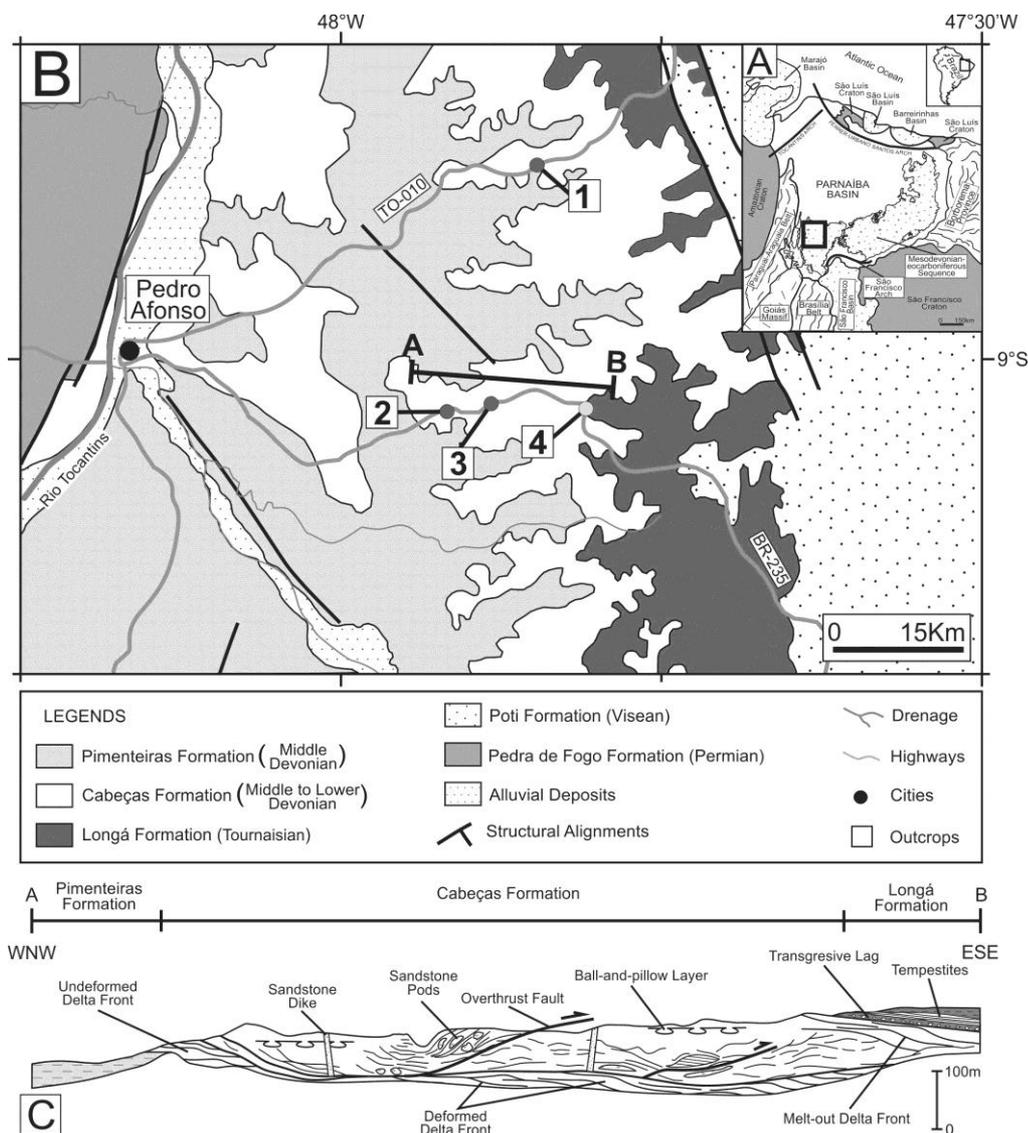


Figura 2. Legenda na próxima página.

Figura 2. Geologia e localização das exposições estudadas. A) Principais províncias geocronológicas/estruturais do norte-nordeste do Brasil com destaque para faixa de exposição do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba. B) Geologia da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba com destaque para as exposições da Formação Cabeças. C) Os principais afloramentos com feições glacioteclônicas da Formação Cabeças estão concentrados ao longo da rodovia federal BR-235 e serviram para confecção da seção longitudinal A-B (Modificado de Radam 1981).

6.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Parnaíba está inserida na Plataforma Sul Americana sobre um embasamento composto por rochas metamórficas, ígneas e sedimentares envolvidos por cinturões orogênicos Brasileiro-Panafricanos (Fig. 2A, Brito Neves *et al.* 2000, Vaz *et al.* 2007). Esta bacia apresenta uma área de aproximadamente 600.000km² com uma espessura de até 3.500m. O registro sedimentar é composto de rochas siliciclásticas e químicas principalmente de idade paleozoica, além de vulcânicas juro-cretáceas e representam uma extensa sedimentação afro-brasileira associada ao contexto evolutivo da porção ocidental do paleocontinente Gondwana (Almeida & Carneiro 2004). De acordo com dados bioestratigráficos e na identificação de discordâncias de caráter regional, a bacia pode ser dividida em cinco superseqüências: siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea (Vaz *et al.* 2007).

Acumulações sub-comerciais de hidrocarbonetos (gás natural) foram constatadas na superseqüência mesodevoniana-eocarbonífera, representada pelo Grupo Canindé, que configura o sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba (Góes *et al.* 1990). O Grupo Canindé é constituído pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. As principais unidades do sistema petrolífero envolvem as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, com geração atribuída aos folhelhos negros da Formação Pimenteiras (valores médios de Carbono Orgânico Total de 2%, querogênios do tipo II e II), reservatórios relacionados a arenitos da Formação Cabeças e rochas selantes compostas por folhelhos da Formação Longá (Fig. 3, Góes *et al.* 1990, Vaz *et al.* 2007).

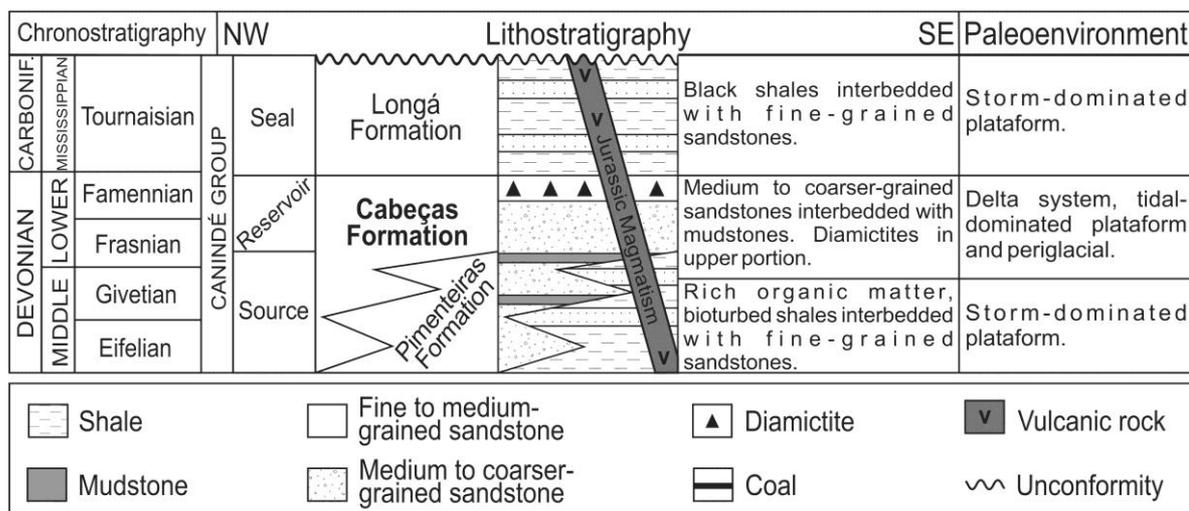


Figura 3. Coluna estratigráfica e sistema petrolífero simplificados da superseqüência mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba representado pelo Grupo Canindé. Diamictitos da Formação Cabeças (em negrito) foram datados na porção superior do Famenniano com base em miosporos da zona LE (*R. lepidophyta* – *H. explanatus*) e LN (*R. lepidophyta* – *V. nitidus*) (Góes *et al.* 1990, Granhn *et al.* 2006, Vaz *et al.* 2007, Streel *et al.* 2013).

A Formação Cabeças, objeto de estudo, é representada por arenitos com intercalações de siltito e folhelho, depositados em ambiente plataformar sob ação de corrente de maré e tempestade (Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007, Ponciano & Della Fávera 2009). A primeira indicação sobre estratos de origem glacial na porção superior da Formação Cabeças foi realizada por Kegel (1953), que identificou diamictitos com seixos facetados e estriados de quartzo e de rochas cristalinas em testemunhos de sondagem. Posteriormente, Carozzi (1980) e Caputo *et al.* (2008) constataram pavimentos estriados em arenitos na borda leste da Bacia do Parnaíba orientados N10°–80°E e sugeriram avanço da geleira em direção a sudoeste da bacia.

Moore (1963) e Caputo (1985), ao analisarem exposições da Formação Cabeças na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, verificaram diamictitos foliados com seixos exóticos facetados e estriados entre camadas de arenitos predominantemente maciços e com estruturas de escape de água. Além disso, afirmaram que as deformações foram originadas a partir de movimentação de geleiras, já que estariam restritas a Formação Cabeças e não afetaram as unidades sedimentares sobrepostas e sotopostas, respectivamente as formações Pimenteiras e Longá. Granhn *et al.* (2006) e Streel *et al.* (2013) ao analisarem esses diamictitos inferiram idade Famenniana Superior com base em miosporos da zona LE (*R. lepidophyta* – *H. explanatus*) e LN (*R. lepidophyta* – *V. nitidus*) estabelecidos na Europa ocidental.

Na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, exposições com influência glacial da porção superior da Formação Cabeças ocorrem nas proximidades da cidade de Pedro Afonso, Estado do Tocantins. Os afloramentos estão concentrados ao longo da rodovia federal BR-235 e apresentam espessura máxima de 32m. As rochas estudadas incluem principalmente arenitos cinza esbranquiçado, diamictitos foliados e pelitos avermelhados.

6.3 MÉTODOS

A investigação faciológica e estratigráfica concentrou-se em afloramentos com influência glacial da Formação Cabeças ao longo da rodovia federal BR-235 (Fig. 2B, Miall 1985, Wizevic 1991, Arnot *et al.* 1997). A identificação de estruturas glacioteclônicas em meso-escala seguiu a proposta de Hart & Boulton (1991), assim as atitudes espaciais de camadas e estruturas (*p.e.* acamamento, fraturas, falhas, dobras e estrias) foram determinadas com bússola geológica segundo a notação (direção de mergulho / mergulho). Estruturas planares, em especial, foram representadas pela letra S e ordenadas por índices (S0, S1 e S2), onde S0 representa a feição planar primária e os índices superiores indicam as deformações posteriores na rocha. Estes dados foram representados em diagramas de projeção estereográfica (rede de Schmidt-Lambert; hemisfério inferior) no aplicativo OpenStereo para a análise geométrica e cinemática (*p.e.* Dreimanis 1989).

6.4 DEPÓSITOS GLACIO-DELTAICOS DA FORMAÇÃO CABEÇAS NA REGIÃO DE PEDRO AFONSO (TO)

6.4.1 Análise de Fácies e Estratigráfica

A análise faciológica e estratigráfica realizada na porção superior da Formação Cabeças na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba constataram oito fácies sedimentares apresentadas em quatro seções colunares compostas. As fácies sedimentares foram agrupadas em quatro associações representativas de depósitos de frente deltaica, subglaciais, *shoreface* com influência glacial e frente deltaica de degelo (Tab. 1, Fig. 4).

6.4.1.1 Depósitos de frente deltaica (AF1)

A associação de fácies de frente deltaica é composta pelas fácies argilito com laminação plana (Ml), arenito maciço (Am) e arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss). Esta associação apresenta espessura máxima de seis metros e afloram nas rodovias federais TO-010 e 235 (Tab. 1, Figs. 4 e 5).

A AF1 apresenta corpos de arenito fino com geometria de lobo sigmoidal de até três metros de espessura, estruturado com a fácies Ss cujos *toe sets* são destacados por laminação cruzada cavalgante subcrítica (Fig. 5A). Além disso, a fácies Sm e estrutura *ball-and-pillow* ocorrem de forma restrita (Fig. 5B). Os lobos sigmoidais são limitados por camadas lenticulares com a fácies Ml e ocasionalmente encontram-se deformados (dobras de arrasto e *foresets* convolutos) quando associados com os depósitos subglaciais (Figs. 5C e 7, AF2, descrito a seguir).

Interpretação

Camadas de arenitos finos com geometria sigmoidal com a fácies Ss sugere a deposição de lobos sob fluxo unidirecional e regime de fluxo transicional a superior com elevada taxa de material em suspensão (RØe 1987). Os lobos arenosos migravam para NE sob uma bacia dominada por processos de suspensão com a fácies Ml (Potter *et al.* 2005). A presença de laminação cruzada cavalgante na porção distal dos lobos arenosos remete a desaceleração do influxo sedimentar e maior contribuição de processos de suspensão (Mutti *et al.* 2003).

Tabela 1. Fácies e processos sedimentares da Formação Cabeças na borda oeste da Bacia do Parnaíba.

Facies	Description	Sedimentary Process
Laminated Mudstone (Ml)	Tabular to lenticular beds that reach 30cm thick of mudstone with incipient laminations. Occasionally, foresets show deformation when associated to overthrust faults.	Deposition of clays under low energy conditions. Incipient laminations possibly due to actual weathering. Convolved foresets associated to shearing process (glacial advanced).
Massive Sandstone (Sm)	Sigmoidally to lenticular beds of massive fine-grained sandstone up to 4m thick. Subvertical fine-grained sandy-pelitic clastic dike and fractures.	Liquefaction of water saturated sediments and obliteration of primary structures, injection of plastic materials toward lower pressure regions and fracturing associated to earthquakes (glacial rebound).
Deformed Sandstones (Sd)	Deformed sandstones with large scale ball-and-pillow structure as well as ten of meters continuous layers with ball-and-pillow, flame and dish structures that reach 70cm thick. Subvertical fine-grained sandy-pelitic clastic dike and fractures.	Liquefaction process, injection of plastic materials toward lower pressure regions and fracturing linked to earthquakes (glacial rebound).
Climb Ripple Laminated Sandstone (Sc)	Lenticular beds that reach 40cm thick of very fine-grained pelitic sandstone with climbing ripple lamination.	Alternating of deposition by suspension and traction associated to wave-ripple migration with high rate of suspended sediments.

Waved Laminated Sandstone (Sw)	Lenticular beds that reach 30cm thick of sandstone with ripple lamination.	Oscillatory flow due to waved ripple migration.
Sigmoidal Cross-Bedding Sandstone (Ss)	Sigmoidally to deformed cross-bedded fine-grained sandstones up to 4m whose toe sets pass laterally into climbing ripple lamination. The beds are marked by laminated mudstones (facies Ml) and occasionally, sigmoidally foresets shown ball-and-pillow structures. Paleocurrents oriented toward NE. Overthrust fault, drag fold, subvertical fine-grained sandy-pelitic clastic dike and fractures.	Unidirectional flow, transitional to upper flow regime, wave-ripple migration due to high rate of suspended sediments. Partial liquefaction related to plastic readjustment in water saturated sediments. Overthrust fault and drag fold linked to shearing process (glacial advanced). Injection of plastic materials toward lower pressure regions and fracturing associated to earthquakes (glacial rebound).
Hummocky Cross-bedding Sandstone (Sh)	Lenticular beds of fine-grained sandstone with anisotropic hummocky cross-stratification that reaches 1.5m thick. Erosive and asymmetric base whose toe sets pass laterally into planar to wave lamination. Occasionally the sets are marked by coarser grained gravel. Sub vertical fractures.	Combined flow, predominantly oscillatory, with high rate of suspended sediment and low contribution of unidirectional current due to storm waves. Planar-wave lamination reflects increase of unidirectional currents. Coarser grained gravel due to rain-out of detritus associated to under melting icebergs. Fracturing linked to earthquakes (glacial rebound).
Massive Diamictite (Dm)	Lenticular beds of massive para-conglomerate up to 2m thick with exotic and faceted clasts (granite, volcanic, silex and mudrocks) immersed in sandy-pelitic matrix. Vertical fractures occur occasionally.	Subglacial mass transport. Vertical cleavage associated to glacial rebound.
Diamictite with Sandstone Pods (Dp)	Lenticular bed of sheared para-conglomerate that reach 8m thick with irregular sandstone pods up to 2m (minor axis), exotic and faceted clasts (granite, volcanic, silex, sandstone and mudrock), immersed in sandy-pelitic matrix. Folds, boudins, duplex structures, as well as subvertical faults and fractures.	Water saturated sediments detached from substrate by shearing subglacial mass transport associated to glacial advanced. Faults and fractures related to glacial rebound.

Tabela 1. Continuação.

NW

SE

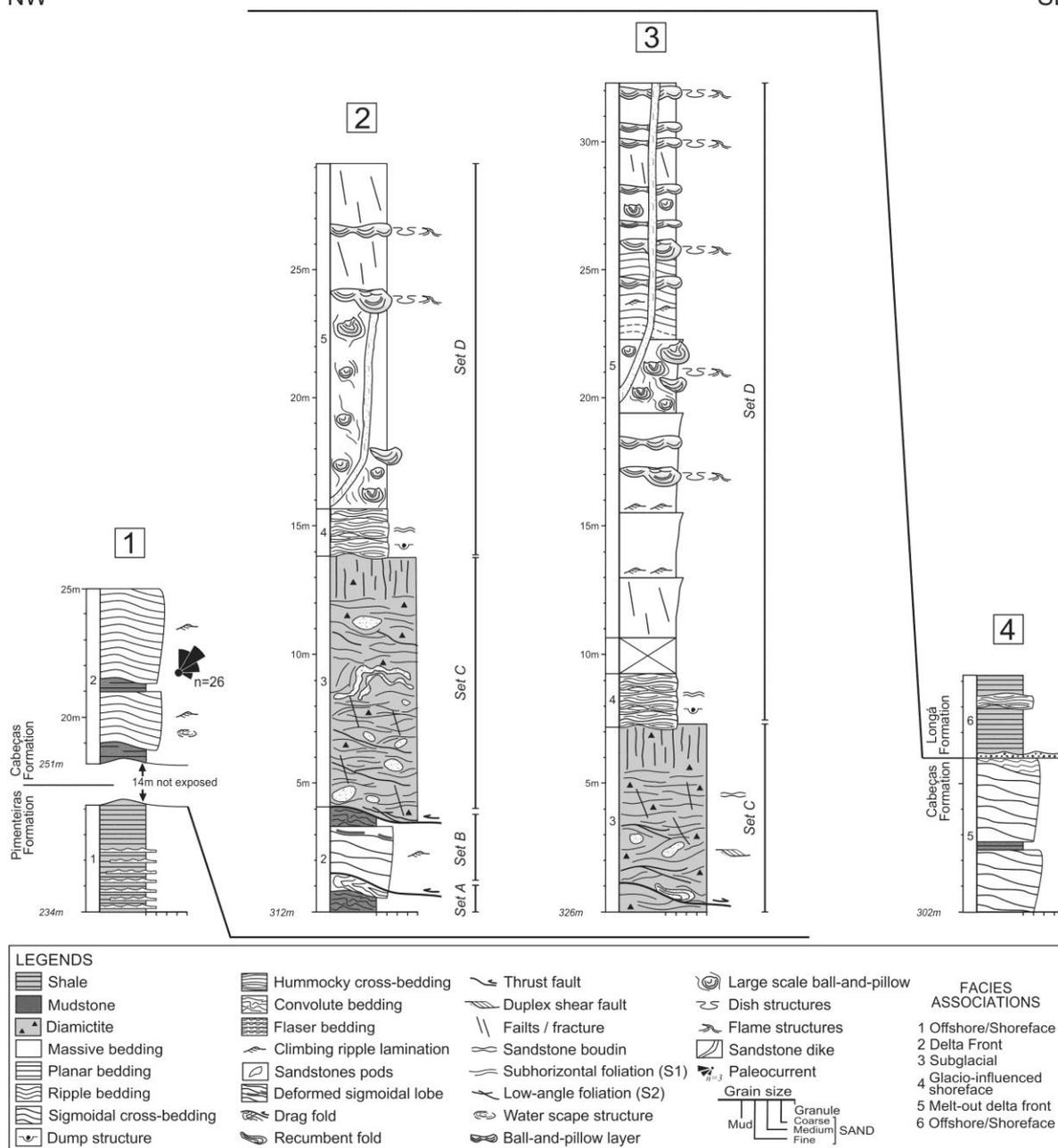


Figura 4. Seções colunares compostas das formações Pimenteiras, Cabeças e Longá na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. Depósitos glacio-deltaicos da Formação Cabeça estão concentrados na porção superior da unidade. Sets A-D representam compartimentações glacioteclônicas da Formação Cabeças (descrito no item Estruturas Glacioteclônicas).

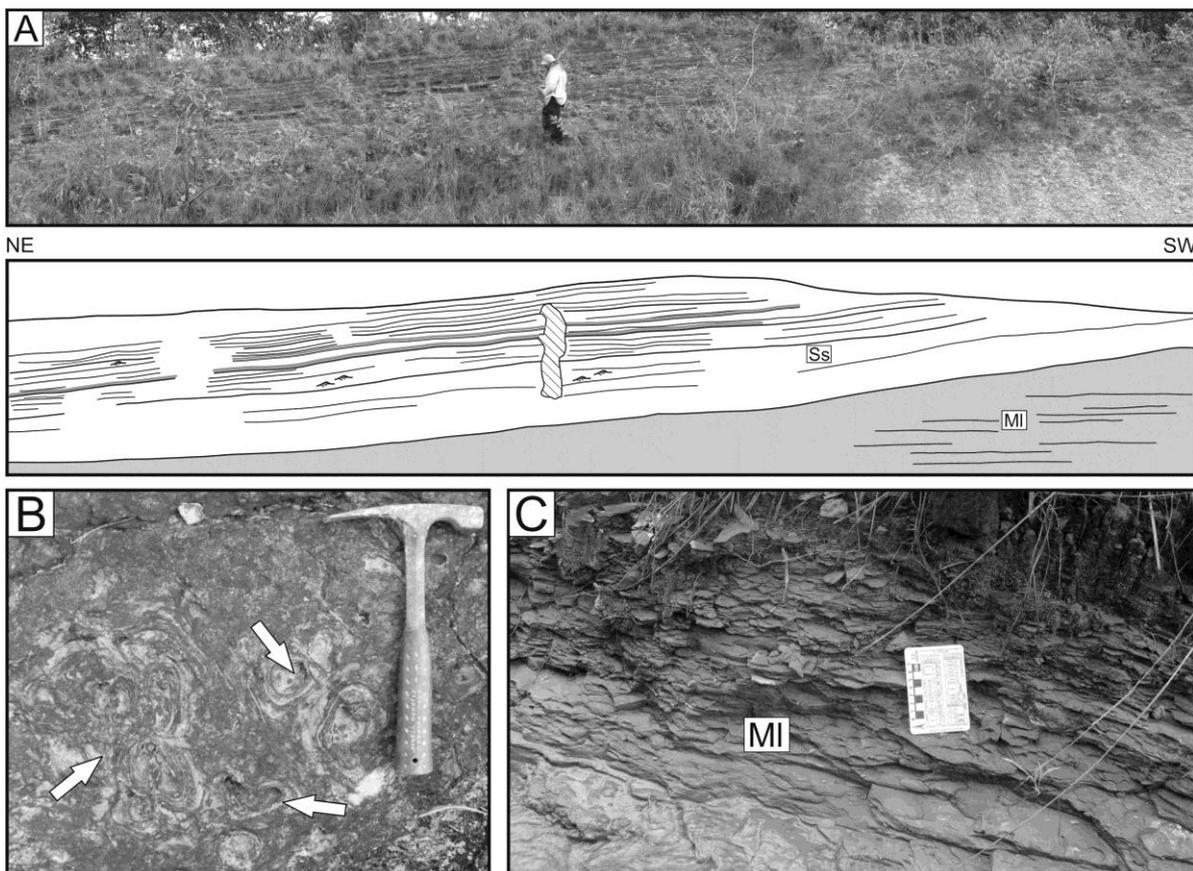


Figura 5. Geometria deposicional e principais feições da associação de fácies de frente deltaica. A) Lobos sigmoidais com a fácies estratificação cruzada sigmoidal (fácies Ss) sobrepostos a corpos tabulares de argilito laminado (MI). B) Estrutura deformacional do tipo *ball-and-pillow* (setas) associados aos lobos arenosos. C) Detalhe da fácies argilito laminado (MI) (Ponto 1).

Lobos sigmoidais arenosos estruturados com a fácies Ss limitados por camadas lenticulares com a fácies MI foram interpretados como processos de desembocadura de rios encontrados em depósitos de frente deltaica com elevada taxa de material em suspensão (Bhattacharya 2010). Processos de fluidificação parcial (*ball-and-pillow*) e total (fácies Sm) associados aos lobos são coerentes com essa interpretação (Lowe 1975, Owen 2003).

6.4.1.2 Depósitos subglaciais (AF2)

A associação de fácies de depósitos subglaciais é constituída pelas fácies diamictito maciço (Dm) e diamictito com *pods* de arenito (Dp). A AF2 apresenta espessura de até nove metros e estão concentrados nas margens da rodovia federal BR-235 (Tab. 1, Figs. 4, 6, 7 e 8).

Rochas dessa associação são compostas por diamictitos com *pods* de arenitos (fácies Dp) e maciços (fácies Dm) com seixos exóticos polidos e facetados (*p.e.* arenito, pelito, vulcânica e granítica) imersos em matriz pelítico-arenosa (Figs. 6A, 6B, 6C). Ocorrem na forma de corpos lenticulares sobre depósitos de frente deltaica da AF1 (Fig. 7). Na porção inferior da AF2 predominam diamictitos com planos de foliação sub-horizontais (fácies Dp) que passam gradativamente em direção ao topo para diamictitos maciços (fácies Dm), concentrados na porção superior da AF2 (Fig. 8A). Estruturas deformacionais nos diamictitos incluem falha de cavalgamento, normal, inversa, *boudin*, estricção dobra, *duplex* além de fraturas sub-verticais (descrito no item Análise Deformacional). Planos de foliação sub-horizontais, em especial, são comuns na fácies Dp e apresentam inflexões quando em contato com as falhas e *pods* de arenitos, no entanto também podem ser penetrativas (Fig. 8B).

Interpretação

O predomínio de fácies pelítica -arenosas com *pods* de arenitos finos e clastos exóticos polidos e/ou facetados sugere deposição de *diamictons* subglaciais (Eyles & Eyles 2010, Kessler *et al.* 2012). Planos de foliação sub-horizontais na fácies Dp coadunam com essa interpretação e indicam a atuação de dois vetores de tensão, um vertical compressivo e outro cisalhante, respectivamente relacionados ao peso e migração da geleira (Evans *et al.* 2006). A ação cisalhante da geleira sob o substrato destacava e incorporava rochas inconsolidadas da AF1 (*pods*) produzindo uma superfície de *detachment* que limita os depósitos de frente deltaica e subglaciais (Kessler *et al.* 2012). Além disso, o fluxo glacial resulta em deformações rúpteis (falhas e cavalgamento) e dúcteis (dobras) no substrato (AF1) e nos *diamictons*. No entanto, falhas, fraturas subverticais na AF2 truncam os planos de foliação nos diamictitos e foram consideradas como deformações pós-deposicionais (descrito no item Análise Deformacional, McCarrol & Rijsdijk 2003).

Apesar da fácies Dp ser similar a depósitos de fluxo gravitacionais citados na literatura (Benn & Evans 1998, Shanmugam 2000, Canuto *et al.* 2010), foram caracterizados como tilitos de deformação por serem limitados predominantemente por falhas de cisalhamento tangencial. Planos de foliação penetrativos nos corpos de arenito incorporados da fácies Dp e inflexões no contato com falhas indicam que a deformação foi contemporânea, o que corrobora com a interpretação. Além disso, a fácies Dp não se encontra associada com

depósitos mais profundos como turbiditos, comuns em depósitos de fluxo gravitacional (Eyles & Eyles 2010).

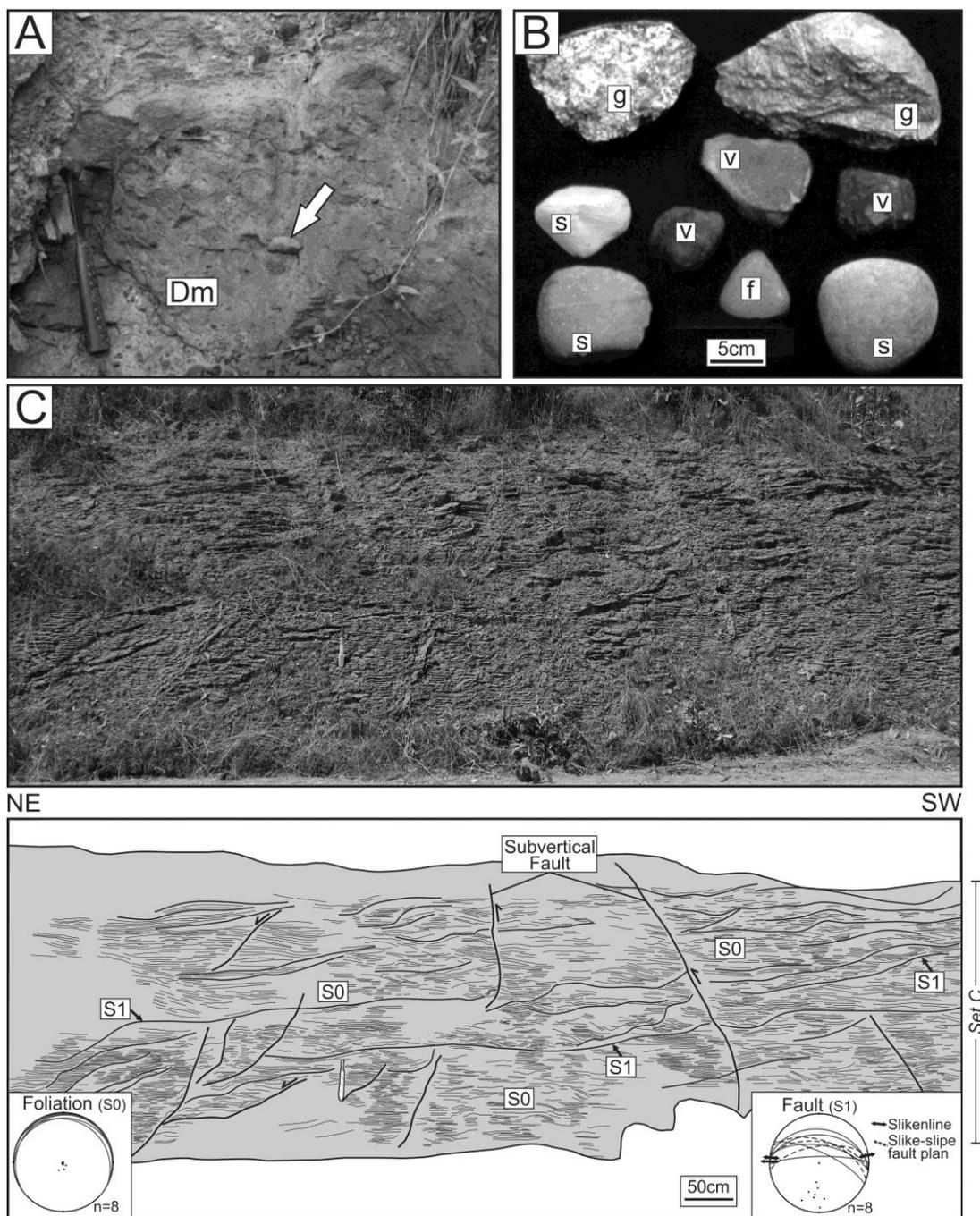


Figura 6. Aspecto geral da associação de fácies subglaciais. A) Diamictito maciço (Dm) com clasto exótico (seta) imerso em matriz pelítico-arenosa. B) Detalhe do tipo de fragmentos de rochas das fácies de diamictito (g- granito, v- vulcânica, s- sedimentar) e clasto facetado (f). C) Fácies diamictito com *podas* de arenito (Dp) com planos de foliação sub-horizontais (S0 e S1) e diagramas de projeção estereográfica do Set estrutural C (descrito no item Análise Deformacional). Observe que os planos de foliação são truncados por falhas subverticais.

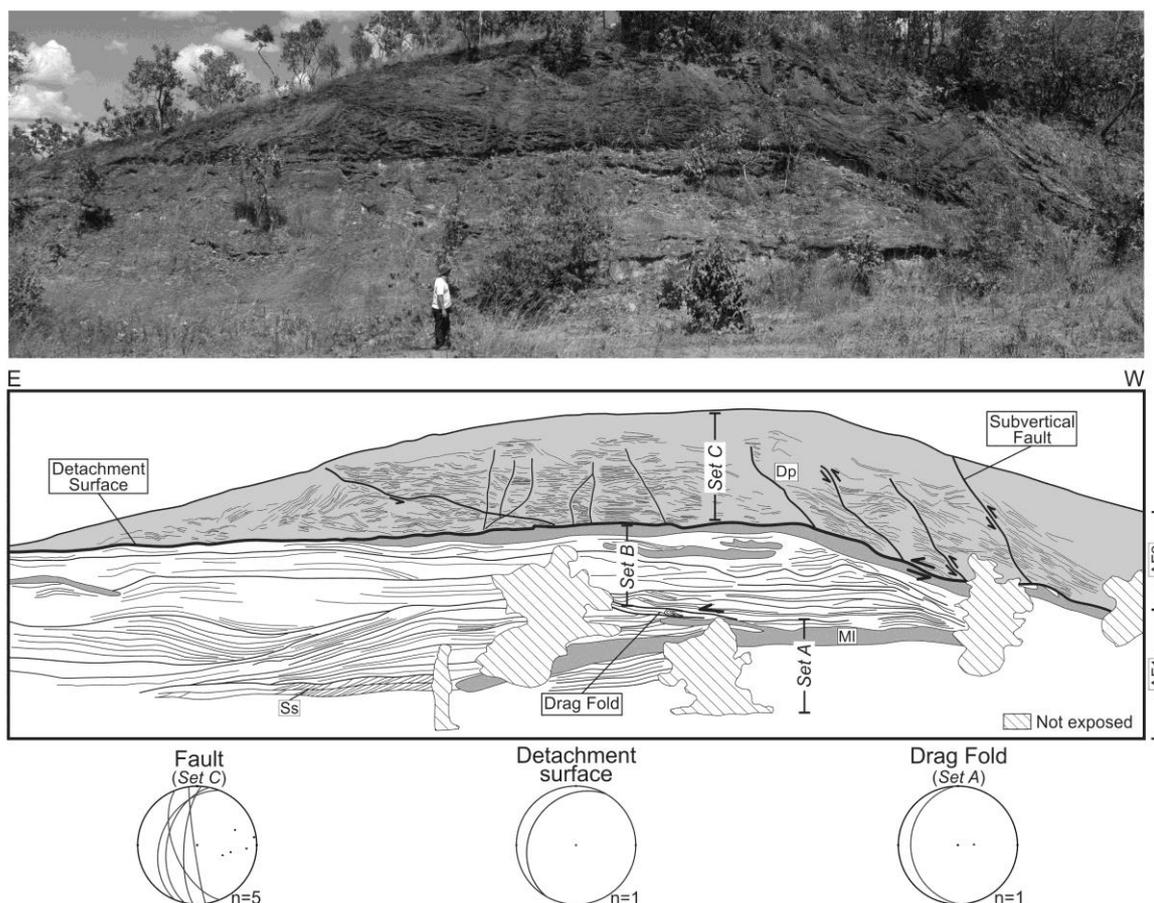


Figura 7. Geometria deposicional, estruturação interna e compartimentação estrutural (*Sets* A, B e C) com respectivos diagramas de projeção estereográfica dos depósitos de frente deltaica (AF1) e subglaciais (AF2). Lobos deformados com as fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e argilito laminado (MI) da AF1 são limitados da AF2 por uma falha de cavalgamento (*detachment surface*, descrição no item Análise Deformacional). O limite entre os *Sets* estruturais A e B é marcado por uma falha inversa. Note que falhas subverticais no *Set* C truncam as foliações da fácies diamictito com *pods* de arenito (Dp) da AF2.

Diamictitos maciços da fácies Dm sem planos de foliação sub-horizontais sugerem diminuição dos processos de cisalhamento glacial em direção ao topo da AF2 (Evans *et al.* 2006). Adicionalmente, a associação da AF2 com depósitos de *dropstones* e de frente deltaica de degelo (AF3 e AF4, descritos a seguir) implicaria fases de recuo da geleira reforçando a sedimentação costeira dessa associação de fácies (Knight 2012).

6.4.1.3 Depósitos de *shoreface* com influência glacial (AF3)

A associação AF3 é constituída pelas fácies arenito com laminação ondulada (Sw) e arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Sh). A AF3 aflora de forma restrita nas margens da rodovia federal BR-235, com espessura máxima de dois metros e predominantemente sotoposta a depósitos subglaciais da AF2 (Tab. 1, Figs. 4 e 9).

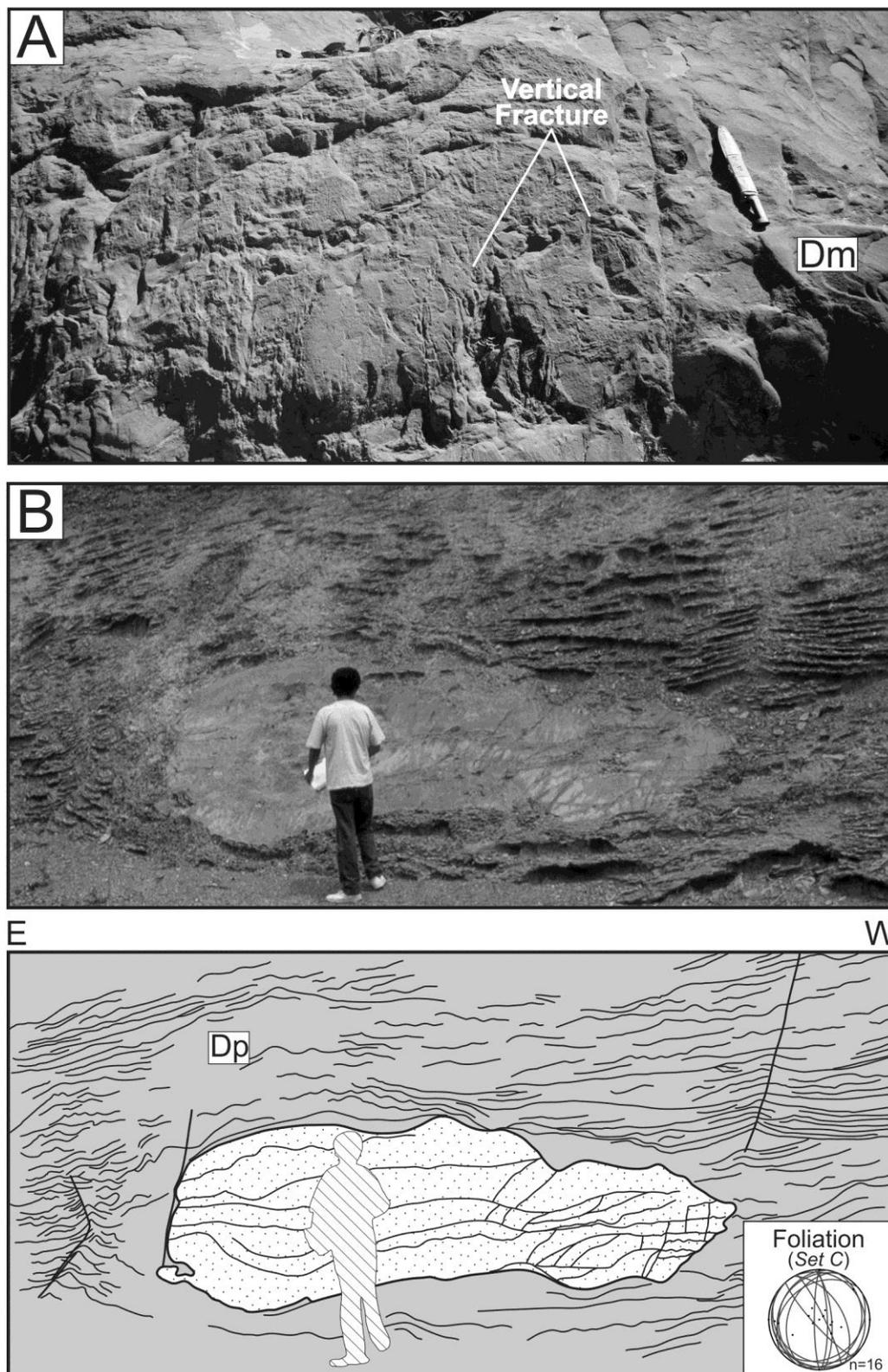


Figura 8. Detalhes dos depósitos subglaciais. A) Fácies diamictito maciço (Dm) concentrados no topo da associação AF2 (*Set* estrutural C) com clivagens subverticais. B) Fácies diamictito com *pods* de arenito (Dp) do *Set* estrutural C apresentando planos de foliação sub-horizontais com respectivo diagrama de projeção estereográfica (descrição no item Análise Deformacional). Note que as foliações na fácies Dp são truncadas por falhas subverticais e apresentam inflexões no contato com as falhas e *pods* de arenitos.

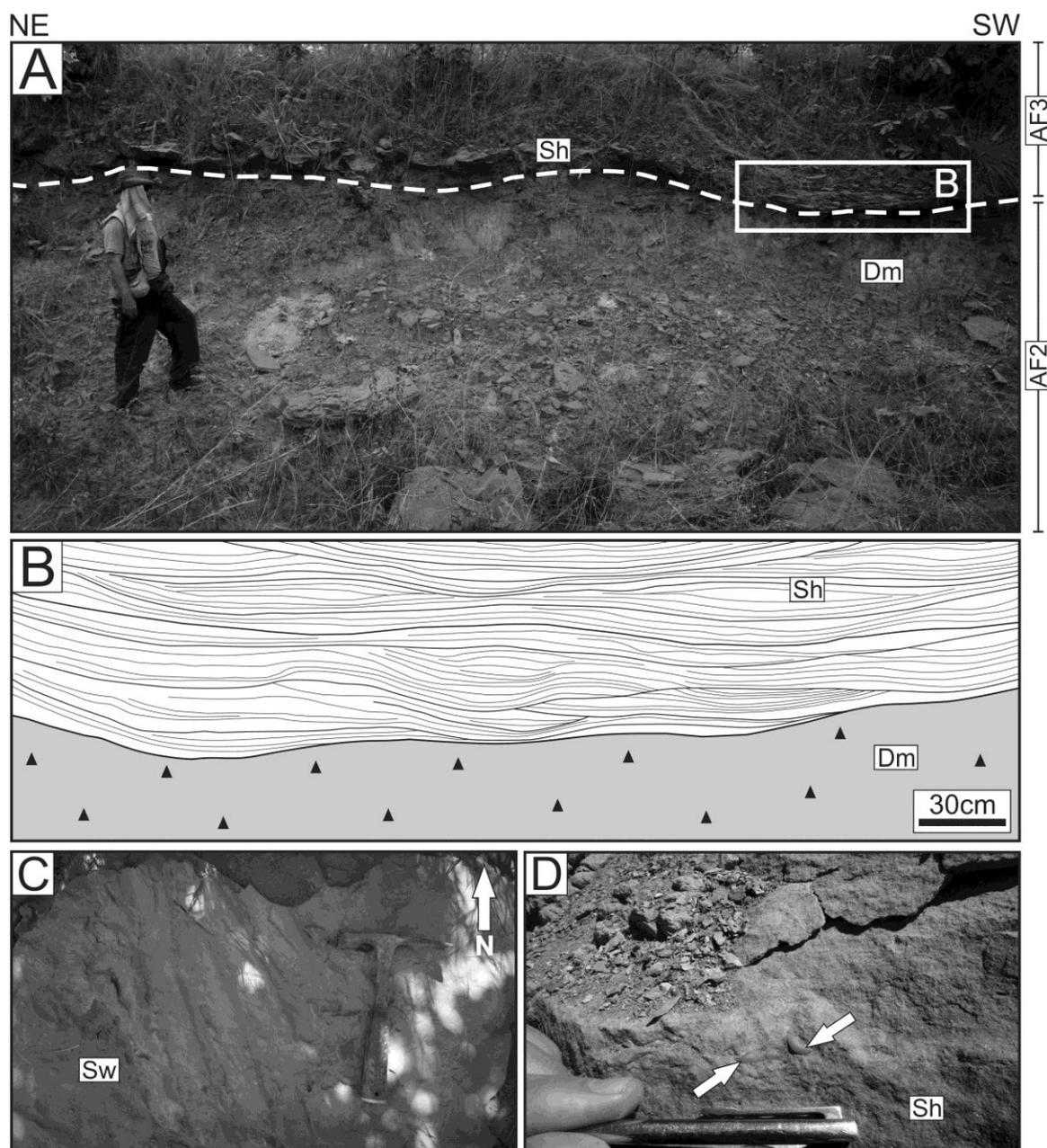


Figura 9. Principais aspectos deposicionais da associação de *shoreface* com influência glacial (AF3). A) Corpos lenticulares de arenito fino com estratificação cruzada *hummocky* (fácies Sh) da associação AF3 sotopostos a diamictitos maciços (fácies Dm) da associação de depósitos subglaciais (AF2). Linha tracejada indica a base erosiva e assimétrica da fácies Sh. B) Detalhe da fácies Sh com destaque para a geometria *hummocky*. C) Visão em planta da fácies arenito com laminação ondulada (Sw) com cristas levemente sinuosas com orientação NW-SE. D) Grânulos subarredondados de quartzo (setas) encontrados nos *sets* da fácies Sh. Escala aproximadamente 10cm.

Depósitos de *shoreface* com influência glacial são representados por corpos lenticulares de arenitos finos estruturados com a fácies Sh anisotrópica com base erosiva e assimétrica cujos *toe sets* passam lateralmente para a fácies Sw (Fig. 9A). Em planta, a fácies Sw também pode exibir marcas onduladas com cristas levemente sinuosas orientadas

NW-SE (Fig. 9B). Por vezes, os *sets* da fácies Sh são destacados por grânulos de quartzo subarredondados (Fig. 9C).

Interpretação

Corpos lenticulares com a fácies Sh são condizentes com deposição de areia fina sob fluxo combinado e predominantemente oscilatório em regiões com lâmina d'água rasa, associado com ondas de tempestades (Cheel & Leckie 1993, Dumas & Arnott 2006). Base erosiva assimétrica da fácies Sh em associação com a fácies Sw revelam a mudança lateral em pequenas distancias nas condições hidrodinâmicas, o que confere a sua sedimentação episódica, comuns em plataformas dominadas por ondas de tempestades (Rossetti 1997).

Grânulos que destacam *sets* da fácies Sh indicam a introdução de sedimentos grossos na plataforma. O posicionamento estratigráfico da AF3 (sotoposta a depósitos subglaciais da AF2) e a granulometria fina dos lobos deltaicos da AF1 e AF4 (descrito no item 6.4.1.4) sugerem que estes sedimentos foram inseridos através de chuva de detritos através do derretimento da porção basal de *icebergs* em períodos de degelo. Desta forma, os sedimentos grossos liberados por *icebergs* eram inseridos na plataforma e posteriormente retrabalhados por fluxo oscilatório relacionado a ondas de tempestades (Brodzikowski & Van Loon 1991, Bennet *et al.* 1996, Ghiene 2003).

6.4.1.4 Depósitos de frente deltaica de degelo (AF4)

A associação de frente deltaica de degelo é representada pelas fácies argilito laminado (MI), arenito maciço (Sm), arenito deformado (Sd), arenito com laminação cruzada cavalgante (Sc) e arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Ss). As rochas dessa associação ocorrem preferencialmente sobre a AF3 e marcam a passagem para depósitos de *shoreface-offshore* da Formação Longá. A AF4 aflora ao longo da rodovia federal BR-235 e apresenta as mais expressivas exposições da área de estudo, com espessuras superiores a vinte e dois metros (Tab. 1, Figs. 4, 10 e 11).

A associação AF4 é constituída por arenitos finos com geometria de lobo deformados amalgamados por vezes intercalados com corpos lenticulares de argilito laminado da fácies MI. Nos lobos predomina a estrutura maciça (fácies Sm), no entanto também são encontrados *ball-and-pillow* de grande escala (com até 140cm de diâmetro maior), maciças, estratos cruzados sigmoidais da fácies Ss e laminações cruzada cavalgante da fácies Sc (Figs. 10, 11A e 11B).

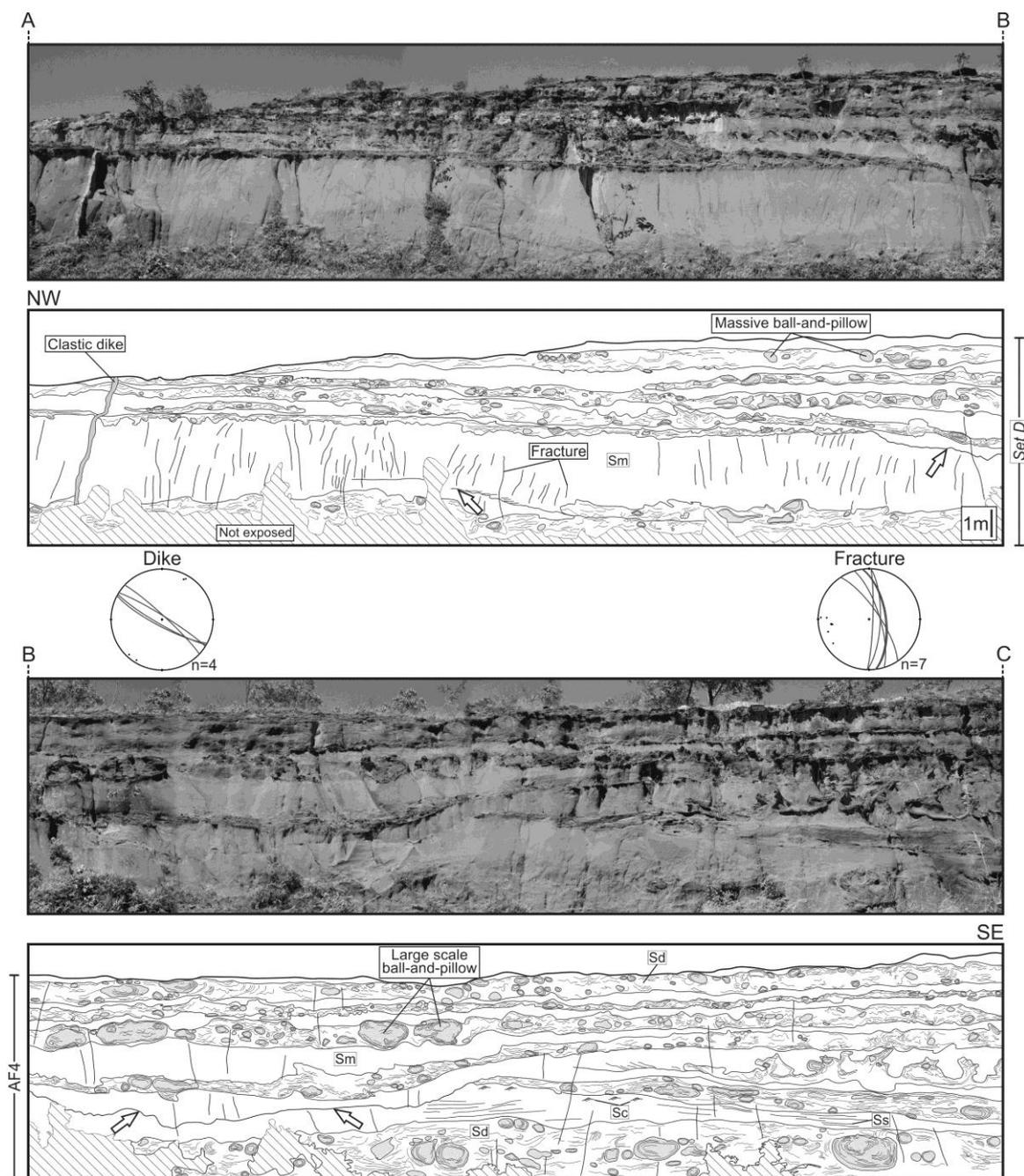


Figura 10. Principais aspectos deposicionais da associação de frente deltaica de degelo e diagramas de projeção estereográfica das estruturas deformacionais do *set* E (descrito no item Análise Deformacional). Lobos deformados e amalgamados de arenito com estrutura macica (Sm), estratificação cruzada sigmoidal (Ss) e laminação cruzada cavalgante (Sc) limitados por arenitos deformados (Sd) apresentando convolução, *ball-and-pillow*, *dish* e *flame*. Observe que a base de alguns lobos apresenta geometria *concave-up* deformados (indicado por setas) e truncam os estratos sigmoidais (Ss). Diques clásticos e fraturas subverticais cortam os lobos amalgamados.

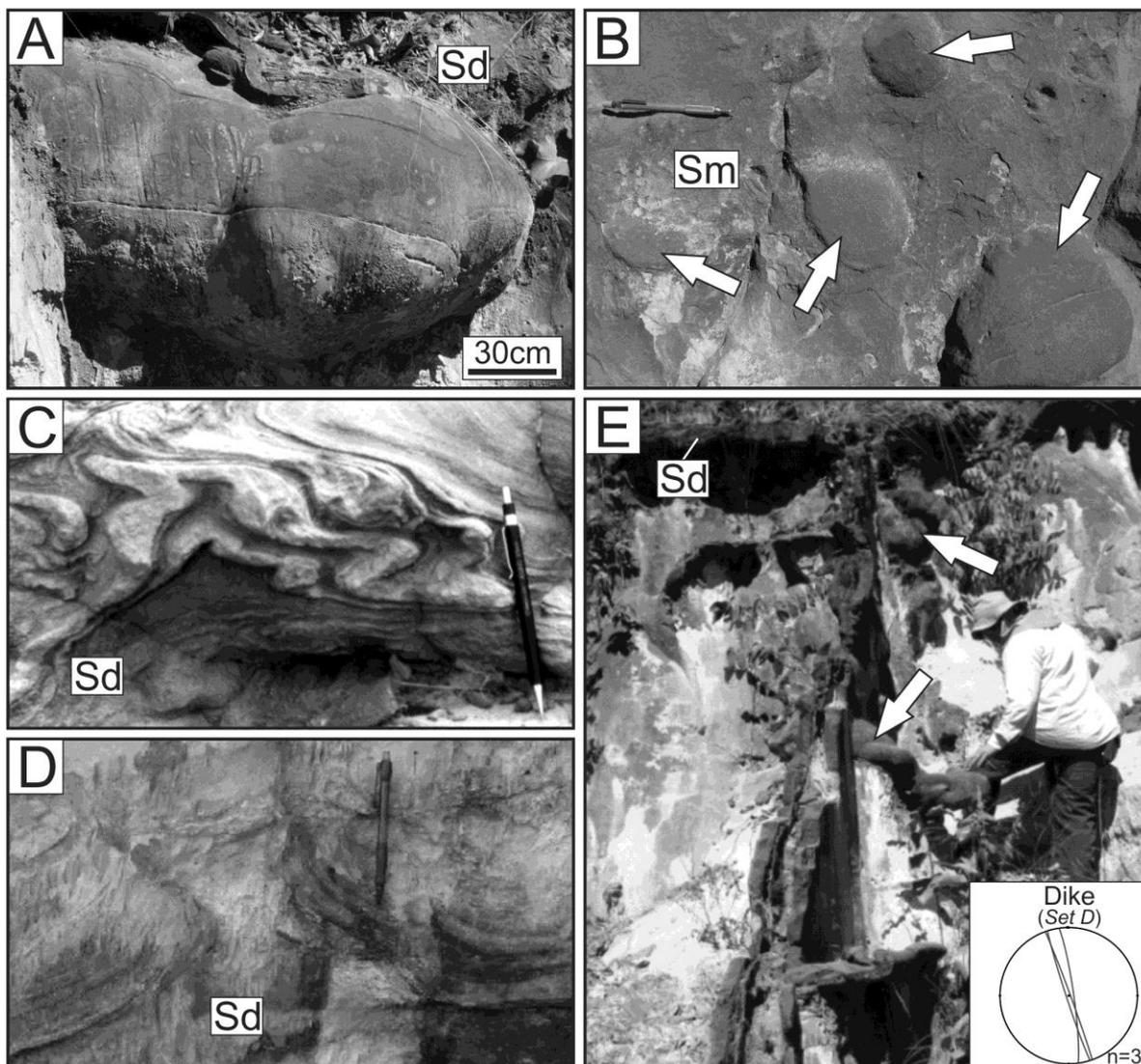


Figura 11. Detalhes das feições sedimentares nos depósitos de frente deltaica de degelo. A) *Large scale ball-and-pillow* da fácies arenito deformado (Sd). B) *Ball-and-pillow* maciça (seta) imersa em arenito maciço da fácies Sm. C) Fácies arenito deformado (Sd) apresentando estrutura em *flame*. D) Estrutura em *dish* na fácies arenito deformado (Sd). E) Dique clástico com diagrama de projeção estereográfica e estruturas *ball-and-pillow* maciças (setas) na fácies arenito maciço (Sm). Observe que o dique trunca as estruturas deformacionais e horizontes com a fácies arenito deformado (Sd). Escalas em B, C e D aproximadamente 17cm.

Estruturas deformacionais na AF4 (fácies Sd) estão concentradas no limite entre os lobos e incluem, *ball-and-pillow*, *dish* e *flame* que formam sucessivos horizontes com espessura máxima de 70cm e lateralmente contínuos por mais de trinta metros (Figs. 10, 11C e 11D, descrito no item Análise Deformacional). Localmente, a base dos lobos arenosos encontra-se desenvolvem uma geometria *concave-up* que truncam a fácies Ss e Sd (Fig. 10). Além disso, fraturas subverticais e diques de injeção pelítico-arenosos são comuns e cortam os horizontes com a fácies Sd e as poucas estruturas primárias preservadas (Figs. 10 e 11E, descrito no item Análise Deformacional).

Interpretação

Corpos arenosos com a fácies Ss foram gerados pela migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo transicional a superior relacionada com a desaceleração do influxo sedimentar quando entra em uma bacia receptora de menor energia com a fácies Ml, como por exemplo, um lago (Røe 1987, Potter *et al.* 2005). Na porção distal do lobo, a desaceleração do fluxo sedimentar fomenta a formação de fácies dominadas por tração/suspensão e gerava laminações cruzadas cavalgantes da fácies Sc (Mutti *et al.* 2003).

Apesar da AF4 ter a mesma interpretação paleoambiental da AF1 (frente deltaica), o posicionamento estratigráfico acima dos depósitos subglaciais (AF3) e a ausência de estruturas associadas a cisalhamento basal sugerem uma ambiência distal em relação à margem da geleira (Knight 2012). Sistemas deltaicos de degelo possuem dinâmica sedimentar intrínseca com períodos de alta disponibilidade de detritos e água fornecidos pelo recuo da geleira (Assine & Vesely 2008, Eyles & Eyles 2010). Estruturas deformacionais da fácies Sm e Sd, estão relacionadas à liquefação e fluidificação de sedimentos inconsolidados, que coadunam com a elevada disponibilidade de água e sedimentos em períodos de recuo glacial (Lowe 1975, Owen 2003). Fraturas e diques de injeção subverticais na AF4 truncam as estruturas sedimentares primárias e os níveis deformados (fácies Sd) são consideradas de origem pós-sedimentar (descrito no item Análise Deformacional, McCarrol & Rijsdijk 2003).

6.4.2 Análise Deformacional

A sucessão estratigráfica estudada encontra-se intensamente deformada e a critério de organização das estruturas foi dividida em quatro *Sets* estruturais limitados por superfícies tectônicas e/ou erosivas (*Sets* A, B, C e D, Fig. 4).

6.4.2.1 Set estrutural A

O *Set* A possui exposições de aproximadamente 1.5m, composto por estruturas encontradas nos depósitos da AF1 que incluem convolução de estratos da fácies argilito laminado (Ml), além de dobra de arrasto recumbente e fraturas subverticais na fácies Ss (Fig. 12). As convoluções da fácies Ml são caóticas, no entanto o acamamento não é desarticulado. As dobras de arrasto na fácies Ss são assimétricas e o flanco superior da dobra de arrasto é truncada por uma falha de cavalgamento restrita lateralmente e que marca o

limite superior do *Set* A. Já as fraturas são em sua maioria subverticais, restritas verticalmente, com espaçamento centimétrico e truncam as estruturas deformacionais deste *Set*.

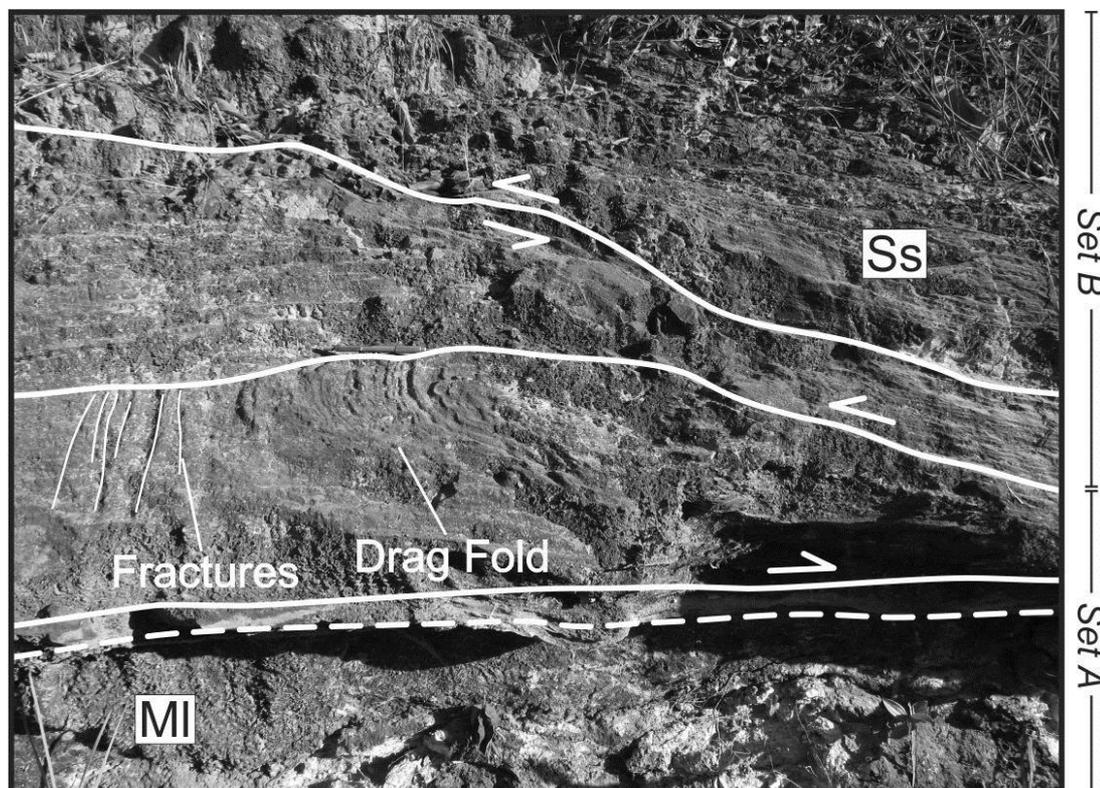


Figura 12. Dobra de arrasto e fraturas subverticais na fácies arenito com estratificação cruzada sigmoide (Ss) e convoluções na fácies argilito laminado (MI) do *Set* estrutural A. O flanco superior da dobra é truncada por uma falha de cavalgamento que marca o limite entre os *Sets* A e B. Escala aproximadamente igual a 10cm.

6.4.2.2 *Set* estrutural B

O *Set* B apresenta espessuras de até 2m e englobam estruturas concentradas no topo da associação AF1 (Fig. 4). Lobos deformados com a fácies Ss e MI e convolução na fácies MI são as principais estruturas neste *Set* (Fig. 7). O limite superior do *Set* B é representado por uma falha de cavalgamento com um plano levemente curvado e extenso lateralmente por mais de 20m, que marca um contato erosivo entre a associação AF1 e AF2.

6.4.2.3 *Set* estrutural C

O *Set* C possui espessuras que não ultrapassam 10m e são representados por estruturas encontradas principalmente nos depósitos da AF2, que incluem foliação sub-horizontal (S0 e S1), *boudin*, estricção, dobra, *duplex* e falha subvertical na fácies Dp, além de fratura subvertical na fácies Dm (Figs. 6C, 7, 8, 13, 14 e 15). As estruturas deformacionais na fácies

Dp são destacadas por *pods* e lentes de arenito fino da AF1. As foliações possuem traços descontínuos, retilíneos a ondulados e com espaçamento de cerca de 2cm (Figs. 6C, 7 e 8B). Apresentam planos com direção preferencial E-W e localmente ESSE-WNW, com mergulhos baixos a moderados para N-NE, destacados por uma fina lente de silito ferruginizado. De forma geral, ocorrem dispostas paralelamente a falha de cavalgamento na base do *Set* e apresentam inflexões na região de contato com falhas, *pods* e lentes de arenito.

Boudins de arenitos finos imersos na matriz da fácies Dp apresentam geometria lenticular descontínua, por vezes na forma de olhos, com orientação preferencial paralela as foliações (Fig. 13A). Os *boudins* possuem espessuras entre 60-20cm, comprimento máximo de 5m e foliações internas concordante com as foliações da fácies Dp. Além disso, a porção mais alongada de alguns *boudins* desenvolvem estricção, caracterizada por um padrão de falhas subverticais escalonadas que destacam blocos retangulares de arenito com rejeito de até 5cm. As dobras no *Set C* são representadas por camadas de arenito fino deformadas com geometria em “m” e “s”, amplas e suaves, envolvidas por foliações da fácies Dp (Fig. 13B). Em situações em que as camadas de arenitos estão associadas com falhas de cisalhamento sub-horizontais podem desenvolver dobras recumbentes com flancos orientados paralelamente ao plano de falha (Fig. 14A). As camadas deformadas apresentam espessuras entre 20-40cm e são contínuas lateralmente por até 12m. Os arenitos que compõem a dobra são geralmente maciços, no entanto restritas foliações paralelas aos flancos da dobra e às foliações da fácies Dp podem estar preservadas.

Estruturas do tipo *duplex* incluem falhas de cavalgamento inclinadas com espaçamento médio de 5m, com geometria sigmoidal e articuladas lateralmente por mais de 11m (Fig. 14B). Camadas de arenitos situadas entre as principais falhas que compõem o *duplex* apresentam foliações e geometria paralela à estrutura externa. Os corpos arenosos possuem espessuras máximas de 3m e exibem acunhamento em direção ao topo. As falhas subverticais no *Set C* são do tipo normal e inversa e exibem direção preferencial N-S com variações para NNE-SSW e NNW-SSE (Figs. 6C, 7 e 15). Algumas falhas estão articuladas ao plano de cavalgamento que limita a base do *Set* , truncam a foliação, lentes e *pods* de arenito da fácies Dp, além de apresentarem degraus e estrias (*slickenlines/slickensides*) (Figs. 6C e 7). Já as fraturas subverticais ocorrem de forma restrita na fácies Dm, apresentam espaçamento de aproximadamente 8cm e são paralelas as falhas (Fig. 8A). O limite superior do *Set C* é representado por uma superfície erosiva que marca a base dos depósitos da AF3.

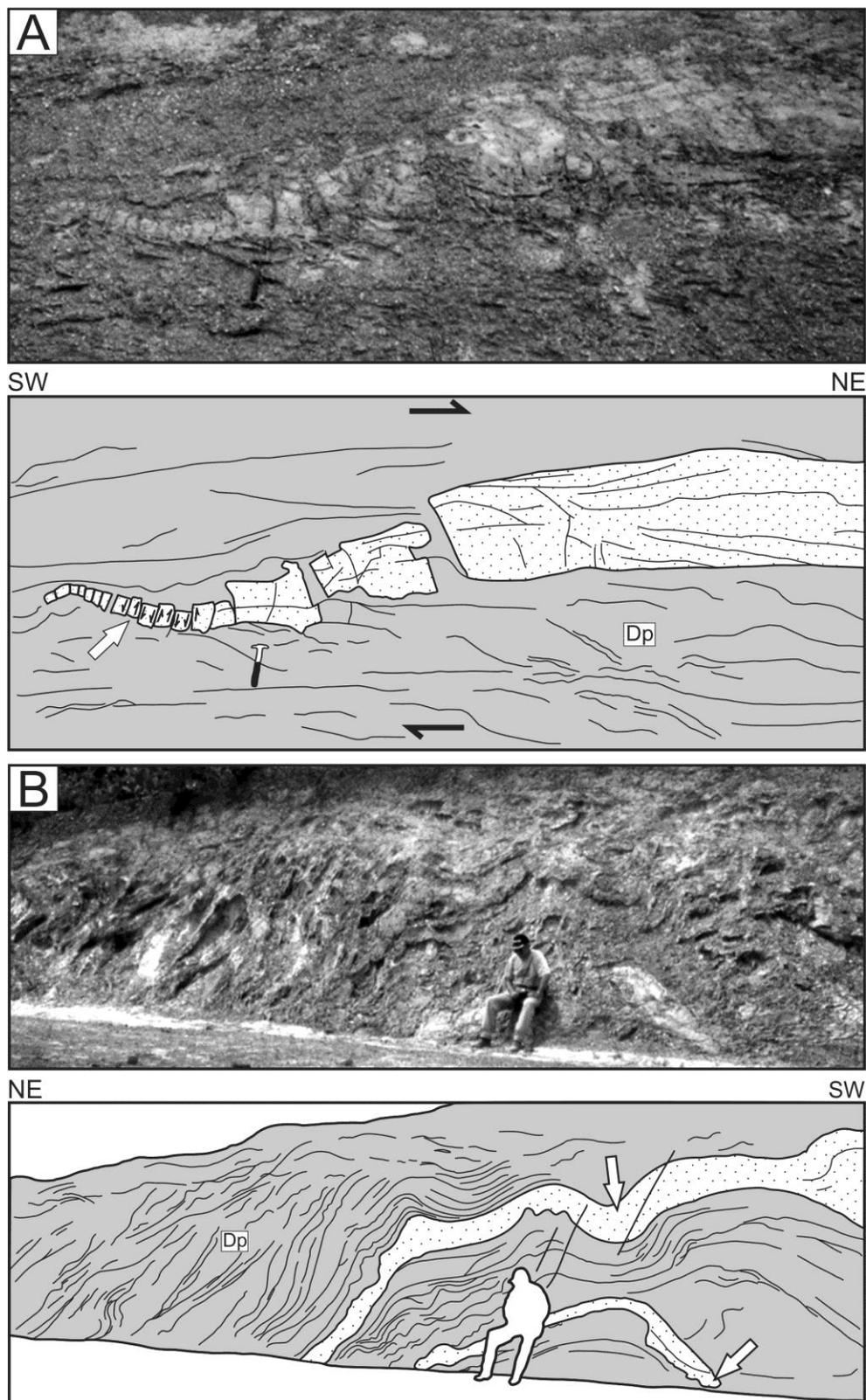


Figura 13. Estruturas em *boudin* e dobras do Set estrutural C. A) *Boudin* arenito fino imersos na fácies diamicitó com *pods* (Dp) associado a zona de cisalhamento tangencial. Observe que a porção mais delgada do *boudin* apresenta estrição (seta). B) Dobras com geometria em “m” e “s” destacados por lentes de arenito fino na fácies Dp (seta). As foliações da fácies Dp são concordantes com os flancos da dobra.

6.4.2.4 Set estrutural D

O Set D possui espessuras de até 25m e engloba estruturas encontradas nos depósitos da AF3 e AF4, que incluem *ball-and-pillow*, *flame* e *dish*, concentradas em horizontes lateralmente contínuos da fácies Sd, além de dique clástico e fraturas (Figs. 10 e 11). As estruturas *ball-and-pillow* apresentam comprimento entre 8-25cm e altura entre 7-30cm, no entanto também são constatadas *ball-and-pillow* em larga escala com comprimento médio entre 90-140cm e altura entre 75-120cm (Fig. 11A e 11B). Estruturas em *ball-and-pillow* exibem geometria circular a elíptica, com estrutura interna maciça ou com laminações centimétricas curvadas e crenuladas paralelas geometria externa. As estruturas em *flame* exibem feições com morfologia em domo ou trapézio com comprimento e altura médios de 35cm e 22cm, respectivamente (Fig 11C). Em casos excepcionais, a estrutura em *flame* pode alcançar dimensões de no máximo 90cm de comprimento e 70cm de altura (Fig. 10).

Estruturas em *dish* ocorrem na porção basal de camadas com a fácies Sd são caracterizadas por feições com concavidade para cima com até 55cm de comprimento e 15cm de altura (Fig. 11D). A estruturação interna dos *dishes* geralmente é maciça, entretanto quando as laminações internas estão preservadas acompanham a geometria externa. Diques clásticos pelítico-arenosos exibem estrutura interna maciça, com até 5m de comprimento e 30cm de largura. Os diques apresentam direção preferencial N-S com variações para NNE-SSW e NNW-SSE, paralelas a falhas e fraturas, que cortam *ball-and-pillows*, *dishes* e *flames* da fácies Sd. (Figs. 10 e 11E). As fraturas no Set D são predominantemente verticais e, assim como os diques clásticos, cortam as estruturas deformacionais do Set (Fig. 10).

Interpretação

A presença falha de cavalgamento (plano de *detachment*) que destaca um contato erosivo entre a AF1 e diamictitos com clastos exóticos e facetados da AF2 indica a atuação de processos de cisalhamento tangencial a partir de geleiras em fases de avanço (Fig. 16, Boulton & Hindmarsh 1987, McCarroll & Rijdsdijk 2003). O processo de cavalgamento de corpos lenticulares de diamictons sobre os depósitos da AF1 produziram as principais estruturas encontradas nos Sets A e B, como convolução de estratos, falhas de cavalgamento secundárias e paralelas à superfície de *detachment*, bem como dobras recumbentes na fácies Ss.

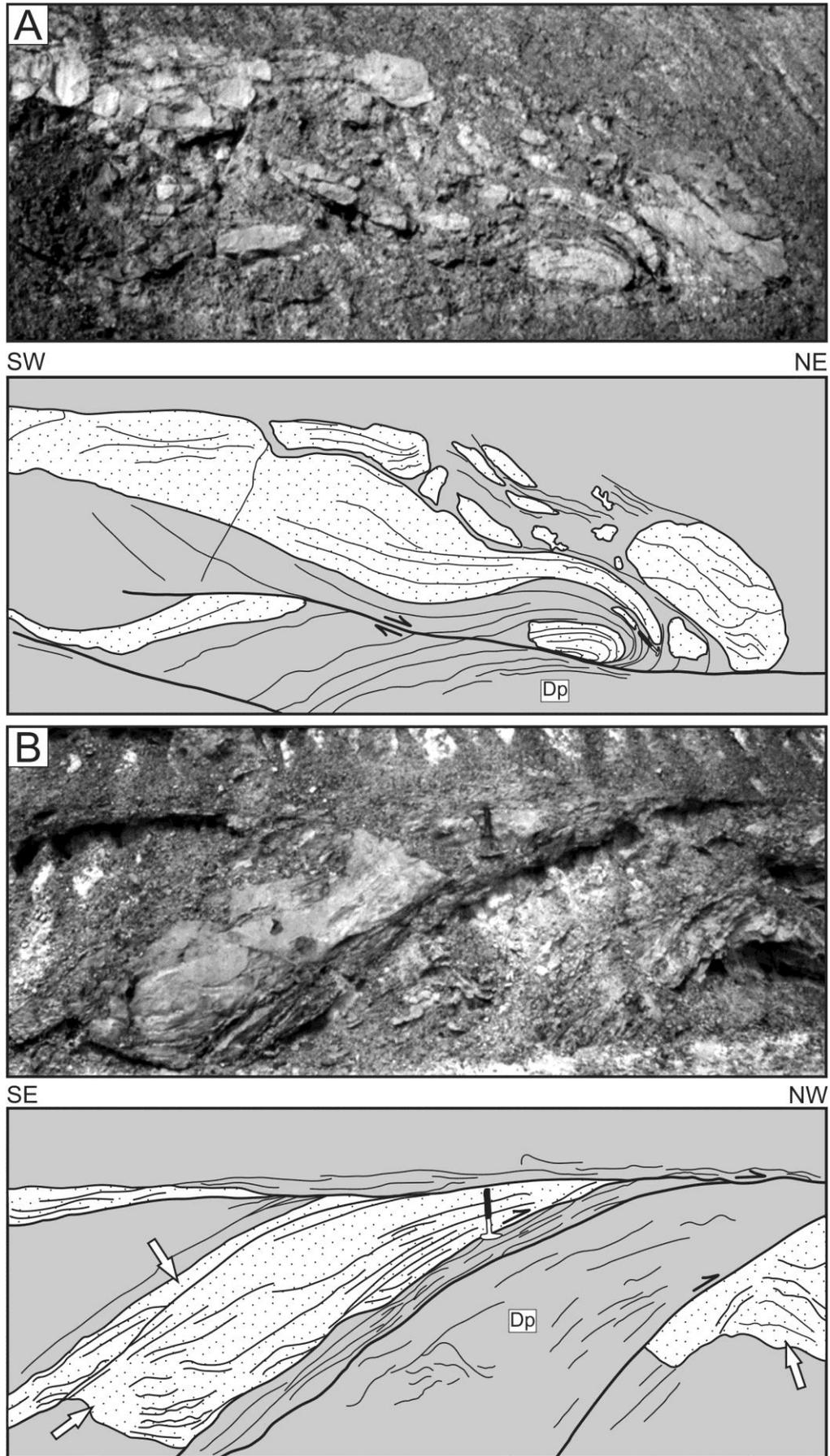


Figura 14. Legendas na próxima página.

Figura 14. Dobra recumbente e estrutura em *duplex* do *Set* estrutural C. A) Dobra recumbente associada à falha de cisalhamento tangencial destacada por arenito fino na fácies diamictito com *pods* (Dp). Observe que as foliações internas no arenito e na fácies Dp são concordantes. B) Falhas de cavalgamento articuladas lateralmente na fácies Dp (*duplex*) com *pods* de arenito entre as principais falhas. As foliações internas dos *pods* são paralelas às foliações da fácies Dp.

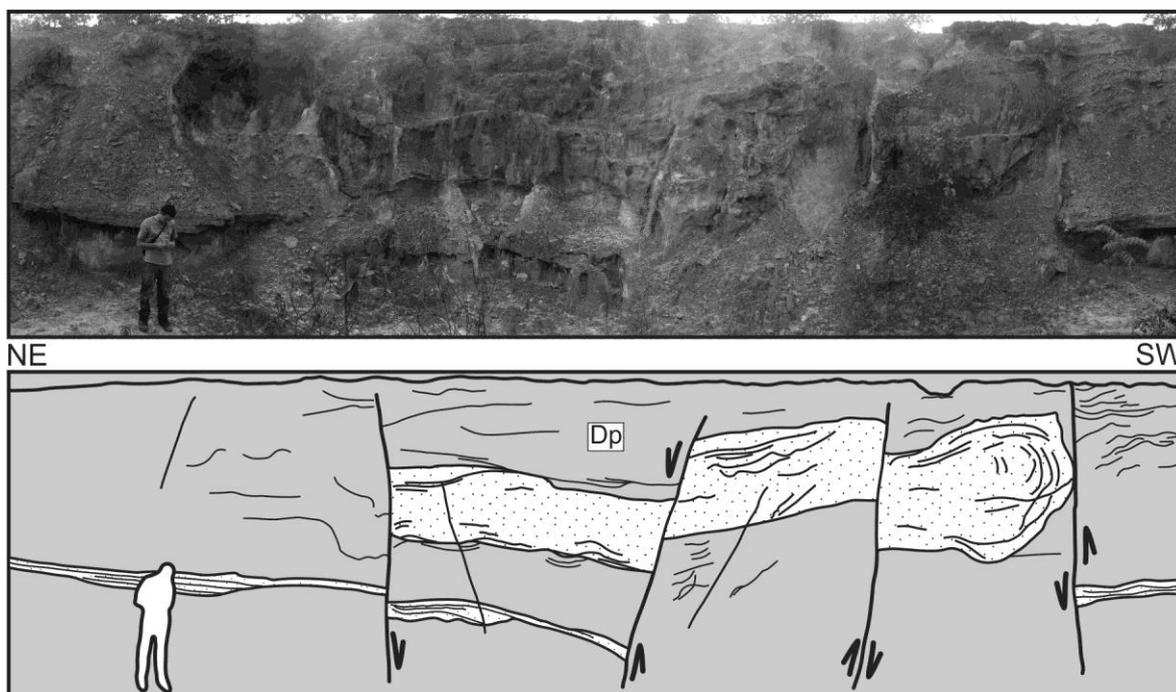


Figura 15. Falhas subverticais na fácies diamictito com *pods* (Dp) do *Set* estrutural C. Os planos de falhas são ressaltados quando truncam e deslocam os *pods* de arenito.

As foliações na fácies Dp no *Set* C são resultado de dois vetores de tensão, um vertical e outro horizontal, respectivamente relacionados ao peso e a ação cisalhante do movimento da geleira (Figs. 16 e 17A, Evans *et al.* 2006). *Pods* e lentes de arenito imersos na fácies Dp indicam erosão subglacial e incorporação de parte do substrato parcialmente congelado da AF1, que seriam deformados plasticamente durante a fase de avanço. A ação cisalhante da geleira sob o substrato também gerava estruturas em *duplex* através de progressivos cavalgamentos associados à desarticulação de estratos sigmoidais da AF1 e que preservavam parcialmente a geometria do lobo (Ingolfsson 1988, McCarrol & Rijdsdijk 2003). Além disso, falhas predominantemente inversas articuladas à superfície de *detachment* sugerem contemporaneidade da deformação.

Structures	Facies	Paleoenvironment	Behaviour of sediment during deformation	Driving-force system	Trigger mechanism		
Deformed bed	Cross-bedded sandstone and laminated mudstone	Delta front	Hydroplastic	Compressive regime due to tangential shear zone	Glaciotectonism		
Recumbent							
Fold	Sandstone pods and lenses immersed in sandy-pelitic diamictite and diamictite	Subglacial	Liquefaction	Gravitationally unstable density gradient	Earthquake link to post-glacial rebound		
Drag							
M and S geometry							
Foliation	Cross-bedded, deformed and massive sandstone	Melt-out delta front	First Liquefaction, then fluidization				
Boudin							
Ball-and-pillow							
Load cast and dish							
Water escape	Clastic dike	Mainly subglacial and delta front	Brittle behaviour of partially frozen sediments	Mainly compressive regime due to tangential shear zone and post-depositional strike-slip and extensional movement	Mainly glaciotectonism and post-glacial rebound		
						Flame	
Fault	Sandstone pods and lenses immersed in sandy-pelitic diamictite and diamictite	Delta front, subglacial and melt-out delta front					
						Reverse Complex	
						Thrust	
Fracture	Cross-bedded, deformed and massive sandstone, as well as sandstone pods immersed in sandy-pelitic diamictite and diamictite	Delta front, subglacial and melt-out delta front					

Figura 16. Sumário das principais estruturas, comportamento do sedimento e mecanismo desencadeadores das deformações na porção superior da Formação Cabeças na região de Pedro Afonso (TO).

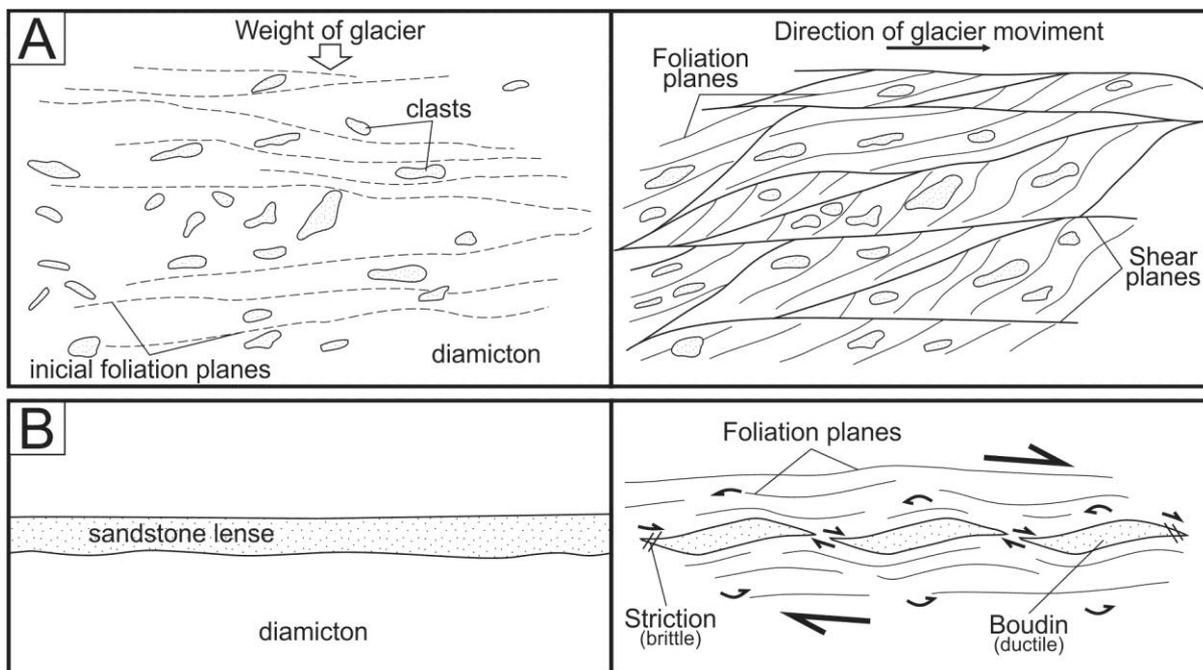


Figura 17. Modelos simplificados da gênese de foliações e *boudins* em diamictitos do Set estrutural C. A) O peso exercido pela geleira sob o substrato forma planos de foliações sub-horizontais iniciais que evoluem para planos de cisalhamento devido a movimentação da geleira (Boulton 1970). B) Lentes de arenitos imersos em diamictitos associados a zonas de cisalhamento fragmentam e destacam *boudins* de arenito por deformação coaxial. Observe que na porção mais alongada dos *boudins* a deformação excede a competência do material que responde através de estruturas de estricção em regime rúptil (Fossen 2012).

Corpos de arenitos situados nas proximidades de zonas de cavalgamento desenvolviam dobras e *boudins* através de processos de cisalhamento simples heterogêneo (McCarroll & Rijdsdijk 2003, Kessler *et al.* 2012). Estruturas de estricção, em especial, indicam que a deformação coaxial na porção mais delgada de *boudins* de arenito excedeu a competência do material gerando estruturas de comportamento rúptil (Figs. 16 e 17B, Evans *et al.* 2006). De forma geral, os planos de foliação na fácies Dp e nos *pods* e lentes de arenito deformados são paralelas e apontam para o mesmo processo deformacional. Inflexões das foliações da fácies Dp na região de contato com as falhas inversas sugerem a mesma interpretação. A trama planar observada no Set C apresenta direção predominante E-W, com variações ESE-WNW e mergulhos baixos a moderados para N e NE, compatíveis com movimentação de massa de S para N através de falhas de cavalgamento subglaciais.

As deformações encontradas no Set D estão principalmente relacionadas com estruturas de escape de água através de processos de liquefação e fluidificação em sedimentos saturados em água (Figs. 16 e 18, Brechey & Newall 1977, Owen 2003, Tasgin *et al.* 2011). O processo de liquefação e fluidificações em sedimentos saturados em água podem ser gerados por vários mecanismos (*p.e.* vulcanismo e instabilidades gravitacionais;

Moretti & Sabalo 2007, Owen *et al.* 2011). Portanto, a identificação dos agentes desencadeadores das deformações depende mais do contexto deposicional que das estruturas de deformação em si (Owen & Moretti 2011).

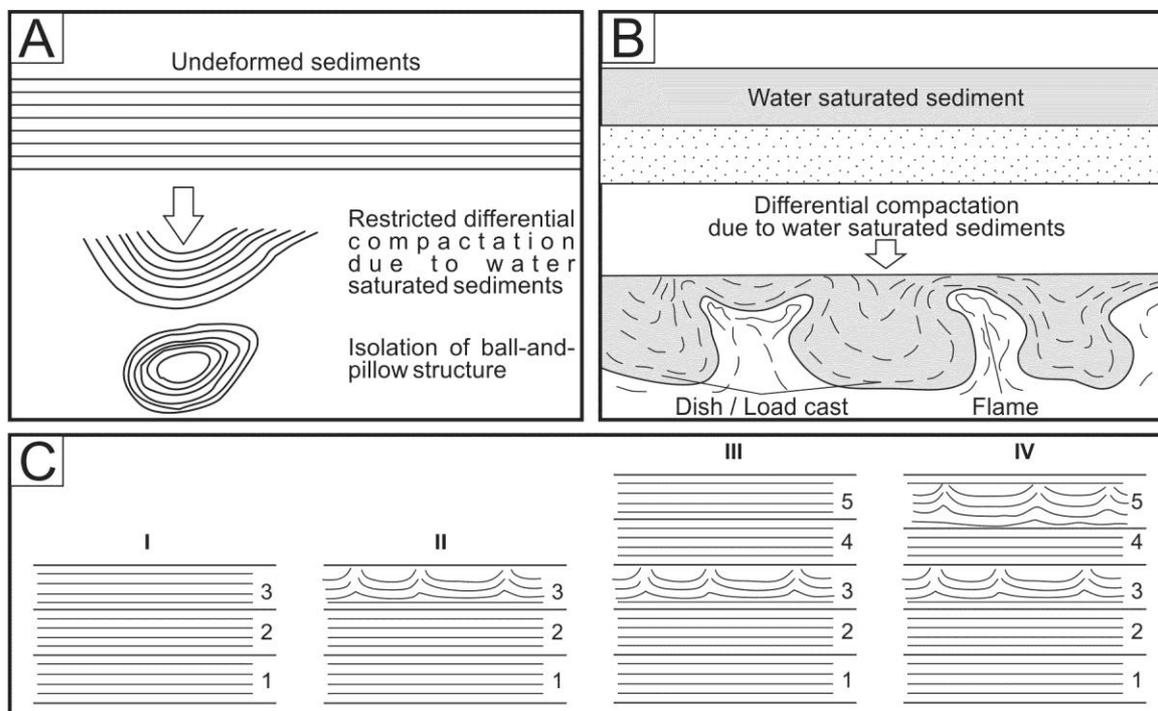


Figura 18. Modelos simplificados de formação de estruturas de escape de água do *Set D*. A) Estruturas do tipo *ball-and-pillow* são geradas por compactação diferencial restrita em sedimentos saturados em água que acabam isolando corpos circulares a elipsoides. B) Estruturas em *dish/load cast* e *flame* são produzidas na interface de pacotes de sedimento com viscosidade diferente. A compactação diferencial de camadas saturadas em água gera interpenetração dos sedimentos com viscosidade maior e diapirismo nos sedimentos com menor viscosidade (Moretti & Sabalo 2007). C) Modelo da gênese da deformação seletiva de camadas saturadas em água relacionadas a sismos. I- deposição de camadas não deformadas, II- evento sísmico deforma as camadas mais superficiais (3), III- deposição de camadas não deformadas sobre a camada 3, IV- um novo evento sísmico deforma as camadas superficiais (5) (Owen 1995).

Horizontes lateralmente contínuos e recorrentes com a fácies Sd em conjunto com estruturas do tipo *ball-and-pillow*, *dish* e *flame* de grande escala são pertinentes com deformações induzidas por sismos, uma vez que deformações sin-sedimentares geralmente são restritas lateralmente (Pope *et al.* 1997, Moretti 2000, Bowman *et al.* 2004, Owen & Moretti 2011, Van Loon & Pisarska-Jamrozny 2014). Desta forma, a sismicidade induz a expansão de água nos sedimentos mais próximos da superfície que respondem com geração de estruturas de escape de água (Fig. 18C). Posteriormente, o horizonte deformado é sobreposto por camadas não deformadas até que um novo evento sísmico produza estruturas de escape de água nas camadas mais superficiais. A repetição desse processo fica registrada através de horizontes deformados da fácies Sd intercalados entre camadas não deformadas.

Diques clásticos restritos ao *Set D* e fraturas subverticais encontradas em todos os *Sets* estruturais com direção perpendicular à trama observada nos diamictitos são considerados de origem tardia e sugere um estado de deformação mais rúptil associado a maior consolidação dos sedimentos (Kane 2010, Whitmore & Storm 2010). Neste sentido, as fraturas poderiam ter favorecido a injeção de material fluidizado do *Set D* em direção à superfície através de anisotropias.

6.4.3 Implicações Estratigráficas e Dinâmica Glacial

A análise faciológica e glacioteclônica aplicada na porção superior da Formação Cabeças indicou a presença de geleiras costeiras sobre um substrato inconsolidado e saturado em água da AF1, com temperatura levemente acima do ponto de fusão do gelo. *Pods* de arenitos deformados e imersos em corpos lenticulares de diamictitos foliados indicam erosão subglacial em condições mecânicas compatíveis com o regime rúptil-ductil, relacionado a cisalhamento simples em períodos de avanço glacial (McCarroll & Rijdsdijk 2003, Kessler *et al.* 2012). Adicionalmente, falhas de cavalgamento limitando depósitos da AF1 e AF2, vergência de estruturas no *Set C*, diminuição da intensidade da deformação lateralmente e restrita a um intervalo estratigráfico são fortes indícios de deformações induzidas por movimentação de massas de sul para norte relacionado ao glacioteclonismo (Banham 1988).

A presença de diamictitos maciços no topo da AF2 e a sobreposição de arenitos da AF4 com estruturas de escape de água sugerem a diminuição do processo de cisalhamento glacial e maior disponibilidade de água de degelo em direção ao topo da sucessão. Além disso, tempestitos com estruturas em *dump* coadunam com recuo da margem da geleira, seguido de fragmentação e formação de *icebergs* (Eyles & Eyles 2010).

A abundância, extensão lateral e principalmente ciclicidade e escala das estruturas de escape de água no *Set D* sugerem gênese relacionada a eventos sísmicos do *rebound* litostático (Möner 2005). Apesar do *rebound* afetar todos os estratos, as deformações estão concentradas em sedimentos arenosos mais superficiais e saturadas em água de degelo da AF4 por serem mais susceptíveis ao processo de fluidificação e liquefação que os diamictitos (Obermeire *et al.* 2005). Neste sentido, os diamictitos responderiam aos abalos sísmicos através de deformações de caráter rúptil como falhas predominantemente normais e fraturas subverticais.

A disposição geométrica e cinemática das estruturas deformacionais na porção superior da Formação Cabeças sugere que foram produzidas por dois processos: o primeiro é representado por deformações relacionadas à ação cisalhante da base da geleira em períodos de avanço, produzindo uma superfície de *detachment*, bem como as principais estruturas constatadas nos *Sets* estruturais A, B e C. O segundo está ligado a estruturas de escape de água induzidos por abalos sísmicos relacionados ao alívio litostático (*rebound*) na região por perda de massa da geleira (Möner 2005).

A sobreposição da Formação Cabeças por depósitos de *offshore/shoreface* da Formação Longá sugere maior disponibilidade de água e condições de sedimentação transgressiva pós-glaciais (Pazos 2002, Vesely & Assine 2006). Registros da transgressão pós-glacial no final do Famenniano são encontrados em bacias da América do Sul e Europa através da deposição de folhelhos negros sobre diamictios (*p.e.* Caplan & Bustin 1999, Streel *et al.* 2013).

6.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise estratigráfica nas rochas da Formação Cabeças na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, região de Pedro Afonso (TO), definiu quatro associações de fácies representativas de um sistema glacio-deltaico famenniano: frente deltaica (AF1), subglacial (AF2), *shoreface* (AF3) e frente deltaica de degelo (AF4).

As estruturas deformacionais observadas foram deflagradas por dois processos distintos: (i) estruturas geradas durante fases de avanço da geleira, que incluem superfície de *detachment*, foliação nos diamictitos, *pods* de arenitos deformados, bem como dobras, falhas inversas, *boudins*, *duplexs* e estrição e; (ii) estruturas relacionadas ao *rebound* litostático, como por exemplo horizontes lateralmente contínuos com feições de fluidificação e liquefação, bem como fraturas, diques clásticos e falhas predominantemente normais. Além disso, a avaliação geométrica e cinemática das estruturas em diamictitos indica que no Famenniano Superior a borda sudoeste da Bacia do Parnaíba foi palco de condições glaciais com movimentação de geleiras de sul para norte.

A sobreposição de depósitos subglaciais por depósitos de frente deltaica de degelo com feições fluidificação de liquefação, bem como folhelhos da Formação Longá apontam para a implantação de condições pós-glaciais transgressivas na passagem Famenniano-

Carbonífero na Bacia do Parnaíba. O reconhecimento de estruturas associadas ao glacioteconismo na porção superior da Formação Cabeças contribuiu para o melhor entendimento das sucessões glaciais no Brasil e na distribuição e dinâmica de geleiras no Gondwana Ocidental.

Agradecimentos

À Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Combustível (ANP) pela concessão de bolsa de doutorado através do Programa de Formação de Recursos Humanos da Universidade Federal do Pará (PRH-06/UFGPA). Este é um trabalho do grupo de pesquisa GSED/UFGPA, deste modo agradecemos ao Msc. Isaac Rudnitzki e Msc. Luiz Saturnino pelas valiosas discussões e apoio na etapa de campo.

CAPÍTULO 7 CONCLUSÕES

A avaliação faciológica, estratigráfica, glaciotectônica e de proveniência em zircão detrítico (LA-ICPMS) em exposições com mais de 60m de espessura da Formação Cabeças possibilitou um melhor entendimento das condições paleoambientais e de proveniência sedimentar do principal reservatório do sistema petrolífero mesodevoniano-eocarbonífero da Bacia do Parnaíba.

Treze fácies sedimentares foram descritas e agrupadas em 6 associações que incluem: 1- frente deltaica distal, 2- frente deltaica proximal, 3- planície deltaica, 4 shoreface glacial, 5- depósitos subglaciais e 6) frente deltaica de degelo, que registram a evolução de um sistema deltaico devoniano influenciado por processo glaciais nos estágios finais de deposição. Na borda leste da Bacia do Parnaíba o sistema deltaico era alimentado por sedimentos provenientes da Província Borborema, que forneceram idade máxima de deposição 501 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95% concordante). Na transição Devoniano-Carbonífero o estabelecimento de condições pós-glaciais resultou na elevação do nível de mar local e afogamento do delta Cabeças.

A análise geométrica e cinemática das estruturas constatadas nos diamictitos na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba é compatível com deformações em caráter rúptil-dúctil associado ao cisalhamento simples tangencial induzido por movimentação de geleiras de sul para norte. Além disso, a diminuição das deformações lateralmente e deformações restritas a um intervalo estratigráfico reforçam a natureza glacial das estruturas. Por outro lado, a abundância, extensão lateral e principalmente ciclicidade e escala das estruturas de escape de água nos depósitos de frente deltaica de degelo, estratigraficamente sotopostos aos diamictitos, sugerem gênese relacionada a eventos sísmicos do *rebound* litostático.

A avaliação glaciotectônica nos diamictitos Cabeças possibilitou classificar as estruturas deformacionais em dois eventos distintos: (i) estruturas produzidas durante fases de avanço glacial, que incluem foliações em diamictitos com *pods* de arenito, falhas (normal, inversa e de cavalgamento), dobras (arrasto, recumbente, em “m” e “s”), além de *duplexs*, boudinagem e estrição e; (ii) estruturas geradas por *rebound* litostático, como por exemplo, horizontes lateralmente contínuos com feições de fluidificação e liquefação, bem como fraturas, diques clásticos, brechas intraformacionais e falhas predominantemente normais. A análise microestrutural em lâminas orientadas de diamictitos identificou estruturas como: alinhamento e quebra de grãos, estrangulamento, rotacionais, tipo “cometa” e dobras.

Os depósitos glaciais da Formação Cabeças estão concentrados principalmente na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. A distribuição geográfica destes depósitos sugere maior proximidade da capa de gelo polar a sul da bacia. Além disso, os diamictitos são intervalos com baixo volume de poros e podem representar trapas estratigráficas secundárias no reservatório abrindo novas perspectivas a respeito de anisotropias primárias no principal reservatório do sistema petrolífero mesodevoniano-eocarbonífero da Bacia do Parnaíba.

REFERÊNCIAS

- Aber, J. 1982. Model for glaciotectonism. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **30**: 79-90.
- Ahmed, S.; Bhattacharya, J.P.; Garza, D. E.; Li, Y. 2014. Facies architecture and stratigraphic evolution of a river-dominated delta front, Turonian Ferron Sandstone, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **84**: 97-121.
- Albuquerque, R. 1922. Reconhecimentos geológicos no Vale do Amazonas. *Serv. Geol. Min. Boletim*, **3**: 1-84.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: V. Mantesso-Neto *et al.* (org.). *Geologia da Plataforma Sul-Americana: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p. 43-58.
- Andrade Filho, E.; Neves, J.P.; Guimarães, J. 1994. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Santa Rica de Cássia, Formosa do Rio Preto. Folhas SC.23-ZC e SC.23-YD. Estados da Bahia e Tocantins. Escala 1:250.000*. Publicação Especial, MME/CPRM, Brasília, 68pp.
- Andrade, C.A.C. & Cunha, F.M.B. 1971. Revisão geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo. *Anais...SBG*, v.3, p. 93-112.
- Arnot, M.J.; Good, T.R.; Lewis, J.J.M. 1997. Photogeological and imageanalysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, **67**(5): 984-987.
- Arthaud, M.H.; Caby, R.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Parente, C.V. 2008. Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region. In: R.J. Pankhurst; R.A.J. Trouw; B.B. Brito Neves; M.J. De Wit (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, Geological Society of London, Special Publications, 294, p.: 49-67.
- Assine, M.L.; Alvarenga, C.J.S.; Perinotto, J.A.J. 1998. Formação Iapó: Glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 51-60.
- Azevedo, R.L.M. & Terra, G.J.S. 2008. A busca do petróleo, o papel da Petrobras e o ensino da geologia no Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **16**(2): 373-420.
- Banham, P.H. 1977. Glacitectonics in till stratigraphy. *Boreas*, **6**: 101-106.
- Banham, P.H. 1988. Thin-skinned glaciotectonic structures. In: D.G. Croot (ed.). *Glaciotectonics: Forms and Processes*. Balkema, Rotterdam, p. 21-25
- Benn D.I. & Evans D.J.A. 1998. *Glaciers and glaciation*. Arnold Publishers, Great Britain, 734 pp.
- Bennacef, A.; Beuf, S.; Biju-Duval, B.; Charpal, O.; Gariel, O.; Rognon, P. 1971. Example of cratonic sedimentation: Lower Paleozoic of Algerian Sahara. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **55**: 2225-2245.

Bennett, M.R.; Doyle, P.; Mather, A.E. 1996. Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **121**: 331-339.

Berry, W.B.N. & Boucot, A.J. 1972. Correlation of the South American Silurian rocks. *Geological Society of America. Special paper*, **133**: 1-60.

Berthelsen, A. 1979. Recumbent folds and boudinage structures formed by subglacial shear: an example of gravity tectonics. *Geol. Mijnbouw*, **58**: 253-260.

Bhattacharya, J.P. & Walker, R.G. 1992. Deltas. *In*: R.G.Walker & N.P. James (Ed.). *Facies Models. Response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 157-178.

Bhattacharya, J.P. 2010. Deltas. *In*: N.P. James & R.W. Dalrymple (eds.). *Facies Model 4*. Geological Association of Canada, p.: 233-264.

Bjørlykke, K. & Jahren, J. 2010. Sandstones and Sandstone Reservoirs. *In*: K. Bjørlykke (ed.). *Petroleum Geoscience: from sedimentary environments to rock physics*. Springer, p. 113-140.

Blazauskas, N.; Jurgaitis, A.; Sinkunas, P. 2007. Patterns of Late Pleistocene proglacial fluvial sedimentation in the SE Lithuanian Plain. *Sedimentary Geology*, **193**: 193-201.

Boggs Jr., S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 4^a ed. Pearson Prentice Hall, 662pp.

Borghi, L.; Oru , D.; Figueiredo, L.B.; Alvarenga, D.; Cl rice, A.M. 1997. Correla o entre o Grupo Itacurubi (Paraguai) e a Forma o Vila Maria (Brasil), Siluriano da Bacia do Paran . *In*: S mpo io sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paran , 3. Barra das Gar as (MT). *Resumos*. p. 8.

Boulton, G.S. & Hindmarsh, R.C.A. 1987. Sediment deformation beneath glaciers; interactions between sediment flow and drainage and geological products. *Journal of Geophysical Research*, **92**(B2): 9059-9082.

Boulton, G.S. 1970. On the deposition of subglacial and melt-out till at the margins of certain Svalbard glacier. *Journal of Glaciology*, **9**: 231-245.

Bowman, D.; Korjenkov, A.; Porat, N. 2004. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology*, **163**: 211-228.

Bracken, B. & Picard, M.D. 1984. Trace fossils from Cretaceous/Tertiary North Horn Formation in Central Utah. *Journal of Paleontology*, **58**: 477-487.

Branisa, L.; Chamot, G.A.; Berry, W.B.N.; Boucot, A.J. 1972. Silurian of Bolivia. *Geological Society of America. Special paper*, **133**: 21-31.

Breitbach, J.W. 1957. *Geology of Rio Cajari, Paleozoic outcrop belt, lower Amazon Basin*. Bel m, PETROBR S. (Relat rio In dito 210-A).

Brenchley, P.J. & Newall, G. 1977. The significance of contorted bedding in Upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 819-833.

Brito Neves, B.B.; dos Santos, E.J.; Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *In: U.G. Cordani; E.J. Milani; A. Thomaz Filho; D.A. Campos (eds.). Tectonic Evolution of South America - 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p: 151-182.*

Brodzikowski, K. & Van Loon, A.J. 1991. Glacigenic sediments. *Developments in Sedimentology*, 49. Amsterdam, Elsevier. 674 p.

Bromley, R.G. & Asgaard, U. 1991. Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies. *Lethaia*, **24**: 153-163.

Bühn, B.; Pimentel, M.M.; Matteini, M.; Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**: 99-114.

Canuto J.R.; dos Santos, P.R.; Rocha-Campos A.C. 2010. Fácies e associações de fácies de diamictitos do Subgrupo Itararé (Paleozóico Superior) no norte de Santa Catarina e sul do Paraná, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(2): 220-235.

Caplan, M.L. & Bustin, R.M. 1999. Devonian-Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrocks and anoxia: causes and consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**: 187-207.

Caputo, M.V. & Crowell, J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 1020-1036.

Caputo, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Santa Barbara, University of California. PhD Thesis, 583 p.

Caputo, M.V. 1985. Late Devonian Glaciation in South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**: 291-317.

Caputo, M.V. 1998. Ordovician-Silurian Glaciations and Global Sea-Level Changes. *In: E. Landing, & M.E. Johnson, (eds.) Silurian Cycles Linkages of Dinamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic, and Tectonic Changes*. New York, Museum Bulletin, 491, p. 15-25.

Caputo, M.V.; Melo, J.H.G.; StreeL, M.; Isbell, J.L. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. *The Geological Society of America. Special Paper*, **441**: 1-13.

Caputo, M.V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D.N.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Belém, *Relatório Interno*, 641-A PETROBRÁS. 92p.

Caputo, M.V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia Amazonas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 26. Belém. *Anais...* SBG. v.3, p. 35-46.

Carozzi, A.V. 1980. Tectonic control and petroleum geology of the Paleozoic clastics of the Maranhão Basin, Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, **2**(4): 55-74.

Carozzi, A.V.; Falkenhein, F.U.H.; Carneiro, R.G.; Esteves, F.R.; Contreiras, C.J.A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sin-sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Exploração de Petróleo – PETROBRAS 7*.

Carozzi, A.V.; Pamplona, H.R.P.; Castro, J.C.; Contreiras, C.J.A. 1973. Ambientes deposicionais e evolução tectono-sedimentar da seção clástica paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27. São Paulo. Anais... SBG. v.3, p. 279-314.*

Castro, J.C.; Eiras, J.F.; Caputo, M.V. 1988. Paleozóico do rio Tapajós. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém. Roteiro das Excursões. SBG. p. 27-44.*

Cheel R.J. & Leckie D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review, 1: 103-122.*

Clarke, J.M. 1899. A fauna siluriana superior do rio Trombetas, Estado do Pará, Brasil. *Arch. Mus. Nac., 10: 1-48.*

Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomas Filho, A.; Cunha, F. M. B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo, 15.*

Corfu, F.; Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O.; Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures. *In: J.M. Hanchar & P.W.O Hoskin (ed.). Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 53, p.: 468-500.*

Cotter, E. 1983. Shelf, paralic, and fluvial environments and eustatic sea-level fluctuations in the origin of the Tuscarora Formation (Lower Silurian) of Central Pennsylvania. *J. Sed. Petrol., 1: 25-49.*

Crimes, T.P. 1975. The stratigraphical significance of trace fossils. *In: R.W. Frey, (ed.) The study of trace fossils. New York, Springer-Verlag. p. 109-130.*

Crowell, J.C.; Rocha Campos, A.C.; Suarez-Soruco, R. 1980. Silurian glaciation in central South America. *In: International Gondwana Symposium, 5. New Zealand. p. 105-110.*

Cudzil, M.R. & Driese, S.G. 1987. Fluvial, tidal and storm sedimentation in the Chilhowee Group (Lower Cambrian), northeastern Tennessee, U.S.A. *Sedimentology, 34: 861-883.*

Cunha, P.R.C.; de Melo, J.H.G.; da Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2): 227-252.*

Cunha, P.R.C.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C.; Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências PETROBRÁS, 8: 47-55.*

Dantas, E.L.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Fetter, A.H.; Brito Neves, B.B.; Nutman, A.P.; Williams, I.S. 2004. The 3.4-3.5Ga São José do Campestre Massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research, 130, 113-137.*

Derby, O.A. 1879. Contribuições para a geologia do Baixo Amazonas. *Arch Mus. Nac, 2: 77-104.*

Dreimanis, A. 1989. Tills: Their origin and properties. *In: Goldthwait, R.P. & Matsch, C.L. (eds.) Genetic classification of glacial deposits. Rotterdam, Balkema, p. 11-49.*

Duke, W.L. & Prave, A.R. 1992. Storm and tide-influenced prograding shoreline sequences in the Middle Devonian Mahantango Formation, Pennsylvania. *In*: D.G. Smith; G.E. Reinson; B.A. Zaitlin; R.A. Rahmani (eds.). *Clastic tidal sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., p. 349-370. (Memoir, 16).

Dumas, S. & Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**(12): 1073-1076.

Ekdale, A.A.; Bromley, R.G.; Pemberton, S.G. 1984. *Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 317p. (Short course Notes, 15).

Elias, A.D.; De Ros, L.F.; Mizuaki, A.M.; Kawashita, K. 2007. Isotopic evidence on the diagenetic evolution of coastal sabkha reservoirs from the Solimões Basin, Northern Brazil. *Gowdwana Research*, **11**: 553-567.

Evans, D.J.A.; Phillips, E.R.; Hiemstra, J.F.; Auton, C.A. 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, **78**: 115-176.

Eyles, C.H. & Eyles, N. 2010. Glacial Deposits. *In*: N.P. James & R.W. Dalrymple (eds.). *Facies Model 4*. Geological Association of Canada, p.: 73-104.

Eyles, C.H.; Eyles, N.; Franca, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brasil. *Sedimentology*, **40**: 1-25

Eyles, N. & Eyles, C.H. 1994. Glacial depositional systems. *In*: R.G. Walker & N.P. James (eds.). *Facies models: Response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada. p. 73-100.

Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Science Reviews*, **35**: 1-248.

Fernlund, J.M.R. 1988. The Halland coastal moraines: Are they end moraines or glaciotectonic ridges? *In*: CROOT, D.G. (ed.) *Glaciotectonics: Forms and processes*. Rotterdam, Balkema. p. 77-90.

Fernlund, J.M.R., 1994. Tills and non-till diamictons in Glacial Sequences *In*: Varren & Croot, D.G. (eds.) *Formation and deformation of glacial deposits*. Rotterdam, Balkema. p. 29-37.

Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R.; dos Santos, T.J.S.; Neto, J.A.N.; Henriarthaud, M. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 102-106.

Fetter, A.H.; dos Santos, T.J.S.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B.B.; Arthaud, M.H.; Neto, J.A.N.; Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**(2): 265-273.

- Fossen, H. 2012. *Geologia estrutural*. 1ª ed. Oficina de Texto, 584pp.
- Frakes, L.A.; Francis, J.E.; Syktus, J.I. 1992. *Climate modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, 219pp.
- Frey, R.W. & Howard, J.D. 1970. Comparison of Upper Cretaceous ichnofaunas from siliceous sandstones and chalk, Western Interior Region, U.S.A. *In*: T.P. Crimes & J.C. Harder (eds.) *Trace fossils*. Liverpool, Geological Society. p. 141-166.
- Galloway, W.E. & Hobday, D.K. 1996. *Terrigenous clastic depositional systems*. 2ª.ed. Berlin, Springer, 489pp.
- Gani, M.R. & Bhattacharya, J. P. 2007. Basic building blocks and process variability of Cretaceous delta: internal facies architecture reveals a more dynamic interaction of river, wave, and tidal processes than is indicated by external shape. *Journal of Sedimentary Research*, **77**: 284-302.
- Ghienne, J. 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**: 117-145.
- Góes, A.M.O. & Feijó, F.J. 1994. A Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1): 57-67.
- Góes, A.M.O.; Souza, J.M.P.; Teixeira, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **4**(1): 55-64.
- Grahn, Y. & Caputo, M.V. 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**: 9-15.
- Grahn, Y. & Melo, J.H.G. 1990. Bioestratigrafia dos quitinozoários do Grupo Trombetas nas Faixas marginais da Bacia do Amazonas (área dos rios Trombetas e Xingu). *PETROBRÁS (Relatório Interno)*. p. 10-11.
- Grahn, Y. & Paris, F. 1992. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Rev. Micropaleontologie*, **35**: 197-209.
- Grahn, Y. 1991. Ordovician chitinozoa and biostratigraphy of Brazil. *Geobios*, **6**: 703-723.
- Grahn, Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. *Palinology*, **16**: 35-61.
- Grahn, Y. 1996. Ordovician and Silurian glaciations in Brazil. *In*: Simpósio Sul Americano do Siluro-devoniano de Estratigrafia e Paleontologia. Ponta Grossa. *Anais...* p. 299-308.
- Grahn, Y; Melo, J.H.G.; Loboziak, S. 2006. Integrated middle and late Devonian miospore and chitinozoan zonation of the Parnaíba Basin, Brazil: an update. *Revista Brasileira Paleontologia*, **9**(3): 283-294.
- Hancock, P.L. 1994. *Continental deformation*. Bristol, England, Pergamon Press. p. 251-263.
- Häntzschel, W. 1975. Trace fossil and problematic. *In*: C. Teichert (ed.). *Treatise on invertebrate paleontology*. Boulder, Geol. Soc. Am., (Part W, Miscellanea). p. 38-39.

Harms, J.C.; Southard, J.B.; Walker, R.G. 1982. *Structures and sequences in clastic rocks*. Tulsa, Soc. Econ. Paleont. Miner. (Short Course, 9).

Hart, J.K. & Boulton, G.S. 1991. The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews*, **10**: 335-350.

Hasui, Y.; Haralyi, N.L.E.; Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. *In: Simposium Amazônico*, 2. Manaus. *Anais...DNPM*. p. 129-147.

Hicock, S.R.; Goff, J.R.; Lian, O.B.; Little, E.C. 1996. On the interpretation of subglacial till fabric. *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 928-934.

Hori, K.; Saito, Y.; Zhao, Q.; Wang, P. 2002. Architecture and evolution of tide-dominated Changjiang (Yanztze) River delta, China. *Sedimentary Geology*, **146**:249-264.

Houmark-Nielsen, M. 1988. Glaciotectonic unconformities in Pleistocene stratigraphy as evidence for the behaviour of former Scandinavian icesheets. *In: D.G. Croot (ed.). Glaciotectonics: Forms and Process*. A. A. Balkema, p.: 91-99.

Howard, J.D. & Frey, R.W. 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 200-219.

Ingolfsson, O. 1988. Large-scale glaciotectonic deformation of soft sediments: A case study of a late Weichselian sequence in western Iceland. *In: D.G.Croot (ed.). Glaciotectonics: Forms and processes*. Balkema. p.: 101-107.

Isaacson, P.E.; Díaz-Martínez, E.; Grader, G.W.; Kalvoda, J.; Babek, O. Devuyt, F.X. 2008. Late Devonian-earliest Mississippian glaciation in Gondwnaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **268**: 126-142.

Jackson, S.E.; Pearson, N.J.; Griffin, W.L.; Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**(1–2): 47-69.

Jhaer, K. H & Kruger, J. 2001. The final phase of dead-ice moraine development: processes and sediment architecture, Kötlujökull, Iceland. *Sedimentology*, **48**(5): 935-952.

Jolly, R. J. H. & Lonergan, L. 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society*, London, **159**: 605-617.

Kaljo, D.; Boucot, J.A.; Corfield, R.M.; L.E. Herisse, A.; Koren, T.N.; Kriz, J.; Mannik, P.; Marss, T.; Nestor, V.; Shaver, R.H.; Siveter, D.J.; Viira, V. 1995. Silurian Bio-events. *In: O. Walliser (ed.) Global events and stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlim, Springer-Verlag. p. 172-224.

Kane, I.A. 2010. Desenvolvimento and flow estruturas of sand injectites: The Hind Sandstone Member injective complex, Carboniferous, UK. *Marine and Petroleum Geology*, **27**: 1200-1215.

Kegel, W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Boletim da DGM 141*, 1-41 p.

Kessler, T.C.; Klint, K.E.S.; Nilsson, B.; Bjerg, P.L. 2012. Characterization of sand lenses embedded in tills. *Quaternary Science Reviews*, **53**: 55-71.

Kluiving, S.J.; Rappol, M.; Van der Wateren, D. 1991. Till stratigraphy and ice movements in eastern Overijssel, The Netherlands. *Boreas*, **20**: 193-205.

Knight, J. 2012. Glacitectonic sedimentary and hydraulic processes at an oscillating ice margin. *Proceedings of the Geologist's Association*, **123**: 714-727.

Lange, F.W. 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. In: Simpósio sobre a Biota Amazônica. Belém. Atas... (*Geociências*), 1: p. 215-326.

Loboziak, S.; Caputo, M.V.; Melo, J.H.G. 2000. Middle Devonian – Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Rév. Micropaléont.*, **43**(4): 301-318.

Loczy, L. 1966. Contribuições à paleogeografia e história do desenvolvimento geológico da Bacia do Amazonas. *Boletim* 223. 95p.

Lowe, D.R. 1975. Water scape structures in coarser-grained sediments. *Sedimentology*, **22**:157-204.

Ludwig, G. 1964. Nova divisão estratigráfica e correlação faciológica por meio de pequenas estruturas internas, dos sedimentos silurianos e devonianos na Bacia do Médio Amazonas. *Ciência, Técnica, Petróleo. Seção exploração de Petróleo – Petrobrás*, 72p.

Ludwig, K.R. 2003. *A user's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication. Berkley Geochronology Centre, Berkeley, CA, p. 73.

MacEachern, J.A. & Pemberton, S.G. 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the western interior seaway of North America In: S.G. Pemberton (ed.). *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration. A core workshop*, 17. Calgary. Society for Sedimentary Geology. p. 57-83.

Maury, C.J. 1929. Uma zona de graptólitos do Llandovery Inferior no Rio Trombetas, Estado do Pará, Brasil. *Serv. Geol. Min. Monografia*, 7, p. 1-53.

McCarroll, D. & Rijdsdijk K.F. 2003. Deformation styles as a key for interpreting glacial depositional environments. *Journal of Quaternary Science*, **18**(6): 473-489.

Melo, J.H.G. 1997. *Resultados de solicitação de análise palinológica em amostras de superfície da região da represa Balbina (AM), Bacia do Amazonas*. 7 p. *Comunicação Técnica SEBIPE 10/97*. PETROBRÁS. (Relatório Interno).

Menzies, J. 2000. Micromorphological analyses of microfabric and microstructures indicative of deformation process in glacial sediments. In: A.J. Maltman; B. Hubbard; M.J. Hambrey (eds.). *Deformation of Glacial Materials*. Geological Society, London, Special Publications 176, p.: 245-257.

Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences*, **22**: 261-308.

- Moore, B. 1963. Geological reconnaissance of the Southwest corner of the Maranhão Basin. *Relatório Interno Petrobrás (DIVEX/SIEX 130)*, Salvador, 44p.
- Moran, S.R. 1971. Glaciotectonic structures in drift. In: R.P. Goldthwait (ed.). *Glacial deposits*. Benchmark Papers in Geology 21, p. 121-142.
- Moretti, M. & Sabato, L. 2007. Recognition of trigger mechanism for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, **196**: 31-45.
- Moretti, M. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology*, **135**, 167-179.
- Mörner, N. 2005. An interpretation and catalogue of paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics*, **408**: 265-307.
- Mutti, E.; Davoli, G.; Tinterri, R.; Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluviodeltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Estratto da Memorie di Scienze Geologiche*, **48**: 233-291.
- Mutti, E.; Tinterri, R.; Benevelli, G.; Di Biase, D.; Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 733-755.
- Nepomuceno Filho, F. & Theodoro, C.E. 1985. Evolução tecnológica e conseqüente aumento na resolução dos dados sísmicos na Bacia do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2. Belém. *Anais...*p. 267-283.
- Nielsen, M.H. 1988. Glaciotectonic unconformities in Pleistocene stratigraphy as evidence for the behaviour of former Scandinavian icesheets. In: D.G. CROOT (ed.). *Glaciotectonics: Forms and processes*. Rotterdam, Balkema. p. 91-99.
- Nogueira, A.C.R., Soares, E.A.A., Souza, V., Truckenbrodt, W.; Caputo, M.V. 1997. Estruturas glacioteclônicas na Formação Nhamundá, Siluriano da Bacia do Amazonas. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6. Pirinópolis. *Bol. resumos expandidos...* SBG, p. 153-155.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W. & Soares, E.A.A. 1999. O icnogênero *Arthropycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 135-140.
- O'Brien, P.E. 1989. Subglacial Sedimentary Features in Late Palaeozoic sedimentary rocks, Central Victoria, Australia. *Sedimentary Geology*, **61**: 1-15.
- Olariu, C. & Bhattacharya, J. P. 2006. Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of River-Dominated Delta Systems. *Journal of Sedimentary Research*, **76**(2): 212-233.
- Owen, G. & Moretti, M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, **235**: 141-147.

Owen, G. 1995. Soft-sediment deformation in Upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, northwest Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, **65**(3): 495-504.

Owen, G. 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. In: P. Van Rensbergen *et al.* (eds.). *Subsurface sediment mobilization*. Special Publication 216, Geological Society, p.: 21-34.

Owen, L.A. & Derbyshire, E. 1988. Glacially deformed diamictites in the Karakoram Mountains, northern Pakistan. In: D.G.CROOT (ed.) *Glaciotectonics: Forms and processes*. Rotterdam, Balkema. p. 149-176.

Owen, L.A. 1989. Neotectonics and glacial deformation in the Karakoram Mountains and Nanga Parbat Himalaya. *Tectonophysics*, **163**: 227-265.

Passchier, S. 2000. Soft-sediment deformation features in core from CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica. *Terra Antarctica*, **7**(3): 401-412.

Pazon, P.J. 2002. The Late Carboniferous Glacial to Postglacial Transition: Facies and Sequence Stratigraphy, Western Paganzo Basin, Argentina. *Gondwana Research*, **5**(2): 467-487.

Pemberton, S.G. & Frey, W. 1984. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. In: Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir, 9, p. 281-304.

Pemberton, S.G.; MacEachern, J.A.; Frey, R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: R.G. Walker, & James N.P. (eds.). *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada. p. 47-72.

Ponciano, L.C.M.O. & Della Fávera, J.C. 2009. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model for the Devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**(4): 769-780.

Pope, M.C.; Read J. F.; Bambach, R.; Hofmann, H. J. 1997. Late Middle to Late Ordovician seismites of Kentucky, southwest Ohio and Virginia: Sedimentary recorders of earthquakes in the Appalachian basin. *GSA Bulletin*, **109**(4): 489-503.

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, Blackwell Scientific Publication, pp. 29-74.

Potter, P.E.; Maynard, J.B.; Depetris, P.J. 2005. *Mud and Mudstones*. 1ª ed. Springer, 244pp.

Quadros, L.P.; Melo, J.H.G.; Grahn, Y. 1990. Carta bioestratigráfica da Bacia do Amazonas. In: G. Beurlen, & L.P. Quadros (eds.). *Bioestratigrafia das bacias paleozóicas brasileiras*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. (Relatório Interno).

Radam, 1973. *Folhas SB.23 Teresina e parte da SB.24 Jaguaribe: geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. CPRM. Rio de Janeiro, 325pp.

Radam, 1981. Levantamento de Recursos Naturais, 22. *Folha SC.22 Tocantins: geologia*. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RadamBrasil. Rio de Janeiro, p.: 21 – 196.

Ramsay, J.G. & Huber, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London, Academic Press. v.1. 308pp.

Ramsay, J.G. & Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology: folds and fractures*. 2v. London, Academic Press. 700pp.

Reading, H.G. 1986. *Sedimentary Environment and Facies*. 2^a ed. Blackwell Scientific Publicatoin. Oxford, 615pp.

Reineck, H. E. & Singh, I. B. 1980. *Deposicional Sedimentary Environments*. New York, Springer-Verlag. 551pp.

Rezende, W.M. & Brito, C.G. 1973. Avaliação geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27. Aracaju. *Anais...SBG*. v.3, p. 227-245.

Rieck, R.L.; Klasner, J.S.; Winters, A.; Marlette, P.A. 1991. Glaciotectonic effects on a Middle-Wisconsin boreal fenland peat in Michigan, USA. *Boreas*, **20**: 155-167.

Rijsdijk, K.F.; Owen, G.; Warren, W.P.; McCarroll, D.; Van der Meer, J.J.M. 1999. Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killiney bay, eastern Ireland. *Sedimentary Geology*, **129**(1): 11-26.

Rocha Campos, A.C. 1981. Late Ordovician-Early Silurian Trombetas Formation, Amazon Basin, Brazil. In: M.J. Hambrey & W.B. Harland (eds.). *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, p. 896-898.

RØe, S. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upperstage plane-bed origin from Late Pre-Cambrian fluvial sandstone, northern Norway. *Sedimentology*, **34**: 89-101.

Rossetti, D.F. 1997. Internal architecture of mixed tide-and-storm-influenced deposits: an example from the Alcântara Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **114**: 163-188.

Sandberg, C.A.; Morrow, J.R.; Ziegler, W. 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. Colorado. *Geological Society of America Special Paper*, **356**:473-487.

Santos, M.E.C.M. & Carvalho, M.S. 2004. *Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís – Reconstituições Paleobiológicas*. Rio de Janeiro. CPRM. Rio de Janeiro, 212pp.

Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:285-342.

Slingerland, R. 1984. Role of hydraulic sorting in the origin of fluvial placers. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**: 137-150.

Slomka, J.M. & Eyles, C.H. 2013. Characterizing heterogeneity in a glaciofluvial deposits using architectural elements, Limehouse, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, **50**: 911-929.

Smith, N.D. 1972. Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**: 624-634.

Streel, M.; Caputo, M.V.; Loboziak, S.; Melo, J.H.G. 2000. Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph quantitative analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth Science Reviews*, **52**: 121-173.

Streel, M.; Caputo, M.V.; Melo, J.H.G.; Perez-Leyton, M. 2013. What do latest Famennian and Mississippian miospores from South American diamictites tell us? *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **93**: 299-316.

Ta, T.K.O.; Nguyen V. L.; Tateishi, M.; Kobayashi, I.; Saito, Y.; Nakamura T. 2002. Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to tide-and-wave-dominated delta. *Sedimentary Geology*, **152**: 313-325.

Tasgin, C.K.; Hukmu, O.; Turkmen, I.; Aksoy, E. 2011. Soft-sediment deformation structures in the late Miocene Selmo Formation around Adiyaman area, Southeastern Turkey. *Sedimentary Geology*, **235**: 277-291.

Thomas, G. 1984. The origin of the glacio-dynamic structure of the Bride Moraine, Isle of Man. *Boreas*, **13**: 355-364.

Van Achterbergh, E.; Ryan, C.G.; Jackson, S.E.; Griffin, W.L. 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: P.J. Sylvester (ed.). *The Earth Sciences: Principles and Applications*. Mineralogical Association of Canada. Short Course, 29, pp. 239-243.

Van der Meer, J.J.M. 1993. Microscopic evidence of subglacial deformation. *Quaternary Science Reviews*, **12**: 553-587.

Van der Wateren, D. 1986. Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge push moraine. In: J.J.M. Van der Meer (ed.). *Tills and glaciotectonics*. Balkema, Rotterdam, p. 157-182.

Van Loon, A.J. & Pisarska-Jamrozy, M. 2014. Sedimentological evidence of Pleistocene earthquakes in NW Poland induced by glacio-isostatic rebound. *Sedimentary Geology*, **300**: 1-10.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Williams, I.S.; Hackspacher, P.C.; Fetter, A.H.; Dantas, E.L.; Babinski, M. 2003. Seridó Group of NE Brazil, a Late Neoproterozoic pre- to syn-collisional flysch basin in West Gondwanaland?: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, **127**: 287-327.

Van Schmus, W.R.; Kozuch, M.; Brito Neves, B.B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**: 227-252.

Vaz, P.T.; Rezende, N.G.A.M.; Wanderley Filho, J.R.; Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 253-263.

Vaz, P.T.; Rezende, N.G.A.M.; Wanderley Filho, J.R.; Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 253-263.

Vesely, F.F. & Assine, M.I. 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **22**: 156-168.

Vesely, F.F.; Rostirolla, S.P.; Appi, C.J.; Kraft, R. P. 2007. Late Paleozoic glacially related sandstone reservoirs in the Paraná Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **91**, 151–160.

Von Brunn, V. & Talbot, C. J. 1986. Formation and deformation of subglacial intrusive clastic sheets in the Dwyka Formation of northern Natal, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, **1**(56): 34-44.

Walker, R.G. & Plint, A.G. 1992. Wave and storm-dominated shallow marine system. In: R.G. Walker, & N.P. James (eds.). *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, p. 219-238.

Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.). *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, p. 1-14.

Waller, R.; Murton, J.; Whiteman, C. 2009. Geological evidence for subglacial deformation of Pleistocene permafrost. *Proceedings of the Geologists's Association*, **120**: 155-162.

Wanderley Filho, J.R. 1991. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento*. Belém, Universidade Federal do Pará. Tese de Mestrado, 125 p.

Wanderley Filho, J.R.; Eiras, J.F.; Vaz, P.T. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 217-226.

Whitmore, J.H. & Strom, R. 2010. Sand injectites at the base of the Coconino Sandstone, Grand Canyon, Arizona (USA). *Sedimentary Geology*, **230**: 46-59.

Wilson, W.R.; Jahnert, R.J.; França, A.B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 511-529.

Wizevic, M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: A.D. Miall. & N. Tyler (eds.). *The three-dimensional facies architectural of terrigenous clastic sediments and its implication for hydrocarbon discovery and recovery*. SEMP (Concepts in sedimentology and Paleontology, 3), p.: 22-24.

Woodcock, N.H. & Fisher, M. 1986. Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, **8**: 725-733.

Zielinski, T. & Van Loon, A.J. 2003. Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas*, **32**: 590-611.

ANEXOS

Anexo 1. Razões isotópicas e idades obtidas através do método de evaporação U-Pb em monocristais de zircão da amostra CB4/2 da Formação Cabeças na borda leste da Bacia do Paranaíba.

Spot name	Isotopic Values				Ages (Ma)				Conc. (%)	Eff. age	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$\pm 1\sigma$
PAR2_1-1	6,4876	0,0929	0,3729	0,0048	0,5782	2046,30	22,09	2043,20	22,74	100	2046,30
PAR2_1-2	6,5314	0,0949	0,3722	0,0049	0,5745	2061,90	22,40	2039,70	22,88	99	2061,90
PAR2_2-1	1,5806	0,0257	0,1565	0,0021	0,5087	1022,70	29,91	937,10	11,53	92	937,10
PAR2_2-2	1,7336	0,0294	0,1742	0,0023	0,4775	991,90	31,65	1035,40	12,75	104	1035,40
PAR2_3-1	8,9539	0,1259	0,4042	0,0052	0,5837	2463,90	20,66	2188,30	23,78	89	2463,90
PAR2_4-1	1,7901	0,0287	0,1748	0,0023	0,5218	1051,00	29,08	1038,20	12,70	99	1051,00
PAR2_4-2	1,9234	0,0317	0,1872	0,0025	0,4987	1056,70	30,41	1106,10	13,50	105	1056,70
PAR2_5-1	12,2748	0,1840	0,4703	0,0062	0,5597	2737,60	21,73	2484,60	27,08	91	2737,60
PAR2_6-2	1,7096	0,0279	0,1745	0,0023	0,4947	960,10	30,33	1037,00	12,57	108	1037,00
PAR2_7-1	13,2873	0,2923	0,5154	0,0082	0,4164	2716,50	34,39	2679,60	34,90	99	2716,50
PAR2_7-2	11,0390	0,1722	0,4419	0,0060	0,5778	2664,40	22,25	2359,30	26,76	89	2664,40
PAR2_8-1	0,6117	0,0252	0,0803	0,0014	0,1632	424,30	90,91	497,90	8,10	117	497,90
PAR2_8-2	0,6853	0,0230	0,0819	0,0013	0,2191	629,20	71,36	507,50	7,86	81	507,50
PAR2_9-1	1,8364	0,0399	0,1805	0,0026	0,3853	1037,10	41,91	1069,50	14,36	103	1037,10
PAR2_11-1	1,3650	0,0281	0,1436	0,0021	0,4164	898,20	39,76	864,90	11,63	96	864,90
PAR2_11-2	1,3885	0,0260	0,1439	0,0020	0,4500	929,80	35,75	866,40	11,14	93	866,40
PAR2_12-1	1,0714	0,0236	0,1267	0,0018	0,3370	1022,40	45,81	969,80	10,06	95	969,80
PAR2_13-1	1,7402	0,0379	0,1621	0,0024	0,3861	547,10	41,30	599,60	13,23	110	599,60
PAR2_13-2	1,6412	0,0250	0,1624	0,0021	0,5431	508,20	27,36	593,50	11,69	117	593,50
PAR2_15-1	6,0790	0,0959	0,2978	0,0042	0,5926	1158,10	23,04	975,70	20,59	84	1158,10
PAR2_16-1	1,4412	0,0215	0,0819	0,0011	0,5942	1051,50	22,41	1122,90	6,56	107	1051,50
PAR2_17-2	1,9516	0,0310	0,1903	0,0025	0,5215	2019,20	28,68	1941,10	13,56	96	2019,20
PAR2_18-2	6,0245	0,1182	0,3514	0,0053	0,4280	1109,30	33,19	1089,10	25,06	98	1109,30
PAR2_19-1	1,1677	0,0344	0,1155	0,0020	0,2916	1107,90	58,39	913,60	11,44	82	1107,90
PAR2_20-1	1,9427	0,0336	0,1841	0,0026	0,5203	1971,50	30,81	1938,40	13,92	98	1971,50
PAR2_20-2	1,6060	0,0232	0,1523	0,0020	0,5941	1931,30	24,65	1946,60	11,05	101	1931,30
PAR2_21-1	5,8555	0,0842	0,3508	0,0046	0,5847	583,60	22,15	601,50	21,86	103	601,50
PAR2_22-1	0,8018	0,0146	0,0978	0,0013	0,4434	658,90	36,73	617,80	7,69	94	617,80
PAR2_22-2	2,8915	0,0441	0,1975	0,0026	0,5414	609,70	24,93	595,70	14,02	98	595,70
PAR2_23-1	2,0823	0,0563	0,1929	0,0030	0,2490	1154,20	53,68	1137,10	16,06	99	1154,20
PAR2_24-1	0,9378	0,0144	0,1102	0,0014	0,5250	664,80	29,43	673,80	8,22	101	673,80
PAR2_25-1	1,6644	0,0310	0,1547	0,0021	0,4235	1147,60	34,95	927,20	11,78	81	927,20
PAR2_25-2	1,6365	0,0273	0,1671	0,0022	0,4710	957,70	31,52	996,30	12,10	104	996,30
PAR2_26-2	1,8752	0,0316	0,1807	0,0024	0,4771	1075,90	31,20	1070,60	13,05	100	1075,90
PAR2_28-1	0,8355	0,0158	0,1030	0,0014	0,3399	562,00	38,51	631,70	8,22	112	631,70
PAR2_28-2	0,8948	0,0207	0,1070	0,0015	0,4364	626,60	48,20	655,30	8,98	105	655,30
PAR2_29-1	0,6466	0,0110	0,0809	0,0011	0,4723	529,40	34,65	501,20	6,35	95	501,20
PAR2_30-1	0,8978	0,0189	0,1069	0,0015	0,3760	635,80	43,29	654,80	8,61	103	654,80

PAR2_31-1	1,8476	0,0288	0,1848	0,0024	0,5164	1000,10	28,60	1093,20	12,99	109	1000,10
PAR2_31-2	1,8530	0,0325	0,1763	0,0024	0,4683	1100,90	32,70	1046,90	13,11	95	1100,90
PAR2_32-1	1,7612	0,0656	0,1736	0,0031	0,1823	1029,30	75,40	1032,10	16,93	100	1029,30
PAR2_32-2	1,7751	0,0364	0,1809	0,0025	0,3910	962,40	40,02	1071,80	13,84	111	1071,80
PAR2_33-1	3,3902	0,0536	0,2617	0,0034	0,5056	1507,80	27,31	1498,40	17,58	99	1507,80
PAR2_35-1	10,5418	0,1512	0,4446	0,0058	0,5658	2577,30	21,32	2371,10	26,06	92	2577,30
PAR2_35-2	9,3307	0,1210	0,4143	0,0052	0,6310	2490,90	18,35	2234,60	23,63	90	2490,90
PAR2_36-1	1,1827	0,0303	0,1297	0,0019	0,2854	810,60	52,95	786,30	11,02	97	786,30
PAR2_37-1	1,2589	0,0220	0,1327	0,0018	0,4454	894,00	33,76	803,00	9,99	90	803,00
PAR2_38-1	6,0787	0,0828	0,3597	0,0046	0,5983	1994,30	20,89	1980,70	21,65	99	1994,30
PAR2_38-2	6,0017	0,0804	0,3567	0,0045	0,6072	1986,40	20,42	1966,60	21,40	99	1986,40
PAR2_39-1	1,4339	0,0260	0,1450	0,0019	0,4297	978,90	34,81	872,70	10,93	89	872,70
PAR2_39-2	1,8515	0,0300	0,1816	0,0024	0,4911	1040,80	30,02	1075,50	12,94	103	1040,80
PAR2_40-1	0,9168	0,0161	0,1071	0,0014	0,4488	677,30	35,19	655,90	8,22	97	655,90
PAR2_40-2	0,9216	0,0157	0,1072	0,0014	0,4679	687,30	33,65	656,30	8,16	95	656,30
PAR2_41-1	11,4947	0,1576	0,4747	0,0061	0,5930	2612,10	19,83	2504,30	26,69	96	2612,10
PAR2_41-2	10,2354	0,1357	0,4290	0,0054	0,6149	2587,50	18,86	2301,30	24,48	89	2587,50
PAR2_42-1	0,7870	0,0147	0,0950	0,0013	0,4191	606,70	38,18	585,10	7,45	96	585,10
PAR2_42-2	0,8296	0,0148	0,0976	0,0013	0,4402	661,40	35,81	600,50	7,57	91	600,50
PAR2_43-1	1,6056	0,0285	0,1578	0,0021	0,4439	1035,80	33,68	944,70	11,76	91	944,70
PAR2_45-1	1,0317	0,0326	0,1122	0,0018	0,2012	828,60	66,21	685,60	10,34	83	685,60
PAR2_46-1	1,8311	0,0450	0,1730	0,0025	0,2770	1115,70	48,90	1028,70	13,92	92	1115,70
PAR2_47-1	0,8624	0,0488	0,1003	0,0022	0,0949	688,30	120,42	615,90	12,82	89	615,90
PAR2_49-1	12,2312	0,1804	0,4735	0,0058	0,5072	2719,80	22,26	2498,70	25,56	92	2719,80
PAR2_51-1	6,4991	0,2815	0,3346	0,0089	0,1865	2238,40	78,05	1860,80	42,74	83	2238,40
PAR2_52-1	1,7254	0,0379	0,1627	0,0023	0,4384	1119,30	43,26	971,90	12,54	87	971,90
PAR2_52-2	1,9925	0,0346	0,1899	0,0024	0,3170	1098,90	33,06	1120,60	13,16	102	1098,90
PAR2_53-2	1,7146	0,0429	0,1571	0,0023	0,0427	1177,30	49,39	940,50	12,90	80	940,50
PAR2_57-2	1,1827	0,0363	0,1272	0,0021	0,2320	851,00	63,41	772,10	11,71	91	772,10
PAR2_59-1	1,7592	0,0440	0,1693	0,0026	0,2961	1078,50	49,40	1008,30	14,08	93	1078,50
PAR2_60-1	6,6937	0,1142	0,3822	0,0053	0,4785	2057,50	27,94	2086,70	24,48	101	2057,50
PAR2_61-1	0,8656	0,0292	0,0997	0,0017	0,2055	708,10	71,72	612,50	9,75	86	612,50
PAR2_62-1	5,4887	0,0878	0,3315	0,0044	0,5117	1957,90	25,91	1845,60	21,32	94	1957,90
PAR2_63-1	6,9340	0,1056	0,3838	0,0050	0,5434	2112,20	23,80	2094,00	23,37	99	2112,20
PAR2_65-1	1,7629	0,0432	0,1662	0,0025	0,3036	1119,40	48,16	991,40	13,83	89	991,40
PAR2_66-1	0,7232	0,0175	0,0899	0,0013	0,3132	544,10	51,04	554,80	7,62	102	554,80
PAR2_69-1	0,8663	0,0187	0,1021	0,0014	0,3538	659,10	44,48	626,60	8,32	95	626,60
PAR2_69-2	0,8474	0,0206	0,1026	0,0015	0,3145	600,80	51,28	629,60	8,64	105	629,60
PAR2_70-1	6,7097	0,1064	0,3807	0,0051	0,5189	2068,80	25,30	2079,40	23,61	101	2068,80

Anexo I. Continuação.

PAR2_71-1	1,8050	0,0330	0,1746	0,0024	0,4524	1068,30	34,27	1037,60	13,19	97	1068,30
PAR2_71-2	1,8151	0,0359	0,1801	0,0025	0,4103	1017,10	37,73	1067,60	13,85	105	1017,10
PAR2_72-1	1,7783	0,0319	0,1800	0,0025	0,4569	976,90	33,91	1066,90	13,42	109	1066,90
PAR2_72-2	1,8021	0,0375	0,1830	0,0026	0,3875	969,70	40,55	1083,60	14,20	112	1083,60
PAR2_73-2	0,8995	0,0165	0,1057	0,0014	0,4541	664,80	36,47	647,80	8,37	97	647,80
PAR2_74-2	0,8541	0,0152	0,0977	0,0013	0,4668	721,90	34,79	601,10	7,75	83	601,10
PAR2_76-1	0,7597	0,0354	0,0893	0,0017	0,1369	663,70	99,09	551,60	9,87	83	551,60
PAR2_76-2	0,6520	0,0196	0,0813	0,0013	0,2417	536,30	65,66	503,80	7,61	94	503,80
PAR2_77-1	1,7107	0,0336	0,1701	0,0024	0,4180	1012,70	37,70	1012,80	13,14	100	1012,70
PAR2_78-1	1,6113	0,0249	0,1601	0,0021	0,5442	1014,70	27,71	957,20	11,71	94	957,20
PAR2_78-2	1,5865	0,0254	0,1650	0,0022	0,5230	920,80	29,36	984,70	12,09	107	984,70
PAR2_79-1	1,2968	0,0254	0,1391	0,0019	0,4143	857,70	38,46	839,50	10,95	98	839,50
PAR2_80-2	0,9604	0,0199	0,1079	0,0015	0,3922	761,10	41,69	660,40	8,83	87	660,40
PAR2_81-1	1,8494	0,0260	0,1773	0,0023	0,5958	1086,20	24,07	1052,10	12,46	97	1086,20
PAR2_82-1	0,6700	0,0481	0,0806	0,0019	0,0780	613,20	151,6	499,90	11,01	82	499,90
PAR2_83-1	1,1360	0,0220	0,1222	0,0017	0,4124	851,40	37,99	743,10	9,62	87	743,10
PAR2_85-1	1,5311	0,0332	0,1503	0,0022	0,3611	1038,60	42,29	902,60	12,14	87	902,60
PAR2_86-1	7,6901	0,1105	0,3763	0,0050	0,5873	2325,60	21,40	2058,90	23,19	89	2325,60
PAR2_87-1	1,5375	0,0236	0,1549	0,0020	0,5412	985,60	27,68	928,40	11,28	94	928,40
PAR2_88-1	1,6806	0,0393	0,1660	0,0025	0,3307	1025,70	46,14	990,10	13,61	97	990,10
PAR2_89-1	1,1236	0,0749	0,1229	0,0032	0,0914	815,60	138,54	747,40	18,14	92	747,40
PAR2_90-1	8,7633	0,1187	0,3741	0,0048	0,6232	2556,60	19,05	2048,70	22,59	80	2556,60
PAR2_91-1	1,7949	0,0283	0,1794	0,0024	0,5315	1002,20	28,66	1063,50	12,88	106	1002,20
PAR2_92-1	12,7310	0,1712	0,5057	0,0065	0,6327	2676,60	18,56	2638,20	27,81	99	2676,60
PAR2_95-1	1,8405	0,0421	0,1643	0,0025	0,3328	1227,10	43,97	980,70	13,58	80	980,70
PAR2_96-1	1,5262	0,0268	0,1564	0,0021	0,4662	951,40	33,18	936,60	11,72	98	936,60
PAR2_97-1	1,6670	0,0373	0,1686	0,0024	0,3548	977,60	44,06	1004,40	13,43	103	1004,40
PAR2_98-1	0,8849	0,0158	0,1024	0,0014	0,4553	697,80	35,28	628,30	8,02	90	628,30
PAR2_99-1	1,5337	0,0306	0,1546	0,0022	0,4023	984,60	38,61	926,70	12,02	94	926,70
PAR2_100-1	0,6984	0,0157	0,0881	0,0013	0,3522	510,90	47,91	544,20	7,38	107	544,20

Anexo I. Continuação.

Anexo 2: Razões isotópicas e idades obtidas através do método de evaporação U-Pb em monocristais de zircão da amostra CB4/3 da Formação Cabeças na borda leste da Bacia do Paranaíba.

Spot name	Isotopic Values				Ages (Ma)				Conc. (%)	Eff. age	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$\pm 1\sigma$
PAR3_1-1	5,4155	0,0890	0,2654	0,0035	0,3951	2323,40	28,03	1517,20	17,73	65	2323,40
PAR3_2-1	1,7057	0,0238	0,1650	0,0019	0,4729	1068,40	26,51	984,40	10,73	92	984,40
PAR3_3-1	0,8729	0,0585	0,1059	0,0027	0,0733	597,00	144,67	648,70	15,57	109	648,70
PAR3_4-1	0,6009	0,0149	0,0778	0,0010	0,2488	452,60	54,61	483,10	6,16	107	483,10
PAR3_5-1	5,9458	0,0770	0,3457	0,0041	0,5159	2025,60	21,37	1913,90	19,41	94	2025,60
PAR3_6-1	6,2428	0,0757	0,3483	0,0040	0,5543	2098,30	19,42	1926,40	19,08	92	2098,30
PAR3_7-1	1,6945	0,0268	0,1641	0,0020	0,4112	1065,90	30,84	979,60	11,04	92	979,60
PAR3_8-1	1,8509	0,0372	0,1789	0,0023	0,3111	1069,90	40,08	1061,00	12,74	99	1069,90
PAR3_8-2	1,7282	0,0279	0,1729	0,0021	0,3992	999,70	31,80	1028,30	11,56	103	1028,30
PAR3_9-1	1,2582	0,0232	0,1286	0,0016	0,3415	956,70	37,23	779,90	9,24	82	779,90
PAR3_10-1	11,2798	0,1414	0,4955	0,0058	0,5402	2508,80	19,44	2594,50	24,92	103	2508,80
PAR3_10-2	11,5587	0,1436	0,4906	0,0057	0,5419	2566,70	19,10	2573,10	24,65	100	2566,70
PAR3_11-1	5,1967	0,0659	0,1962	0,0023	0,5252	2760,30	19,47	1155,00	12,41	42	2760,30
PAR3_12-1	1,3956	0,0187	0,1215	0,0014	0,4923	1276,10	24,65	739,40	8,15	58	739,40
PAR3_13-1	0,8414	0,0164	0,0992	0,0013	0,3308	657,20	41,11	609,90	7,31	93	609,90
PAR3_14-1	0,7884	0,0187	0,0942	0,0013	0,2989	629,60	50,30	580,30	7,86	92	580,30
PAR3_15-1	1,3781	0,0211	0,1486	0,0019	0,5044	846,20	29,06	893,30	10,53	106	893,30
PAR3_16-1	6,2680	0,0871	0,2903	0,0036	0,5642	2420,00	20,90	1643,00	18,16	68	2420,00
PAR3_17-1	11,9689	0,1611	0,4855	0,0060	0,5854	2642,50	19,46	2551,20	26,05	97	2642,50
PAR3_18-1	5,0654	0,0721	0,3058	0,0039	0,5496	1958,90	22,68	1720,10	18,99	88	1958,90
PAR3_19-1	7,0420	0,0962	0,3032	0,0038	0,5729	2542,90	20,12	1707,30	18,66	67	2542,90
PAR3_20-1	1,0266	0,1600	0,1272	0,0071	0,0446	550,70	321,54	771,90	40,85	140	771,90
PAR3_21-1	1,4610	0,0776	0,1325	0,0033	0,1066	1197,00	106,72	802,10	18,63	67	802,10
PAR3_22-1	1,4768	0,0377	0,1502	0,0022	0,2771	967,40	51,49	902,00	12,36	93	902,00
PAR3_23-1	1,7977	0,0302	0,1808	0,0023	0,4595	990,50	31,90	1071,10	12,76	108	1071,10
PAR3_24-1	2,7488	0,0807	0,1307	0,0024	0,2116	2375,20	52,22	791,90	13,74	33	791,90
PAR3_25-1	1,6250	0,0260	0,1600	0,0020	0,4787	1033,30	29,82	956,70	11,36	93	956,70
PAR3_26-1	0,6265	0,0181	0,0770	0,0011	0,2340	567,20	62,14	478,50	6,77	84	478,50
PAR3_27-1	1,5909	0,0424	0,1580	0,0024	0,2637	1015,40	53,74	945,70	13,35	93	945,70
PAR3_28-1	12,0695	0,1714	0,4955	0,0063	0,5534	2622,60	21,11	2594,30	27,16	99	2622,60
PAR3_29-1	1,1323	0,0197	0,1272	0,0016	0,4193	760,40	34,85	771,80	9,31	101	771,80
PAR3_30-1	1,6774	0,0577	0,1695	0,0030	0,1893	979,50	70,86	1009,50	16,36	103	1009,50
PAR3_31-1	5,8511	0,0949	0,3313	0,0044	0,4564	2072,10	27,10	1844,60	21,13	89	2072,10
PAR3_32-1	0,9038	0,0145	0,0808	0,0010	0,4523	1225,60	29,64	500,70	6,10	41	500,70
PAR3_33-1	3,3967	0,0550	0,1704	0,0023	0,4446	2282,80	26,75	1014,30	12,38	44	2282,80
PAR3_34-1	6,2622	0,0875	0,3601	0,0045	0,5420	2044,90	22,31	1982,50	21,11	97	2044,90
PAR3_35-1	5,8651	0,0881	0,3424	0,0044	0,4999	2018,00	24,70	1898,20	20,91	94	2018,00
PAR3_36-1	1,2321	0,0447	0,1102	0,0020	0,1626	1223,30	72,55	674,10	11,72	55	674,10

PAR3_37-1	1,7225	0,0267	0,1684	0,0021	0,4767	1046,30	29,04	1003,50	11,65	96	1046,30
PAR3_38-1	0,6784	0,0338	0,0758	0,0015	0,1085	771,00	101,90	471,20	8,78	61	471,20
PAR3_39-1	1,0939	0,0338	0,1156	0,0018	0,2082	887,20	64,06	705,30	10,51	79	705,30
PAR3_40-1	0,6176	0,0119	0,0761	0,0010	0,3710	561,20	40,67	473,00	5,96	84	473,00
PAR3_41-1	2,6262	0,0666	0,1610	0,0026	0,2589	1931,20	46,36	962,20	14,37	50	962,20
PAR3_42-1	1,1066	0,0204	0,1228	0,0016	0,3930	785,70	37,20	746,80	9,18	95	746,80
PAR3_43-1	1,6203	0,0330	0,1613	0,0022	0,3468	1009,90	40,33	964,00	12,14	95	964,00
PAR3_44-1	0,5933	0,0257	0,0783	0,0014	0,1435	409,70	96,29	486,10	8,64	119	486,10
PAR3_45-1	1,6205	0,0484	0,1596	0,0026	0,2409	1031,20	60,29	954,80	14,63	93	954,80
PAR3_46-1	4,7305	0,0743	0,3012	0,0040	0,5269	1863,00	25,46	1697,10	19,66	91	1863,00
PAR3_47-1	0,7140	0,0144	0,0828	0,0011	0,3938	692,20	40,79	513,00	6,75	74	513,00
PAR3_48-1	5,5717	0,1342	0,3090	0,0051	0,3218	2108,60	42,28	1735,70	25,33	82	2108,60
PAR3_49-1	1,7640	0,0339	0,1700	0,0023	0,4201	1075,10	36,48	1012,30	12,87	94	1075,10
PAR3_50-1	0,8767	0,0153	0,1026	0,0014	0,4658	673,50	34,49	629,60	7,94	93	629,60
PAR3_51-1	0,8671	0,0163	0,0830	0,0011	0,4246	1089,50	35,64	513,90	6,73	47	513,90
PAR3_52-1	1,9425	0,0342	0,1890	0,0025	0,4598	1055,80	33,09	1116,10	13,73	106	1055,80
PAR3_53-1	6,8808	0,1238	0,3728	0,0053	0,4541	2149,40	29,60	2042,50	24,77	95	2149,40
PAR3_54-1	0,8067	0,0186	0,0958	0,0014	0,3334	642,40	48,18	589,60	8,04	92	589,60
PAR3_55-1	4,5288	0,0755	0,2818	0,0038	0,4916	1903,90	27,52	1600,60	19,12	84	1903,90
PAR3_56-1	1,1339	0,0263	0,1248	0,0018	0,3275	803,60	47,13	758,00	10,28	94	758,00
PAR3_57-1	1,3130	0,0300	0,1143	0,0017	0,3265	1276,70	43,83	697,60	9,72	55	697,60
PAR3_58-1	0,9686	0,0204	0,1134	0,0016	0,3700	672,50	43,13	692,40	9,12	103	692,40
PAR3_59-1	6,8016	0,1415	0,3859	0,0056	0,3496	2070,90	36,16	2103,60	26,00	102	2070,90
PAR3_60-1	1,9602	0,1613	0,1733	0,0064	0,0806	1248,80	162,09	1030,40	35,16	83	1248,80
PAR3_61-1	5,9799	0,1222	0,3550	0,0051	0,3544	1990,60	35,77	1958,40	24,05	98	1990,60
PAR3_62-1	1,0535	0,0356	0,1182	0,0020	0,1840	765,90	71,55	720,10	11,31	94	720,10
PAR3_63-1	2,0284	0,0502	0,1766	0,0026	0,2734	1278,40	48,42	1048,60	14,45	82	1278,40
PAR3_64-1	1,7384	0,0418	0,1774	0,0026	0,2830	962,90	48,76	1052,50	14,01	109	1052,50
PAR3_65-1	10,1662	0,1807	0,4328	0,0058	0,4147	2563,50	28,58	2318,30	25,97	90	2563,50
PAR3_66-1	11,4570	0,7452	0,4726	0,0205	0,2058	2616,00	112,56	2495,10	89,82	95	2616,00
PAR3_68-1	1,2384	0,1116	0,0836	0,0037	0,0537	1759,70	169,59	517,30	21,97	29	517,30
PAR3_69-1	1,1916	0,1861	0,1434	0,0083	0,0473	616,40	319,34	863,80	47,00	140	863,80
PAR3_70-1	6,6819	0,1548	0,3812	0,0059	0,3144	2061,00	40,88	2081,90	27,64	101	2061,00
PAR3_71-1	6,0042	0,1062	0,3207	0,0042	0,4136	2176,50	29,57	1793,10	20,58	82	2176,50
PAR3_72-1	1,3342	0,0300	0,1250	0,0018	0,3071	1134,10	44,36	759,40	10,10	67	759,40
PAR3_73-1	2,8973	0,0622	0,1833	0,0027	0,3206	1876,60	38,57	1085,00	14,41	58	1876,60

Anexo 2. Continuação.