Universidade Federal do Pará

Faculdade de Geologia

Instituto de Geociências

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FACULDADE DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO (TCC)

ALLANA QUEIROZ DE AZEVEDO

FÁCIES E PETROGRAFIA DA SUCESSÃO SILURIANA NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE IPUEIRAS, CEARÁ.

BELÉM – PA

SETEMBRO - 2015

ALLANA QUEIROZ DE AZEVEDO

FÁCIES E PETROGRAFIA DA SUCESSÃO SILURIANA NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE IPUEIRAS, CEARÁ.

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

Orientador: Prof. Dr. Afonso Cesar Rodrigues Nogueira
Coorientador: Msc. Francisco Romério Abrantes Junior

BELÉM – PA
SETEMBRO - 2015

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

Azevedo, Allana Queiroz de 1990-
Fácies e petrografia da sucessão siluriana na borda Leste da Bacia do Parnaíba, região de Ipueiras, Ceará. / Allana Queiroz de Azevedo. – 2015.
81 f : il.; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso Cesar Rodrigues Nogueira
Coorientador: Francisco Romério Abrantes Junior

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2015.

1. Fácies (Geologia) - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). 2. Petrologia - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). 3. Paleoecologia - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). I. Título.

CDD 22 ed. 552.5098122

ALLANA QUEIROZ DE AZEVEDO

FÁCIES E PETROGRAFIA DA SUCESSÃO SILURIANA NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE IPUEIRAS, CEARÁ.

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

Data da Aprovação: 21 /09 / 2015

Conceito: BOM

Banca Examinadora:

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

Prof. Dr. Joelson Lima Soares
Dr. em Geologia
Universidade Federal do Pará

Cleber Eduardo Neri Rabelo - Membro
Mestre em Geologia Sedimentar
Universidade Federal do Pará

Dedico este trabalho àquele que me amou primeiro: Jesus

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela misericórdia e infinito amor. A Ele toda honra e toda a glória.

Aos meus pais brilhantes J.Bosco e Lady Wânia pelo amor, cuidado, carinho e investimentos dedicados a mim no desenvolver da minha jornada. Muito obrigada. Amo vocês.

A Universidade Federal do Pará e ao GSED pelo financiamento e apoio, respectivamente, a esta pesquisa.

Ao meu orientador, professor e grande motivador Afonso Cesar Nogueira Rodrigues. Obrigada pela oportunidade de trabalhar com o sr.

Ao meu coorientador Francisco Romério Abrantes Junior pela paciência e por não desistir de me ajudar no desenvolver deste trabalho a cada vez que eu não cumpria os prazos por ele estabelecidos. Muito obrigada.

Ao amigo e professor Joelson Lima Soares pelas boas conversas, discussões geológicas, apoio e amizade. Muito obrigada.

Ao professor Francisco Abreu de Matos pelas oportunidades e pela inestimável ajuda antes, durante e depois do Mapeamento Geológico II.

Aos amigos da geologia, juntos e misturados, em especial: Adriane (por todo amor, carinho e cooperação durante esses anos que pareciam intermináveis de graduação), Vanessa (Ai amiiiigaaa), Raoni (pelo incentivo durante aquela conversa, naquele dia e naquele ônibus que fez mudar o rumo da minha história), Pablits e Ailton.

Aos amigos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, em especial: Celina Monteiro, Luana, Rosilene, Xafi da Silva Jorge, Dianne, Iris e Danilo (vizinho). Muito obrigada, esses dois anos pareceram 2 meses ao lado de vocês.

Aos amigos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, em especial: Mário Ivan (pelo incentivo aos estudos e compreensão), Luciana Neves (amiga, companheira e diva), Max Calil e Márcio 'de souza e souza', o famoso Marcinho do PDA.

Aos meus amigos da 'GB', em especial: Raquel, Flávia, Manolinho (Vulgo Marcos), Prenho, Xon, Léo, Larissa e Joana. Muito obrigada por cada momento compartilhado, principalmente aqueles regados a muito *Just Dance* e pizzas no Resort Maguari.

“para que todos vejam e saibam, considerem e juntamente entendam que a mão do Senhor fez isso.” Isaías 41:20

RESUMO

O Grupo Serra Grande representa o primeiro megaciclo transgressivo-regressivo depositado na Bacia do Parnaíba durante o Siluriano, região Oeste do Supercontinente Gondwana. Esta unidade representada pelas formações Ipu (arenitos e conglomerados), Tianguá (folhelho e arenitos) e Jaicós (arenitos e siltitos) consiste em uma sucessão de até 125 m, expostas em excelentes seções na Serra da Ibiapaba, região de Ipueiras, Estado do Ceará. Estudos faciológicos e estratigráficos prévios desta sucessão indicam que a Formação Ipu representa depósitos de um sistema fluvial entrelaçado influenciado no topo por processos glaciais. A abrasão de rochas do embasamento cristalino gerou sedimentos ricos em fragmentos líticos e ricos em matriz areno-argilosa. O período pós-glacial foi marcado pela deposição de pelitos marinhos transgressivos da Formação Tianguá, inicialmente influenciados por influxo de clastos e areias advindos de icebergs. Posteriormente, ocorreu a progradação de um sistema flúvio-deltaico da Formação Jaicós caracterizado por areias quartzosas. Petrograficamente, os arenitos da Formação Ipu consistem, predominantemente, em quartzoarenitos, subarcósios e litarenitos, enquanto que quartzoarenitos caracterizam a Formação Jaicós. Nos estágios eo e mesodiagenético ocorreu deformação de grãos, a porosidade primária (?) dos arenitos foi obliterada por constituintes autigênicos e na forma de cimento (carbonato e quartzo), que também preencheram fraturas. Os aspectos texturais e composicionais dos arenitos do Grupo Serra Grande sugere diferentes áreas-fonte para esta sucessão. Areias líticas da Formação Ipu foram substituídas por areias predominantemente quartzosas da Formação Jaicós indicando o término da erosão glacial sobre o as rochas do embasamento relacionadas à Província Borborema, porção leste da bacia do Parnaíba. As indicações texturais e composicionais obtidas aqui para o Grupo Serra Grande auxiliam futuros estudos sedimentológicos com enfoque na proveniência e contribuem para a evolução sedimentar do Oeste Gondwana durante o Siluriano.

Palavras-chave: Paleoambiente. Análise de fácies. Grupo Serra Grande. Bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

The Serra Grande Group represents the first transgressive - regressive megacycle deposited in the Parnaíba Basin during the silurian, Gondwana supercontinent's western region. Ipu Formation (sandstones and conglomerates), Tianguá Formation (shale, siltstone and sandstones) and Jaicós Formation (siltstone and sandstone) are inserted in Serra Grande Group and they consist in a succession of until 125 m, which are exposed in excellent sections in Ibiapaba's Serra, Ipueiras region, State of Ceará. Previous stratigraphic and facies association studies of this succession indicates that Ipu Formation represents braided fluvial system influenced by glacial processes on top. The abrasion of the crystalline basement rocks generated sediments rich in lithic fragments and rich in sandy- clay matrix. The post - glacial period was marked by deposition of transgressive marine siltstones of Tianguá Formation initially influenced by clasts influx and sand coming from icebergs. Later, there was the progradation of fluvial-deltaic system of Jaicós Formation characterized by sands rich in quartz. Petrographically the Ipu's Formation sandstones consist, predominantly in quartz arenites, subarkoses and litharenites while quartz arenites characterize Jaicós Formation. In stages eo- and mesodiagenetic occurred deformation of grains, the primary porosity (?) of sandstones was obliterated by authigenic constituents that also occurs in the form of cement (carbonate and quartz), which also filled fractures. The textural and compositional aspects of sandstones of Serra Grande Group suggest different source areas for this succession. Lithic sands of Ipu Formation were replaced by predominantly quartz sands of Jaicós Formation indicating the end of glacial erosion on the basement rocks related to the Borborema Province, the eastern portion of the Parnaíba Basin. The textural and compositional indications obtained in this work about the Serra Grande Group assist futures sedimentological studies focusing on provenance and contribute to sediment west Gondwana evolution during the Silurian.

Keywords: Paleoenvironment. Facies analysis. Serra Grande Group. Parbaíba Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 Mapa de localização da área de estudo com destaque para a localização dos perfis estudados..... 16

Figura 2 Relação entre fácies, ambientes deposicionais e sistemas..... 19

Figura 3 Ambientes Glaciais..... 22

Figura 4 Balanço de massa em geleira de vale..... 23

Figura 5 Regime de fluxo em geleiras de base seca e base úmida..... 24

Figura 6 Tipos de canais relacionados ao tipo predominante de forma de leito no canal e a relativa estabilidade das margens do canal..... 26

Figura 7 Tipos de canais fluviais classificados com base na morfologia 27

Figura 8 Principais unidades estratigráficas com registro no Paleozóico do Brasil..... 31

Figura 9 Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba..... 35

Figura 10 Perfil litoestratigráfico composto das formações Ipu, Tianguá e Jaicós na região de Ipueiras, Ceará..... 37

Figura 11 Contato litoestratigráfico entre as formações Ipu, Tianguá e Jaicós ao longo da Rodovia CE-257..... 41

Figura 12 Depósitos da Formação Ipu - AF1 (Canal fluvial entrelaçado). 44

Figura 13 Depósitos da Formação Ipu – AF1 e AF2..... 45

Figura 14 Depósitos da Formação Tianguá - AF4..... 46

Figura 15 Depósitos da Formação Tianguá - AF4..... 47

Figura 16 Fácies características de AF5..... 48

Figura 17 Depósitos da Formação Jaicós..... 49

Figura 18 Classificação de rochas de AF1, AF2, AF5 e AF6 baseado no diagrama triangular QFL..... 50

Figura 19 Microfotografias dos arenitos da AF1 – Canal Fluvial entrelaçado da Formação Ipu..... 52

Figura 20 Microfotografias dos arenitos da AF1 – Canal Fluvial entrelaçado da Formação Ipu..... 53

Figura 21 Microfotografias de arenitos com cimento carbonático AF2 – Planície de *Outwash* da Formação Ipu..... 55

Figura 22 Cimento de calcita ferrosa (em azul) com textura hipidiomórfica de AF2..... 56

Figura 23 Microfotografias de arenitos com cimento carbonático AF2 – Planície de *Outwash* da Formação Ipu..... 57

Figura 24 Microfotografias de Tilitos da AF3 – Subglacial da Formação Ipu..... 58

Figura 25 Microfotografias de arenitos da AF5 – Frente deltaica - *Shoreface* Superior..... 59

Figura 26 Poros intergranulares (P) parcialmente preenchidos por matriz (setas azuis) e cimento de óxido/hidróxido de Ferro (setas amarelas)..... 60

Figura 27 Microfotografias de arenitos da AF6 – Frente Deltaica – *Shoreface* superior..... 61

Figura 28 Proposta de reconstituição paleoambiental para as formações Ipu, Tianguá e Jaicós na região de Ipueiras - CE. 68

Figura 29 Distribuição latitudinal dos depósitos glaciais neo-ordovicianos e eosilurianos..... 69

Figura 30 Reconstrução paleogeográfica do eosiluriano..... 69

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 Fácies, associação de fácies e processos sedimentares da Formação Ipu..... 38

Tabela 2 Fácies, associação de fácies e processos sedimentares da Formação Tianguá..... 39

Tabela 3 Fácies, associação de fácies e processos sedimentares da Formação Jaicós..... 40

Tabela 4 Contagem de constituintes, cimentos e porosidades..... 80

Tabela 5 Classificação do empacotamento de acordo com o índice de Kahn e em função do volume intergranular..... 81

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 15

1.1 Apresentação 15
1.2 Localização e vias de acesso 17
1.3 Objetivos 17

2 MÉTODOS 18

2.1 Revisão bibliográfica 18
2.2 Análise de fácies 18
2.3 Análise petrográfica 19
2.4 *Softwares* utilizados 20

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS 21

3.1 Modelo de fácies 21
3.2 Depósitos Sedimentares 21
3.2.1 Ambiente Glacial 21
3.2.2 Ambiente Fluvial 26

4 A BACIA DO PARNAÍBA 21

4.1 Arcabouço Estrutural 31
4.2 Aspectos Paleogeográficos 32
4.2.1 Glaciações 32
4.3 Registro Sedimentar 32
4.3.1 Sucessão Siluriana 34
4.3.1.1 Formação Ipu 34
4.3.1.2 Formação Tianguá 34
4.3.1.3 Formação Jaicós 35

5 A SUCESSÃO SILURIANA NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA 37

5.1 Aspectos Gerais 37
5.2 Associações de fácies da Formação Ipu 43
5.3 Associações de fácies da Formação Tianguá 47
5.4 Associações de fácies da Formação Ipu 48

6 PETROGRAFIA DOS ARENITOS 51

6.1 Arenitos da AF1 - Canal Fluvial Entrelaçado 52
6.1.1 Feições Diagenéticas de AF1 53
6.2 Arenitos da AF2 - *Outwash Plain* 54
6.2.1 Feições Diagenéticas de AF2 58
6.3 Matriz Arenosa de AF3 - Subglacial 59
6.3.1 Feições Diagenéticas de AF3 60
6.4 Arenitos da AF5 - Frente Deltaica - Shoreface Superior 60
6.4.1 Feições Diagenéticas de AF5 62
6.5 Arenitos da AF6 - Planície *Braided* Distal 62
6.5.1 Feições Diagenéticas de AF6 64

7 ASPECTOS DIAGENÉTICOS 65

8 MODELO DEPOSICIONAL E SUA RELAÇÃO COM OS ASPECTOS PETROGRÁFICOS 67

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS 70

REFERÊCIAS 72

APÊNDICES 79

APÊNDICE A - TABELA 4 - CONTAGEM DE CONSTITUINTES, CIMENTOS E POROSIDADES 80

APÊNDICE B - TABELA 5 - CLASSIFICAÇÃO DO EMPACOTAMENTO E EM FUNÇÃO DO VOLUME INTERGRANULAR. 81

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

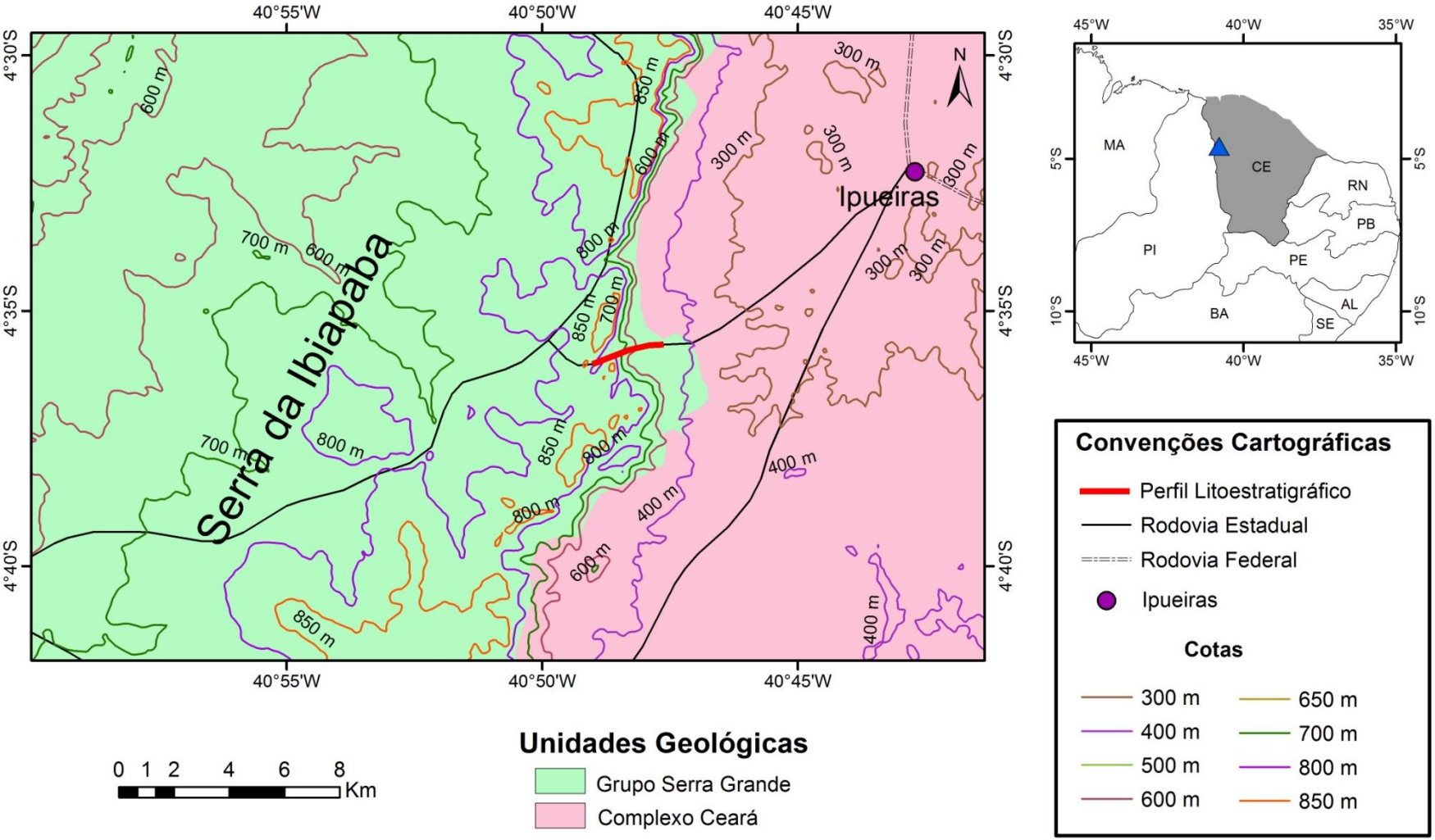
O registro estratigráfico sugere que glaciações ocorreram de maneira episódica em diferentes intervalos de tempo na história da Terra (CROWELL, 1982, 1999). Uma dessas glaciações afetou o Supercontinente Gondwana durante o durante o Paleozoico superior e constitui o período de glaciação mais longo e contínuo no Fanerozoico (EYLES, 1993).

O supercontinente Gondwana, em sua máxima extensão, abrangia mais de 70% da área continental (desde o polo sul até o equador) da Terra (SCOTESE et al., 1999). Devido a esse expressivo tamanho o supercontinente experimentava simultaneamente climas polares, subtropicais, temperados e equatoriais (SCOTESE et al., 1999). Desde o Pré-Cambriano Superior até a metade do paleozóico a porção ocidental do Gondwana (norte da América do Sul e o norte ocidental da África) moveu-se de latitudes polares (sul) até latitudes subtropicais. Durante o Siluriano inferior (Landoveriano) uma extensa capa de gelo cobriu grande parte da porção norte da África e da América do Sul (SCOTESE et al., 1999).

No Brasil, o Siluriano é representado pelo Grupo Serra Grande. De acordo com Vaz et al. (2007) o Grupo Serra Grande consiste na primeira megassequência da Bacia do Parnaíba, localizada no norte-nordeste do Brasil e que registra o primeiro ciclo transgressivo-regressivo da bacia. Segundo Góes e Feijó (1994) o Grupo Serra Grande é composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós.

A escassez de dados petrográficos que auxiliem estudos sedimentológicos com enfoque na proveniência da sucessão siluriana da borda leste da Bacia do Parnaíba, na região de Ipueiras, Estado do Ceará (Figura 1) é fator determinante que corrobora a necessidade deste trabalho, embora seja necessário um maior número de lâminas petrográficas para consolidar as indicações texturais e composicionais obtidas.

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo com destaque para a localização da seção estudada.



Fonte: Fornecido pelo autor.

1.2 Localização e vias de acesso

A área de estudo está localizada na região Nordeste do país, porção leste do Estado do Ceará, nas proximidades do município de Ipueiras, microrregião de Ipu. Na escala de 1:250.000 a área de estudo está inserida na Folha Piripiri (SB-24-V-A). O acesso à área de trabalho pode ser feito a partir de Fortaleza (CE) pela rodovia federal BR-222, BR-020, passando pelas rodovias estaduais CE-354, CE-162, CE-168 e CE-257. A área de estudo localiza-se na CE-257, mais precisamente na Serra da Ibiapaba e situa-se entre as seguintes coordenadas geográficas: 40º 50’ e 40° 57’ de longitude Oeste de *Greenwich*; 04º 35’ e 04º 38’ de latitude Sul.

1.3 Objetivos

Este trabalho teve como objetivo principal a caracterização dos depósitos glaciais e pós-glaciais silurianos da borda leste da bacia do Parnaíba, na região de Ipueiras, Estado do Ceará, buscando compreender os paleoambientes desta sucessão. Como objetivos específicos têm-se: 1) caracterização faciológica das formações Ipu, Tianguá e Jaicós; 2) inferências paleogeográficas e paleoclimáticas; e 3) esboçar uma sequência diagenética para os arenitos da sucessão.

2 MÉTODOS

2.1 Revisão Bibliográfica

Durante o levantamento bibliográfico foram consultados livros, dissertações, teses e artigos científicos nacionais e internacionais que versavam sobre: 1 - Geologia da Bacia do Parnaíba com ênfase na Sequência Siluriana; 2 – Análise de fácies e petrografia sedimentar em depósitos siliciclásticos antigos e recentes; e 3 - Ambientes fluviais e glaciais.

2.2 Análise de fácies

A análise de fácies dos depósitos silurianos foi realizada em afloramentos de cortes de estrada ao longo da rodovia estadual CE-257 na Serra da Ibiapaba. Foram coletadas 13 amostras de arenitos e 1 amostra de conglomerado que seguiram a individualização de fácies. Perfis colunares foram confeccionados para cada afloramento com indicação de medidas de paleocorrentes. Os depósitos siliciclásticos foram analisados a luz do modelo proposto por Walker (1990, 1992), o qual propôs os seguintes critérios descritivos e interpretativos:

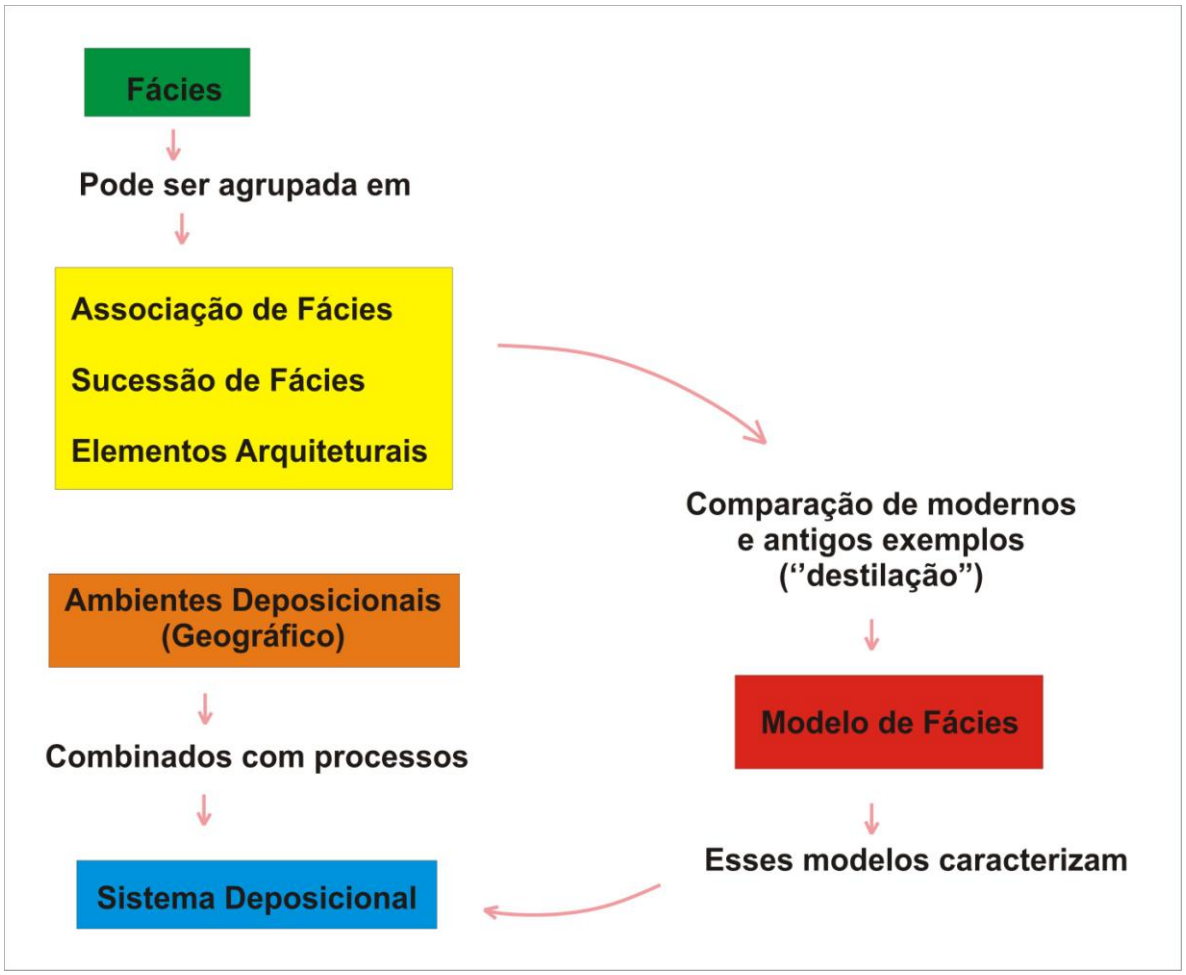
(a) Individualização de fácies, que consiste no reconhecimento e descrição detalhada de geometria, estruturas sedimentares, texturas, composição litológica, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente, bem como descrição dos processos geradores de tais características;

(b) Associação de fácies, esta agrupa as fácies contemporâneas, correlacionadas geneticamente, conferindo a ela conotação ambiental;

(c) Modelo deposicional, o qual é representado em bloco-diagrama e apresenta de forma geral os sistemas deposicionais referentes a determinadas associações de fácies, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais.

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

Figura 2 - Relação entre fácies, ambientes deposicionais e sistemas.



Fonte: Adaptado de Walker e James (1992).

2.3 **Análise Petrográfica**

A análise petrográfica foi realizada em amostras orientadas de arenitos das formações Ipu e Jaicós totalizando 14 lâminas delgadas. A Formação Tianguá, predominantemente composta de material fino, não apresentava níveis espessos de arenitos e por isso não foi investigada. Estas amostras foram analisadas sob microscopia ótica visando a descrição das principais texturas e composição mineralógica (grãos, matriz e cimento), além da análise da caracterização da porosidade dos arenitos.

Foram contados em média 300 pontos por lâmina permitindo assim a classificação dos arenitos de cada unidade geológica segundo o método Gazzi-

Dickinson (ZUFFA, 1985) (Apêndice A). A classificação das rochas siliciclásticas baseou-se no diagrama triangular QFL de Folk (1968), o qual envolve, respectivamente, o conteúdo total de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos.

Os aspectos texturais analisados foram: a seleção dos grãos, granulometria e o arredondamento. Utilizou-se a tabela de Powers (1953) para definir o grau de arredondamento. A textura foi determinada de acordo com a tabela de Wentworth (1922) para o tamanho médio dos grãos e o grau de seleção adotou-se a tabela de estimativa visual baseada em Longiaru (1987).

A análise dos eventos diagenéticos e dos tipos de porosidades foi baseada nos critérios de Schmidt e McDonald (1979). O índice de empacotamento foi determinado baseado na classificação de Kahn (1956) e no volume intergranular (Apêndice B).

Para a distinção da composição do cimento carbonático entre calcita ($CaCO_3$) e dolomita ($CaMgCO_3$) foram utilizadas técnicas de coloração, a qual consistiu no tingimento de lâminas com solução de *Alizarine-S* com HCl (2%) (DICKINSON, 1966).

As fotomicrografias foram obtidas em Microscópio Petrográfico modelo ZEISS AxiosKop 40 com câmera acoplada AxioCam HRc pertencente ao laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED -UFPA).

2.4 **Softwares Utilizados**

Para a digitalização de perfis colunares e edição de figuras foi utilizado o *software Corel Draw* 6.

Na confecção do mapa de localização da área de estudo foi utilizado o software ESRI ® *Arc Map* ™. O sistema de coordenada utilizado foi a projeção UTM e *datum* horizontal SAD69, zona 23 S.

3 **FUNDAMENTOS TEÓRICOS**

3.1 **Modelo de Fácies**

O termo fácies foi introduzido por Nicholas Steno em 1669, contudo o conceito que se encontra atualmente em uso foi introduzido por Gressly (1838) para abranger todos os aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica (WALKER ; POSAMENTIER, 2006).

Reading (1996) afirma que os modelos de fácies são simplificações idealizadas criadas para ajudar nossa compreensão de fenômenos e processos naturais complexos. Eles têm sido amplamente utilizados na interpretação de fácies de rochas sedimentares. Walker e Posamentier (2006) ratificam que o modelo de fácies pode ser definido, de uma maneira geral, como um específico ambiente deposicional, que incorpora informações desde sedimentos recentes até rochas antigas.

Segundo Walker e Posamentier (2006) há duas problemáticas relacionadas ao uso de modelo de fácies, a escala e a interpretação. Ambas as escalas necessitam de modelagem, porém a pequena é mais fácil de definir, descrever e refinar. Desse modo um grupo de pequenas escalas relacionadas entre si podem, provavelmente, ser combinados com a finalidade de se obter um modelo de grande escala.

Walker (1979) propôs quatro aplicações para o modelo de fácies: 1) uma norma, para fins de comparação; 2) um quadro e guia para futuras observações; 3) um preditor em novas situações, e 4) uma base para a interpretação. De acordo com Walker e Posamentier (2006) estamos mais aptos a reconhecer fácies e elementos arquiteturais.

3.2 **Depósitos Sedimentares**

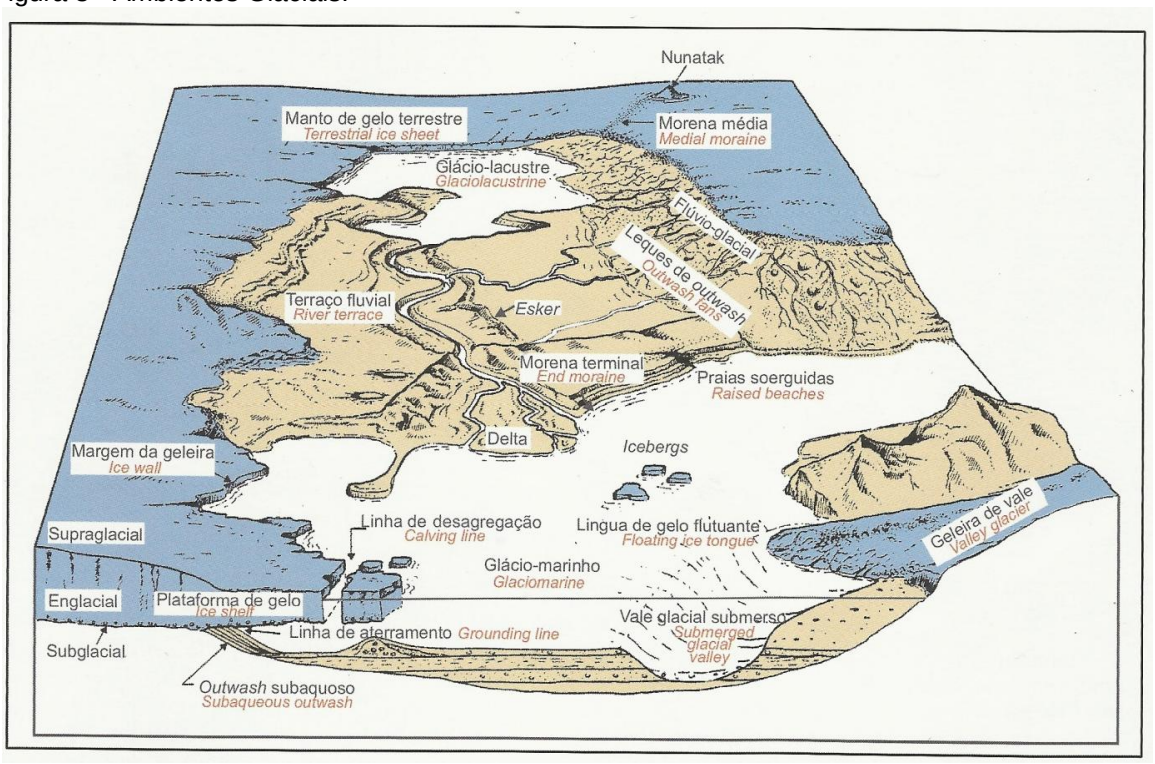
3.2.1 Ambiente Glacial

Ambientes glaciais são locais onde o gelo e as águas derivadas do degelo são os principais agentes de transporte e deposição dos sedimentos. Englobam tanto os ambientes em contato direto (glaciogênicos), quanto adjacentes e influenciados por geleiras (proglaciais) (ASSINE ; VESELY, 2008).

Nos ambientes glaciogênicos os sedimentos estão em contato direto com a geleira e são depositados pelo gelo ou pela água do degelo. De acordo com a posição dos depósitos em relação à geleira, eles podem ser subdivididos em subglacial (na base da geleira), supraglacial (sobre a geleira) e englacial (dentro da geleira) (Figura 3).

A geleira é uma massa de gelo, formada pela compactação e recristalização de neve precipitada, a qual se deforma e se movimenta de acordo com a força do próprio peso (MILLER, 1996). Sua formação requer temperaturas baixas e alta precipitação atmosférica. (ASSINE ; VESELY, 2008). De acordo com Miller (1996) dois fatores físicos essenciais exercem influência direta sobre a dinâmica de expansão e retração das geleiras: 1) balanço de massa e 2) o regime térmico.

Figura 3 - Ambientes Glaciais.



Fonte: Modificado de Edwards (1986).

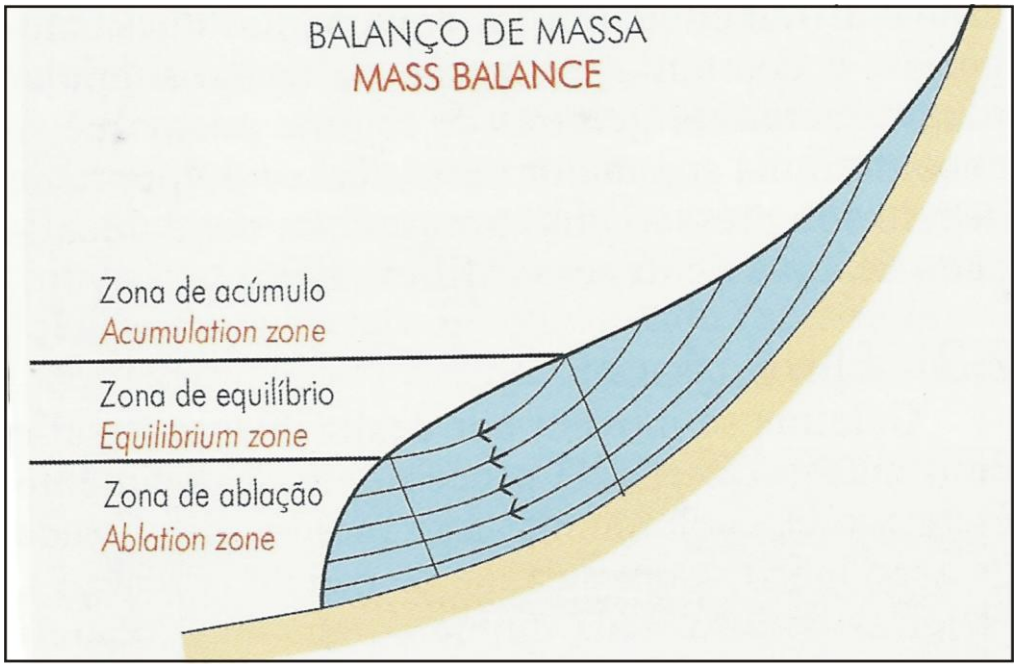
O balanço de massa refere-se ao ganho ou perda de volume de gelo. Dependendo das condições climáticas que a geleira encontra-se submetida poderá ocorrer o acúmulo de neve e consequentemente o crescimento da mesma na denominada zona de acumulação. Porém, em virtude do derretimento.

(sublimação), ação mecânica da água de degelo ou desagregação ocorrerá a perda de massa na chamada zona de ablação. O limite entre essas duas zonas, entretanto, é denominado zona de equilíbrio. Neste o acúmulo e a ablação são equivalentes. Diante disto o balanço de massa pode ser positivo (quando há mais acúmulo do que ablação) ou negativo (quando há mais ablação do que acúmulo) (MILLER, 1996) (Figura 4).

Outro fator físico importante é o regime térmico. Este fator está intimamente relacionado à quantidade de energia solar recebida, bem como as trocas de calor com a atmosfera, ou seja, relaciona-se diretamente com clima na qual a geleira estará submetida. Desse modo as geleiras poderão estar acima ou abaixo do *pressure melting point,* que corresponde a temperatura de degelo. Acima do referido ponto é favorável o degelo e pode haver a presença de delgada lâmina d'água. Abaixo do referido ponto o gelo encontra-se aderido ao substrato congelado e desta forma a base da geleira é denominada de seca ou polar.

Segundo Miller (1996) as geleiras modernas podem ser de dois tipos: 1) capas de gelo/ geleiras continentais. Estas cobrem vastas áreas, as quais não são afetadas pela topografia; 2) *valley*/montanhas ou alpinas. Estas são diretamente afetadas pela topografia.

Figura 4 - Balanço de massa em geleira de vale.

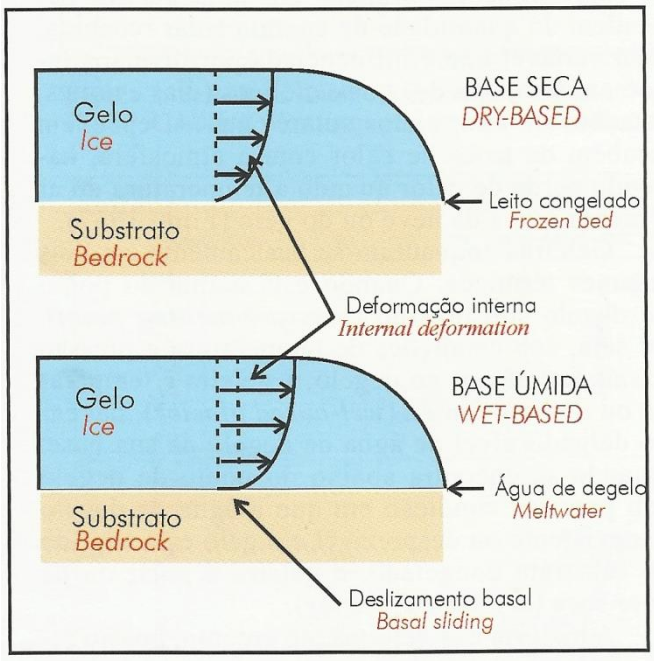


Fonte: Assine e Vesely (2008).

De acordo com Miller (1996) as geleiras se movimentam por deslizamento basal e por deformação interna. Esses processos afetam a forma pela qual os detritos serão erodidos, transportados e depositados pela geleira (MILLER, 1996). Segundo este mesmo autor o processo de deslizamento é efetivo em geleiras de base úmida, em virtude da ação lubrificante da água de degelo (Figura 5).

O gelo pode ser um agente erosional extremamente poderoso (MILLER, 1996). Ele primeiramente erode pela retirada e abrasão dos detritos. Estes podem ser carregados dentro de qualquer parte da geleira, porém o maior volume é geralmente transportado na zona basal (MILLER, 1996). A zona basal tem, geralmente, menos de 1 metro de espessura (SUGDEN ; JOHN,1988). Os clastos são comumente estriados e facetados, porém devido à abrasão possuem valores de arredondamento menor do que os detritos supraglaciais (BOULTON,1978).

Figura 5 - Regime de fluxo em geleiras de base seca e base úmida



Fonte: Assine e Vesely (2008).

À medida que a frente da geleira derrete ela libera um grande volume de água que carrega muitos detritos. Deste modo rios fluem para longe a partir da frente do gelo para extensas áreas da planície de lavagem (*outwash plain*), também chamada de *sandur* (no singular) ou *sandar* (no plural) (NICHOLS, 2009). Estes rios transportam e depositam da mesma maneira que os rios entrelaçados

(BOOTHROYD ; ASHLEY, 1975). Os depósitos da *outwash plain* podem ser distinguidos de outro depósito de rio entrelaçado pelas suas associações com outras feições glaciais, como morenas por exemplo (NICHOLS, 2009).

Ao contrário do vento e da água, o gelo não é capaz de selecionar as partículas que transporta e por isso sedimentos glaciais possuem um alta imaturidade textural e mineralógica (MILLER, 1996).

Os sedimentos glaciais são depositados a partir de qualquer movimento ou parada do gelo por muitos diferentes processos. Os depósitos formados pela ação direta das geleiras configuram feições conhecidas genericamente como morenas (*moraines*). As morenas ocupam diferentes posições em relação à geleira e podem ser classificadas em terminais, laterais e medianas.

Morenas são constituídas por sedimentos clásticos (*till*), comumente grossos, que na maioria das vezes apresenta baixa seleção granulométrica, aspecto maciço e abundância de clastos facetados e/ou estriados. Segundo Croot e Sims (1996), a produção das partículas que compõem o *till* envolve a combinação de dois processos, abrasão e fragmentação, o que tende a gerar bimodalidade textural. Por diagênese o sediment *till* se torna uma rocha denominada tilito. Este termo possui conotação genética e refere-se aos depósitos essencialmente glaciogênicos.

Em termos petrográficos, tilitos são, na maioria das vezes, diamictitos, ou seja, rocha terrígena sem seleção granulométrica constituídas por partículas finas de diferentes tamanhos, dispersa numa matriz de lama (FLINT et al., 1960a; 1960b).

Desta forma a caracterização petrográfica dos tilitos foi realizada por meio da identificação dos constituintes detríticos, análise do tamanho dos grãos, porosidades e seus diferentes tipos, bem como a esfericidade, seleção, arredondamento do grão e tipo de contatos entre os grãos.

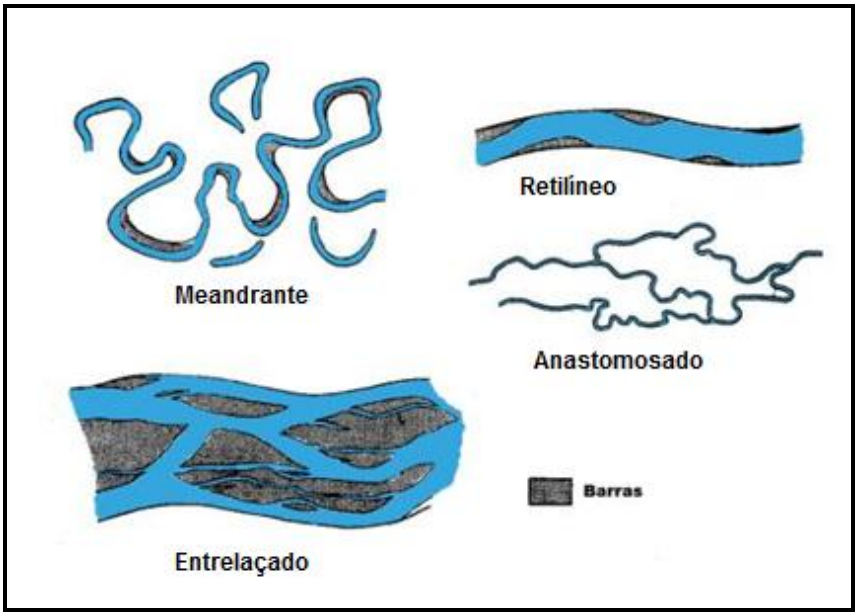
3.2.2 Ambiente Fluvial

Ambientes fluviais são sistemas complexos de erosão, transporte de sedimentos e deposição a qual origina uma grande variedade de formas de leito (TUCKER, 1991). Neste ambiente o rio é o principal agente transportador de

sedimentos de áreas mais elevadas até áreas mais baixas, como lagos e estuários.

Conforme a tipologia os canais podem ser classificados com base na carga sedimentar transportada ou na sua morfologia (Figura 6). Com base na natureza da carga sedimentar, Schumm (1972) classificou os canais em: 1) carga de fundo (*bed-load*), 2) carga mista (*mixed-load*) e carga de suspensão (*suspended-load*) (Figura 7). Segundo Leopold e Wolman (1957) e Rust (1978), porém, os canais foram classificados de acordo com a sua morfologia, os quais foram divididos em: 1) entrelaçado; 2) meandrante e 3) anastomosado. Segundo Miall (1977) os canais podem ser classificados, morfologicamente, em: rios entrelaçados, meandrantes, anastomosados e retos.

Figura 6 - Tipos de canais fluviais classificados com base na morfologia.

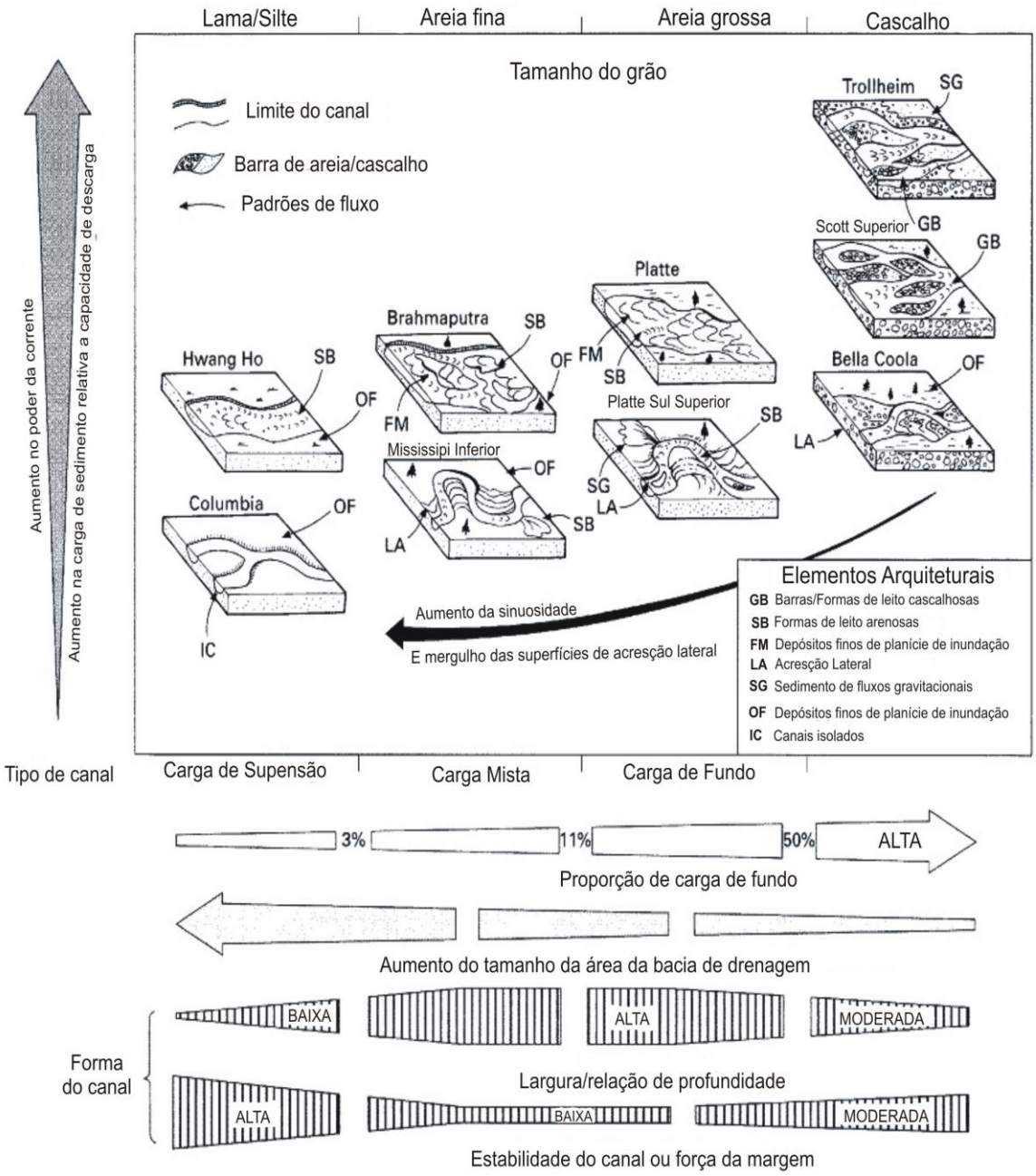


Fonte: Miall (1977).

Os rios meandrantes são caracterizados por canais com alta sinuosidade, que apresentam pouca variação na descarga e correspondem a rios de carga mista na classificação de Schumm (1972). Eles carregam sedimentos finos e em suspensão. A composição da forma de leito mais comum a este tipo de canal é predominantemente arenosa, porém pode haver acumulação suficiente de cascalho e sedimentos de grãos finos que mantém a estabilidade da margem (BLUCK, 1971; GUSTAVSON, 1978; FORBES, 1983). A sedimentação na

margem é mais rápida próximo aos canais ativos, que favorecem a formação de uma crista acima da planície de inundação (FISK, 1952).

Figura 7 - Tipos de canais relacionados ao tipo predominante de forma de leito no canal e a relativa estabilidade das margens do canal. A relação não é absoluta e muitas exceções ocorrem como resultado de diferenças no gradiente e no padrão de descarga.



Fonte: Orton e Reading (1993).

Os rios anastomosados, por sua vez, são caracterizados por uma rede interconectada de canais, separados por regiões de planície de inundação (SMITH ; SMITH, 1980; MAKASKE, 2001). São dominados por sedimentos de granulometria fina, podendo ser classificados como rios de carga em suspensão na classificação de Schumm (1972). A combinação da baixa energia do fluxo e a abundância de sedimentos coesos de granulometria fina nas margens do canal indica que os canais, uma vez formados, tendem a não migrar (SMITH ; SMITH, 1980; RUST, 1981; SMITH, 1983, 1986; NADON, 1994). A composição da margem destes canais é predominantemente arenosa devido a migração repetitiva dos canais como formas de leito que possivelmente sobrepostas no lado alternando das barras (RUST ; LEGUN, 1983).

Os rios retos são raros na natureza, podendo apresentar sedimentos de natureza diversa. Eles apresentam um canal simples, com flancos estáveis, limitados por diques marginais. Normalmente constituem trechos de extensão reduzida dos rios, controlados por sistemas de falhas que encaixam o curso fluvial.

Os rios entrelaçados formam uma rede de canais interconectados separados por barras arenosas ou cascalhosas. Estes correspondem a rios de carga de fundo na classificação de Schumm (1972). Nos canais entrelaçados a deposição da carga de fundo propicia o desenvolvimento de barras que obstruem a corrente e ramificam-na, processo este facilitado quando as margens são facilmente erodíveis, com consequente aumento do suprimento detrítico (MIALL, 1981).

Uma feição dominante desse sistema é a presença de várias hierarquias de formas de leito, incluindo marcas onduladas e dunas de diferentes morfologias coexistindo dentro do canal. É bastante comum a presença de barras de meio de meio de canal como formas de leito menores (dunas e marcas onduladas) migrando ao longo de seu dorso e face frontal (BRISTOW, 1987). A variação na hierarquia das formas de leito é resultante das frequentes mudanças na descarga do fluxo e profundidade da lâmina d'água.

Este tipo de rio é comum em ambientes proglaciais onde estudos de padrões de descargas sazonais facilitam o estudo. Em ambientes de clima árido, formam-se canais de padrões similares em resposta à menor previsão de

inundações. Em ambos os ambientes a ausência de vegetação contribui para a erosão da margem (READING, 1996).

Além da morfologia dos canais é importante identificar as áreas externas aos mesmos, as quais podem ser divididas, segundo Collinson (1996), em: a) áreas próximas de canais ativos (diques marginais e depósitos de crevasse) e b) áreas distantes de canais ativos (planície de inundação).

Os diques marginais são cristas estreitas e contínuas construídas ao longo das margens de canais fluviais. São formados por sedimentos finos depositados por suspensão durante as cheias do canal (BRIERLEY et al., 1997). Os depósitos de espraiamento de *crevasse* (*crevasse splay*) consistem em lobos desenvolvidos pelo extravasamento do canal fluvial durante grandes cheias. Os diques marginais e depósitos de espraiamento de *crevasse* ocorrem associados a canais anastomosados e meandrantes, sendo que nesse último são bem desenvolvidos na porção externa dos meandros. Raramente são identificados em canais entrelaçados.

Em geral, a planície de inundação constitui regiões de baixo relevo, pouco drenadas, apresentando baixas taxas de acumulação, dominadas por sedimentos de granulometria muito fina. Em ordem de abundância, os depósitos de planície de inundação estão associados a canais fluviais anastomosados, meandrantes e entrelaçados. Em canais entrelaçados, os sedimentos são pouco representativos, podendo inclusive encontrar-se ausente (REINFELDS ; NANSON, 1993).

No que tange à acumulação fluvial, destaca-se como fator determinante o perfil de equilíbrio. Este pode ser considerado como representando o balanço entre a erosão e a deposição. Ele é controlado por fatores alocíclicos entre os quais se destacam a tectônica, o clima e o nível relativo do mar (MIALL, 1996; DALRYMPLE et al., 1998; ETHRIDGE et al., 1998).

4 **A BACIA DO PARNAÍBA**

4.1 **Arcabouço Estrutural**

A Bacia do Parnaíba, antes denominada Bacia do Maranhão, situa-se na porção nordeste ocidental do território brasileiro e ocupa uma área de cerca de 600 mil km^2, abrangendo parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (GÓES ; FEIJÓ, 1994). A bacia desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante o estágio de estabilização da Plataforma Sul-americana (ALMEIDA ; CARNEIRO, 2004 apud VAZ et al., 2007).

Segundo os mesmos autores, o embasamento é constituído por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares de idade do Arqueano ao Ordoviciano. Duas unidades sedimentares compõem o embasamento da Bacia do Parnaíba: Formação Riachão e Grupo Jaibaras, que, segundo dados geofísicos, ocorrem preenchendo calhas grabenformes.

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 origem ou subsidência inicial da bacia provavelmente tem relação com as deformações e eventos térmicos fini e pós-orogênicos do Ciclo Brasiliano ou ao estágio de transição da plataforma (ALMEIDA ; CARNEIRO, 2004 apud VAZ et al., 2007). Consoante os mesmos autores, durante as etapas iniciais do desenvolvimento da bacia, o depocentro foi controlado por estruturas grabenformes herdadas do embasamento, considerando que do Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia.

Com isso, a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico e a forma externa da bacia tornou-se ovalada, típica de uma sinéclise interior.

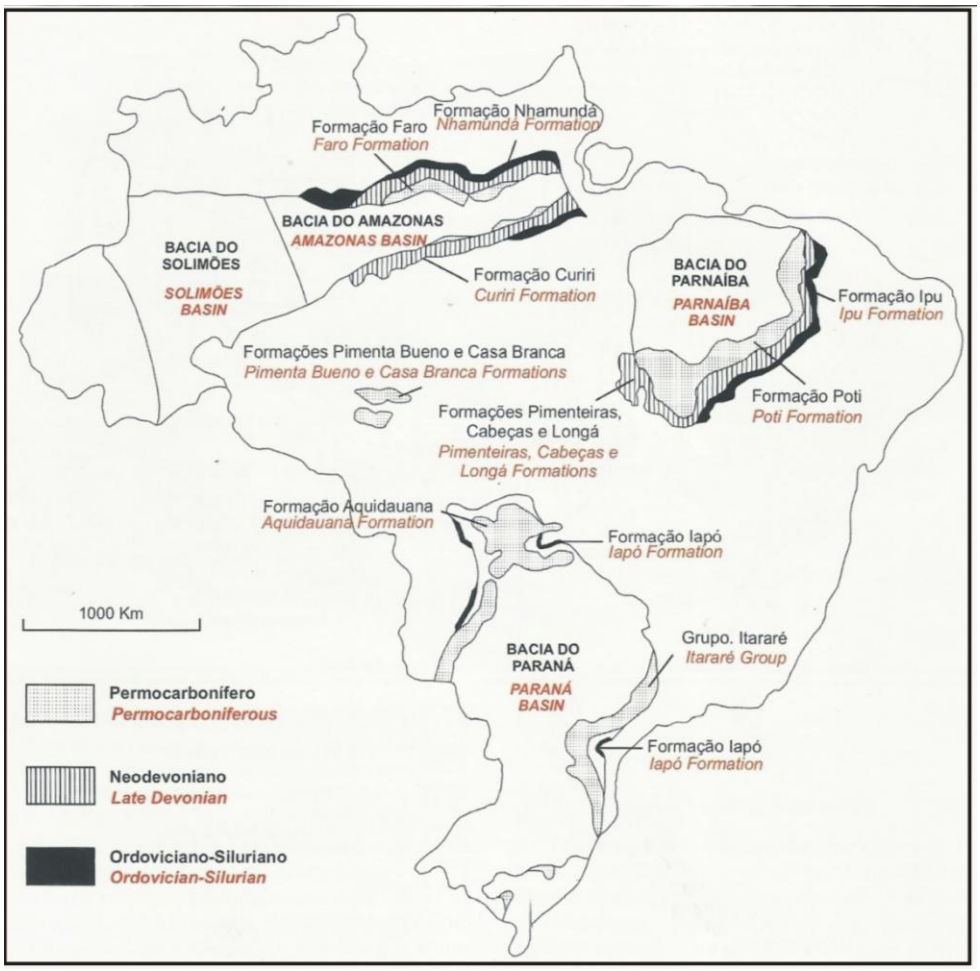
Segundo Góes e Feijó (1994), a natureza da sedimentação é predominantemente siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita e sílex, além de diabásio e basalto, representativos de eventos magmáticos do Neotriássico ao Neocretáceo. No depocentro a espessura de suas rochas chega a 3.500 m (VAZ et al., 2007).

4.2 **Aspectos Paleogeográficos**

4.2.1 Glaciações

De acordo com Caputo (1984) a Bacia do Parnaíba foi submetida à três principais eventos de glaciação (Figura 8). A disposição geográfica dos depósitos glaciais e periglaciais e o estudo dos mesmos são suficientes para afirmar que os centros glaciais migraram.

Figura 8 - Principais unidades estratigráficas com registro no Paleozóico do Brasil. Na Bacia do Parnaíba a Formação Ipu (Siluriano) corresponde à unidade glaciogênica dentro do Grupo Serra Grande.



Fonte: Assine e Vesely (2008).

O primeiro evento glacial ao qual a Bacia do Parnaíba foi submetida deu-se na passagem do Ordoviciano Superior para o Siluriano inferior quando os centros de glaciação se deslocaram para a porção sul da África e sudoeste da América do

Sul (CAPUTO ; CROWELL,1985). As sequências sedimentares do Grupo Serra Grande são correlacionadas com unidades estratigráficas sincrônicas das que ocorrem no continente africano, sendo evidências que comprovam a união pretérita no supercontinente Gondwana e as mudanças sofridas neste arranjo ao longo da deriva (SANTOS ; CARVALHO, 2009).

O segundo evento glacial está registrado no Grupo Canindé, em suas formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, datando do Devoniano. Segundo Barrett e Isaacson (1988 apud CARVALHO et al., 2009), as águas eram frias nas latitudes médias e altas. Havia um clima árido a úmido, com temperatura fria nas regiões situadas mais ao norte da América do Sul, enquanto que nas regiões situadas mais a sul o clima seria subpolar e seco. O Grupo Canindé chegou a ser datado como sendo do Ordoviciano-Siluriano, por conta da similaridade litológica da Formação Cabeças com o Grupo Serra Grande. Porém foi corretamente interpretada como sendo de origem glacial e periglacial por Malzahn (1957).

O registro do terceiro evento glacial na Bacia do Parnaíba está na Formação Poti de idade carbonífera, que teve seus estratos como sendo depositados em condições glaciais. A interpretação para um clima temperado a frio, seco a árido, nas condições existentes durante o Mississipiano, é fornecida pelas características da paleoflora (IANNUZZI, 1994). Embora não haja pavimentos ou clastos estriados boa parte da Formação Poti pode ter sido depositada sob condições glaciais e periglaciais. Isto pode ser evidenciado pela textura e pela ampla distribuição dos diamictitos.

4.3 **Registro Sedimentar**

Vaz et al. (2007) definiu o registro sedimentar da Bacia do Parnaíba em cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana - Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, que são delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia ou abrangem regiões extensas.

4.3.1 Sucessão Siluriana

O Grupo Serra Grande corresponde à sucessão Siluriana e envolve as formações Ipu, Tianguá e Jaicós (Figura 9). O termo "Série Serra Grande" foi proposto por Small (1914 apud VAZ et al., 2007) para englobar arenitos, conglo-

merados e calcários da borda oriental da bacia. Este conceito foi revisto por Kegel (1953), que redefiniu em Formação Serra Grande, excluindo os calcários dobrados do embasamento, que ocorrem sotopostos e em discordância angular com os arenitos. A espessa seção sedimentar foi elevada à categoria de Grupo Serra Grande por Carozzi et al., (1975).

4.3.1.1 Formação Ipu

Esta formação é composta principalmente de espessos pacotes de arenitos finos a grossos, maciços ou com estratificação cruzada, por vezes com seixo, além de conglomerados com características glaciais (diamictitos) (CAPUTO et al., 2005). Seu ambiente de sedimentação é definido como glacial proximal e glacio-fluvial, além de leques ou frentes deltaicas (VAZ et al.,2007). De acordo com Góes e Feijó (1994) a espessura máxima em subsuperfície da Formação Ipu é de 350 metros. Inicialmente foi definida como Formação Mirador e posteriormente foi modificada por Caputo e Lima (1984), que propuseram, de acordo com o Código de Nomenclatura Estratigráfica, o termo Formação Ipu (substituindo o nome Mirador). Grahn et al., (2005) propuseram idade Eossiluriana (Landoveriano) para esta formação.

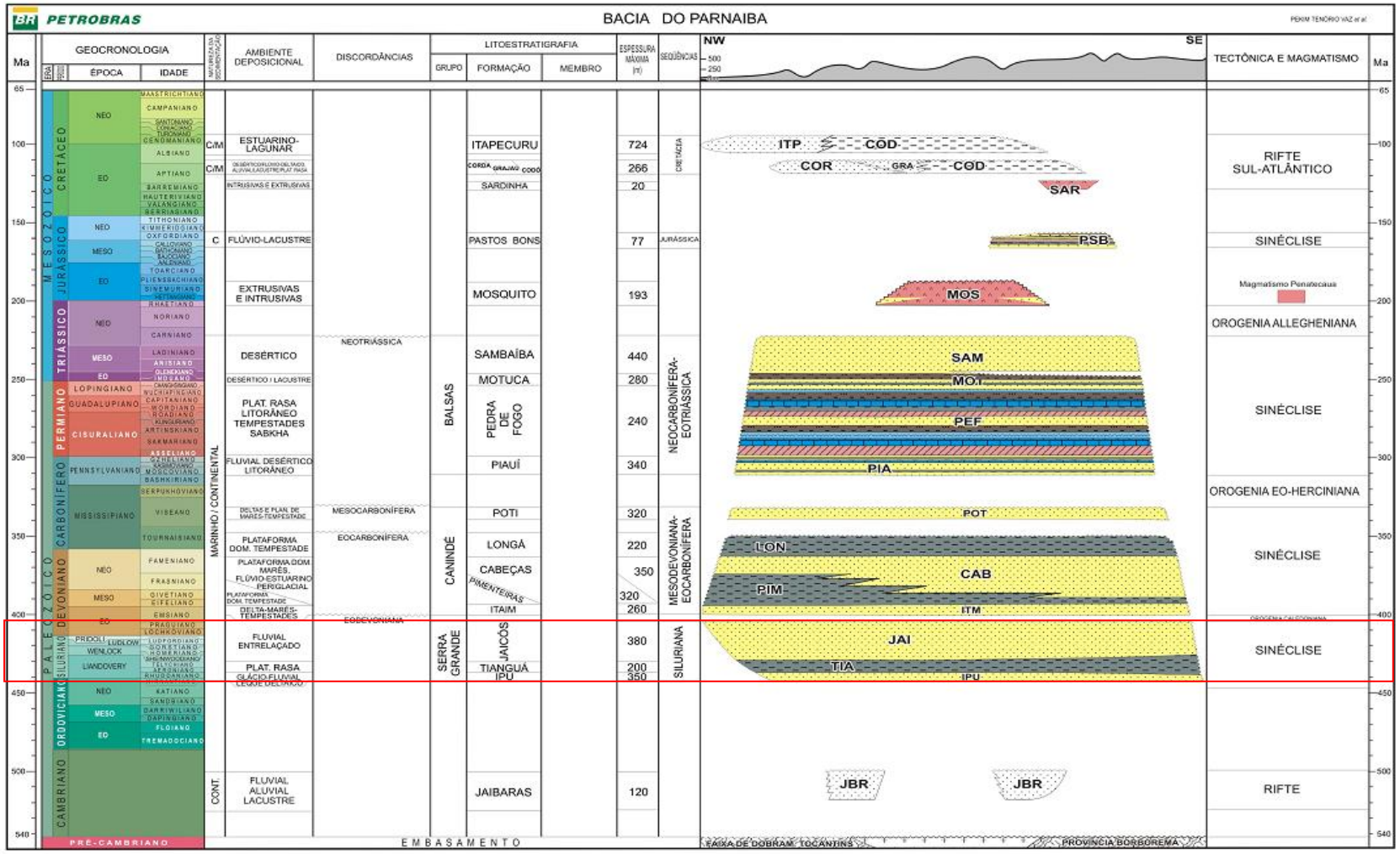
4.3.1.2 Formação Tianguá

A Formação Tianguá é sotoposta, concordantemente, à Formação Ipu. Esta unidade foi estabelecida por Rodrigues (1967) foi confirmada e colocada também no Landoveriano. É constituída por folhelhos cinza-escuros, bioturbados, sideríticos e carbonáticos; arenitos cinza-claros, finos a médios, feldspáticos; e intercalação de siltitos e folhelhos cinza-escuros, bioturbados e micáceos (VAZ et al., 2007). De acordo com Caputo (1984) as rochas dessa unidade foram depositadas numa grande variedade de ambientes, de glacial proximal a glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicas. Góes e Feijó (1994) definiram uma espessura máxima de 200 metros para esta unidade, além de interpretar um ambiente de plataforma rasa. Esta formação é sobreposta, concordantemente, pela Formação Jaicós.

4.3.1.3 Formação Jaicós

A Formação Jaicós foi definida por Plummer et al., (1948) para os arenitos grossos, muito grossos e conglomerados que ocorrem a leste da bacia, entretanto consoante Caputo (1984), esta formação é caracterizada por arenitos cinza com tonalidades claras, creme ou amarronzada, grossos, contendo seixos angulares a subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços ou com estratificação cruzada ou lenticular. Segundo Góes e Feijó (1994) a deposição ocorreu em sistemas fluviais entrelaçados durante o Neosiluriano (Ludloviano-Pridoliano). Em subsuperfície, esta unidade apresenta espessura máxima de 360 metros.

Figura 9 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Vaz et al. (2007).

5 **A SUCESSÃO SILURIANA NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA**

5.1 **Aspectos gerais**

A sucessão sedimentar das formações Ipu, Tianguá e Jaicós ocorre na região de Ipueiras (CE) em afloramentos lateralmente contínuos em cortes de estrada, localizado às margens da rodovia estadual CE-257. Os perfis confeccionados e estudados possuem o total de 124 metros de espessura (Figura 10) e aproximadamente 1 km de extensão.

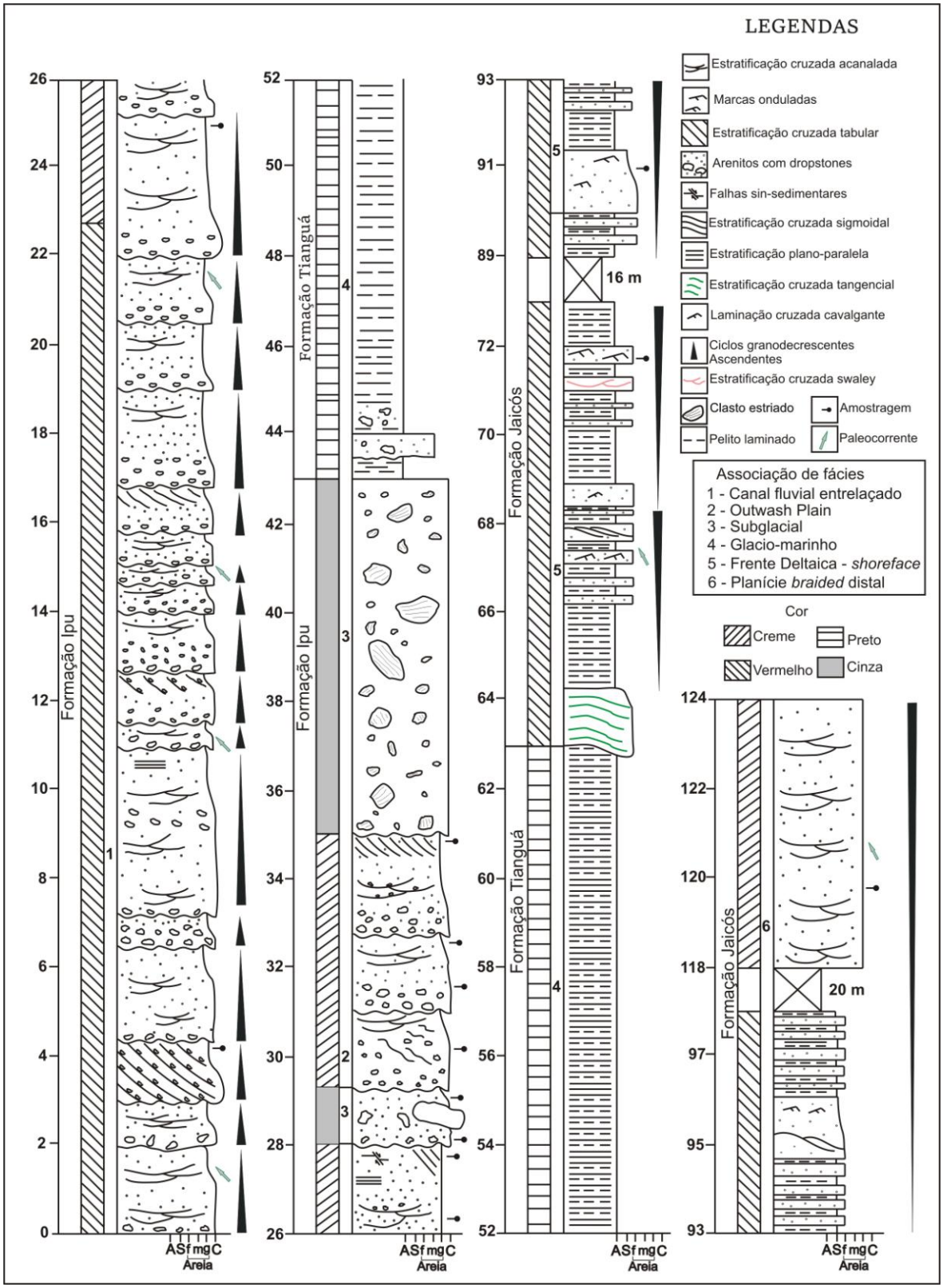
A Formação Ipu é constituída predominantemente por conglomerados, arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada e tabular com seixos na base dos *sets* e tilitos. A coloração dos litotipos varia de amarelada, avermelhada a cinza.

A Formação Tianguá consiste em pelitos laminados de coloração preta e arenitos de granulometria média com *dropstone*s de composição quartzosa. O contato brusco entre essas duas formações é representado pela passagem de litotipos grossos dos tilitos da Formação Ipu para pelitos laminados da Formação Tianguá (Figura 11).

A Formação Jaicós é constituída por pacotes de arenito médio por vezes maciço intercalado com pelitos laminados, bem como arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada com seixos na base dos *sets*. O contato com a Formação Tianguá é brusco, marcado pela passagem de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante para pelitos laminados.

Foram individualizadas vinte e duas fácies sedimentares: dez fácies foram agrupadas em três associações de fácies relacionadas a um ambiente fluvio-glacial (Tabela 1): Canal fluvial entrelaçado (AF1), Planície de Lavagem - *Outwash plain* (AF2) e Subglacial (AF3); três fácies sedimentares agrupadas em uma associação de fácies relacionadas ao ambiente Glacio-marinho (AF4) (Tabela 2); e nove fácies sedimentares (Tabela 3) agrupadas em duas associações de fácies relacionadas a um ambiente Fluvio-Deltaico: Frente deltaica -*Shoreface* Superior (AF5) e Planície *braided* distal (AF6).

Figura 10 - Perfil litoestratigráfico composto das formações Ipu, Tianguá e Jaicós na região de Ipueiras, Ceará.



Fonte: Fornecido pelo autor.

Tabela 1 - Fácies, associação de fácies e processos sedimentares da Formação Ipu.

Fm.	Fácies	Descrição	Processos	
FORMAÇÃO IPU	Arenito com estratificação cruzada acanalada **(Aa)**	Camadas tabulares métricas com *sets* centimétricos de arenitos grossos com migração para NW. Baixa angulosidade da concavidade e padrão granodecrescente ascendente.	Migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de e de fluxo inferior.	**Canal Fluvial entrelaçado (AF1)**
	Arenito com estratificação plano-paralela **(App)**	Camadas tabulares métricas de arenitos grossos com seixos de composição quartzosa de até 3 cm na base dos *sets*.	Migração de lençóis arenosos sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior.	
	Arenito com estratificação cruzada tabular **(At)**	Camadas tabulares centimétricas de arenitos grossos.	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior.	
	Conglomerado com estratificação plano-paralela **(Cpp)**	Camadas tabulares e lateralmente contínua por cerca de 100 m com seixos quartzosos de até 3 cm.	Espraiamento de clastos em regime de fluxo superior.	
	Arenito com estratificação plano-paralela **(Ap)**	Camadas tabulares centimétricas de arenitos grossos com *sets* centimétricos.	Migração de lençóis arenosos sob fluxo unidirecional e regime de fluxo superior.	***Outwash plain* (AF2)**
	Arenito com estratificação cruzada tabular **(Act)**	Camadas tabulares centimétricas de arenitos grossos. Falhas *sin*-sedimentares.	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior. Diminuição do espaço de acomodação.	
	Arenito com estratificação cruzada acanalada **(Aca 2)**	Camadas tabulares métricas de arenitos grossos com clastos de composição quartzosa na base e média angulosidade de concavidade.	Migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de fluxo inferior.	
	Conglomerado maciço **(Cm)**	Camadas tabulares e lateralmente contínuas de paraconglomerado maciço.	Deposição por fluxo turbulento com progressiva perda de água.	
	Tilito de deformação **(Te)**	Camadas tabulares métricas de diamictitos com clastos centimétrico estriados de coloração cinza.	Erosão glacial de sedimentos e rochas do embasamento cristalino causando abrasão e assimilação de camadas previamente depositadas durante o avanço de geleiras.	**Subglacial (AF3)**
	Tilito de alojamento **(Tm)**	Camadas tabulares métricas de tilitos maciços de coloração cinza e com clastos centimétricos.		

Fonte: Fornecido pelo autor.

Tabela 2. Fácies, associação de fácies e processos sedimentares da Formação Tianguá.

Fm.	Fácies	Descrição	Processos	
FORMAÇÃO TIANGUÁ	Pelito laminado com *dropstones* **(Pld)**	Camadas tabulares lateralmente contínuas. Espessura máxima de aproximadamente 20 de metros e *dropstone*s nos primeiros 3 metros.	Deposição a partir de suspensão em condições de baixa energia.	**Glacio-marinho (AF4)**
	Arenito com dropstone **(Ad)**	Camada tabular centimétricas sobreposta e sotoposta por camadas métricas de pelito laminado com seixos caídos.	Sedimentação por decantação de areia (*Dump structure*).	
	Pelito laminado **(Pl)**	Camadas tabulares métricas e lateralmente contínua ao longo de 30 m.	Deposição a partir de suspensão em condições de baixa energia.	

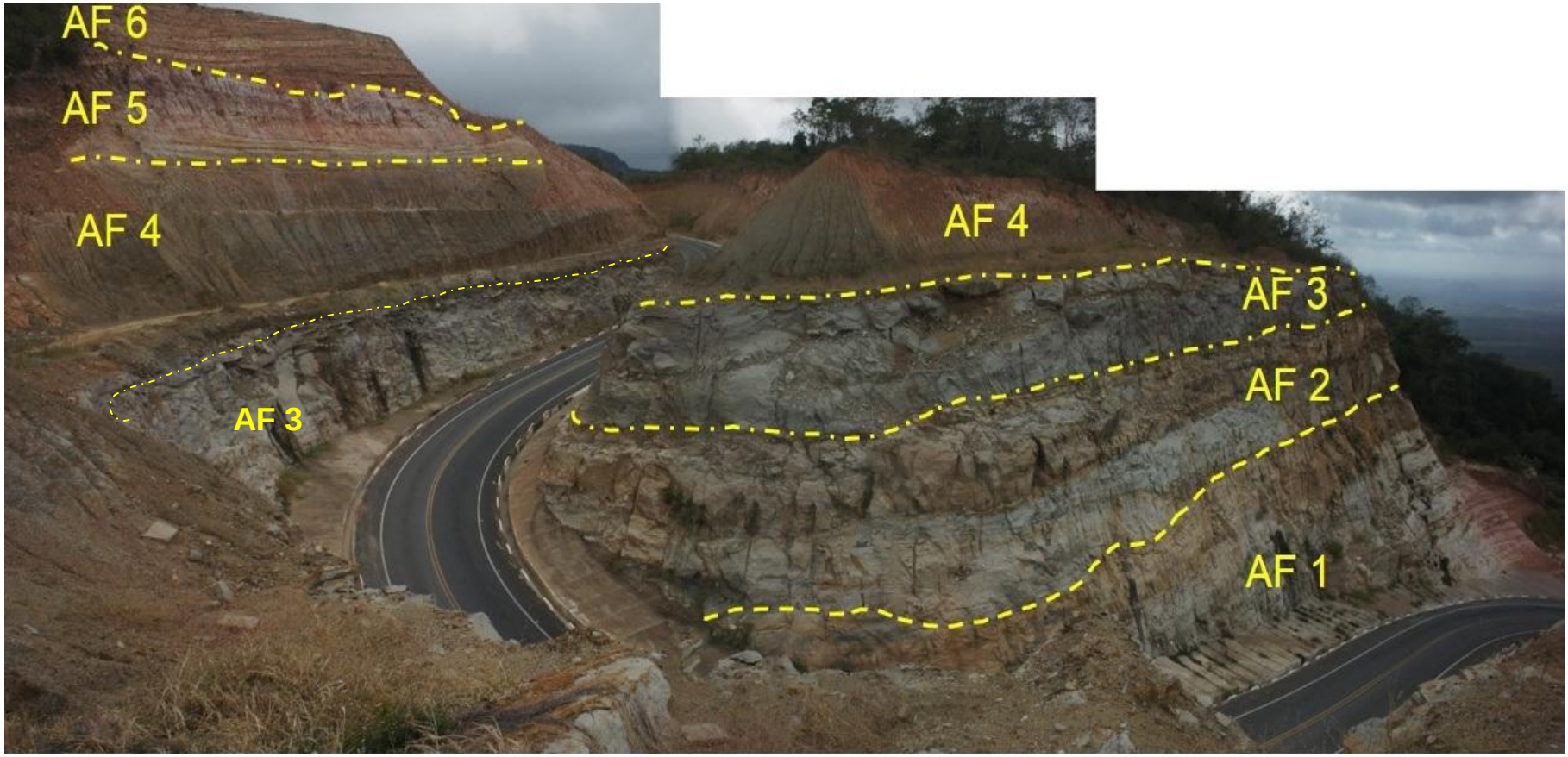
Fonte: Fornecido pelo autor.

Tabela 3 - Fácies, associação de fácies e processos sedimentares da Formação.

Fm.	Fácies	Descrição	Processos	
FORMAÇÃO JAICOS	Arenito com estratificação cruzada tabular **(At)**	Camadas tabulares centimétricas de arenitos grossos.	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior. Diminuição do espaço de acomodação..	**Planície *braided* distal (AF6)**
	Arenito com estratificação cruzada acanalada **(Ac1)**	Camadas tabulares e lateralmente contínuas de arenitos médios a grossos com espessura de até 6 m	Migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de fluxo inferior.	
	Arenito com estratificação cruzada *swaley* **(Acs)**	Camadas tabulares e lateralmente contínuas de arenitos finos a médios com espessura de até 1,5 m.	Interação de fluxo oscilatório com ação de fluxo trativo unidirecional durante eventos de tempestade.	**Frente Deltaica - *Shoreface* superor (AF5)**
	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal **(As)**	Camadas tabulares e lateralmente contínuas de arenitos finos a médios com espessura de até 60 cm	Migração de macroformas de leito sob fluxo unidirecional e rápida desaceleração.	
	Arenito com estratificação plano-paralela **(Ap1)**	Camadas tabulares e lateralmente contínuas de arenitos finos a médios.	Migração de lençóis arenosos sob fluxo unidirecional e regime de fluxo superior.	
	Arenito com laminação cruzada cavalgante **(Alc)**	Camadas tabulares e lateralmente contínuas de arenitos finos a médios com espessura máxima de 30 cm.	Correntes trativas e migração de marcas onduladas de crista sinuosa.	
	Arenito com estratificação cruzada tangencial **(Atn)**	Camadas tabulares e lateralmente contínuas de arenitos finos a médios com sets de até 50 cm.	Migração lateral de barras arenosas em canais ativos sob regime de fluxo inferior	
	Ritmito arenito/ pelito (Rap)	Camadas tabulares e lateralmente contínuas de siltitos e arenitos intercalados com espessura de até 1,5 m	Alternância entre processos de suspensão e tração.	
	Arenito com marcas onduladas **(Am)**	Camadas tabulares e lateralmente contínuas de arenitos finos com marcas onduladas simétricas e espessura máxima de aproximadamente 2m.	Deposição a partir da alternância entre fluxo oscilatório e corrente unidirecional em regime de fluxo inferior	

Fonte: Fornecido pelo autor.

Figura 11 - Contato litoestratigráfico entre as formações Ipu, Tianguá e Jaicós ao longo da Rodovia CE-257. Destaque para as associações de fácies: AF1, AF2 e AF3 pertencentes à Formação Ipu; AF4 pertence à Formação Tianguá e AF5 e AF6 pertencem à Formação Jaicós.



Fonte: Fornecido pelo autor.

5.2 **Associações de fácies da Formação Ipu**

Os depósitos da AF1, AF2 e AF3 englobam as camadas tabulares lateralmente contínuas por aproximadamente 200 metros de conglomerados e arenitos grossos com abundantes estratificações cruzadas acanaladas, representando uma sucessão de pelo menos 43 metros de espessura (Figura 12.A).

A AF1 ocorre na porção mais basal da Formação Ipu compreendendo uma sucessão de até 28 m de espessura. Consiste em quatro fácies: arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa) (Figura 12.B), arenito com estratificação plano-paralela (App), conglomerado com estratificação plano paralela (Cpp) e arenito com estratificação cruzada tabular (At). As fácies Cpp, Aa, App e subordinadamente At formam pacotes com geometria tabular de conglomerados e arenitos grossos intercalados com expressiva continuidade lateral formando ciclos granodecrescente ascendentes que variam de 30 cm a 2 metros de espessura com gradação normal. Os *sets* de Aa possuem espessuras que variam de 40 cm a 1 metro e exibem granodecrescência ascendente (*finning upward*) e migração preferencial para NW e NE. Na fácies App se observam clastos com até 3 cm de comprimento de composição quartzosa no topo dos sets, marcas onduladas assimétricas de pequeno porte (Figura 12.C) e migração preferencial para NW. A fácies Cpp possui clastos não imbricados de composição quartzosa de até 3 cm de comprimento (Figura 12.D) no topo dos sets e migração preferencial para NW

Esta associação de fácies representa um ambiente deposicional de alta energia onde a deposição se processou por sucessivas correntes de fundo (tração) representadas por canais fluviais entrelaçados. Estes ditributários possibilitaram a migração de dunas 2D e 3D, bem como o deslocamento de sedimentos cascalhosos sob regime de fluxo inferior e superior.

A AF2 ocorre na porção mediana da Formação Ipu compreendendo uma sucessão de até 9 m de espessura e consiste em quatro fácies: arenito com estratificação cruzada tabular (Act), arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca) e arenito com estratificação plano-paralela (Ap) e paraconglomerado maciço (Cm). As fácies Act e Aca formam pacotes com geometria tabular de arenitos grossos formando ciclos de até 2 m de espessura. Este depósito apresenta falhas

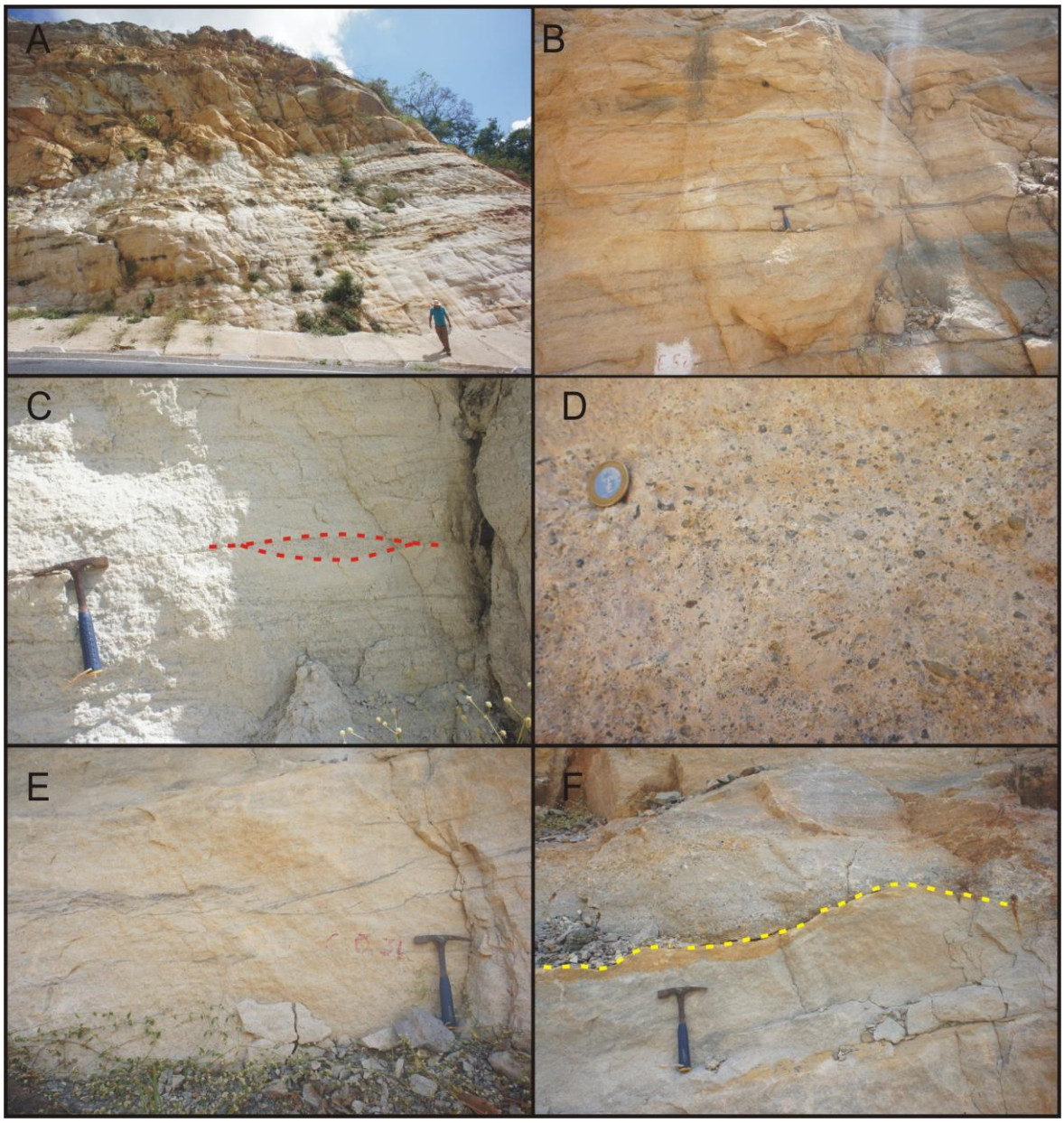
sin-sedimentares e clastos na base dos sets da fácies Aca. O contato das fácies anteriores com as fácies Cm e Ap é erosivo. A fácies Ap é menos expressiva e está sotoposta a fácies Cm. Na fácies At observa-se a presença de falhas sin-sedimentares de comprimento e espessura centimétricas (Figura 12.E). Na fácies Ac observa-se seixos de composição quartzosa de até 3 cm na base. Na fácies Cm clastos centimétricos (Figura 12.F), estriados e em sua maioria angulosos.

Esta associação de fácies representa o ambiente deposicional de alta energia que incluía canais entrelaçados formados por água de degelo. Desta forma AF2 foi caracterizada como um ambiente de *Outwash Plain* (planície de lavagem).

A AF3 ocorre na porção superior da Formação Ipu compreendendo uma sucessão de até 8 m de espessura (Figura 13.A) e consiste em duas fácies: tilito de alojamento (Tm) (Figura 13.B) e tilito de deformação (Te). Esta associação faz contato erosivo com AF2. A fácies Tm é sobreposta a Te com tilitos maciços de coloração cinza e com clastos angulosos de composição predominantemente quartzosa (Figura 13.C), enquanto que Te compõem-se de tilitos estriados (Figura 13.D) de coloração cinza com clastos angulosos (Figura 13.E) de aproximadamente 25 cm de comprimento e composição variada incluindo clastos quartzosos e fragmentos de gnaisses (Figura 13.F).

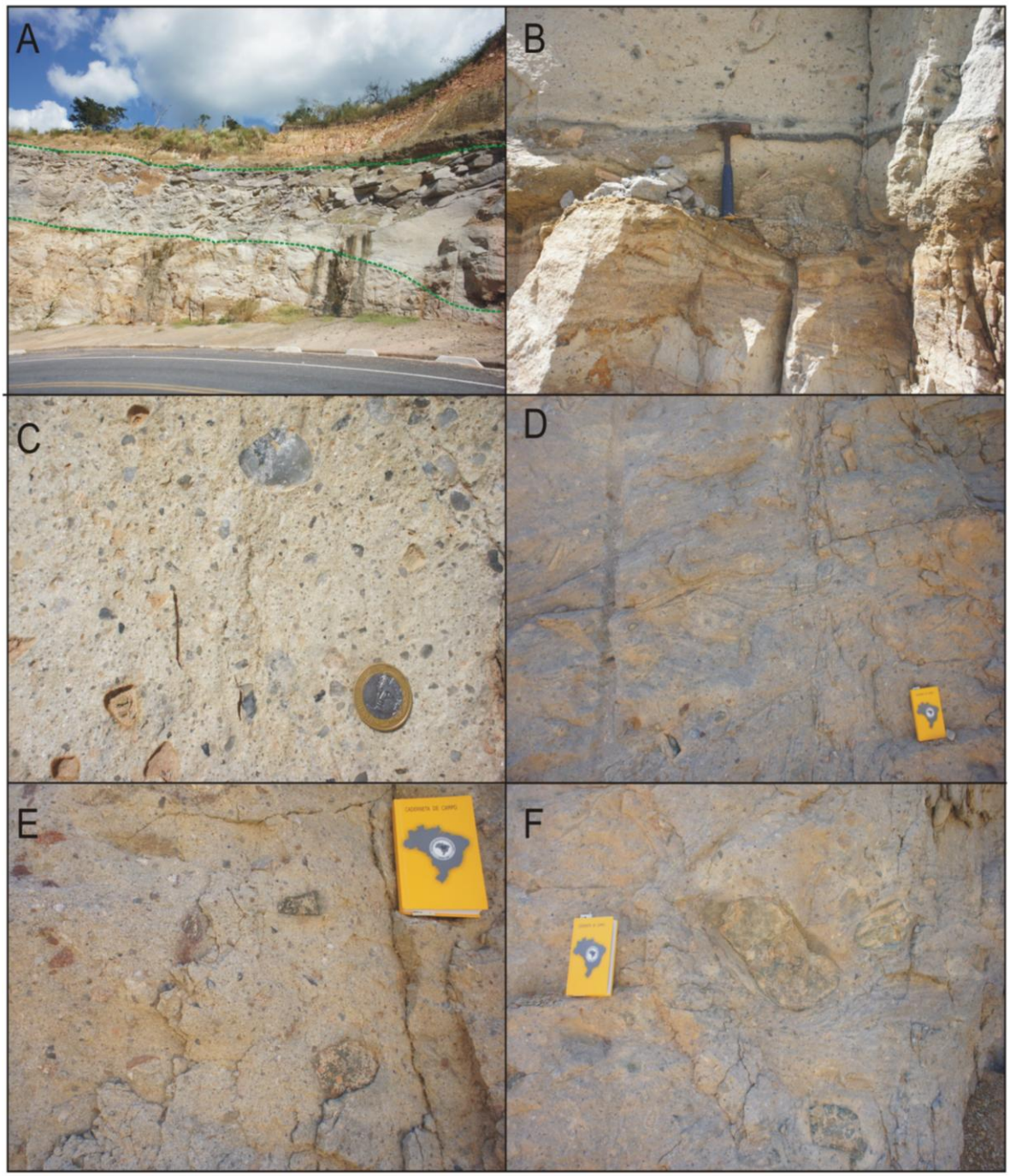
Esta associação de fácies representa o ambiente deposicional glacial na qual algumas camadas foram depositadas na base da geleira (Tm) enquanto que outras camadas (Te) foram originadas a partir de movimentação de camadas deformáveis de sedimentos sob geleiras que fluem sobre substratos inconsolidados.

Figura 12 – Depósitos da Formação Ipu - AF1 (Canal fluvial entrelaçado). A) Vista geral do afloramento em corte de estrada; B) Fácies Arenito com estratificação cruzada acanalada (destaque para as bases de canais rasos); C) Fácies Arenito com marcas onduladas (em vermelho); D) Predominância de clastos de composição quartzosa na fácies Conglomerado maciço (Cm); E) Falhas sin-sedimentares presentes na fácies arenito com estratificação cruzada tabular (At) e F) Contato erosivo entre paraconglomerado maciço com a fácies arenito com estratificação cruzada tabular (At).



Fonte: Fornecido pelo autor.

Figura 13 – Depósitos da Formação Ipu – AF1 e AF2. A) Vista panorâmica de afloramento de Tilitos cinza (entre as linhas verdes pontilhadas); B) Contato do Tilito maciço de coloração cinza com os depósitos de AF2; C) Porção do Tilito com predominância de clastos de composição quartzosa e formas angulosas a arredondadas; D) Tilitos com clastos estriados da AF3; E) Clastos angulosos e centimétricos presentes em porções de AF3; F) Detalhe de clasto de gnaisse presente nos Tilitos da AF3, causando deformação na base da camada (dropstone).



Fonte: Fornecido pelo autor.

5.3 **Associações de fácies da Formação Tianguá**

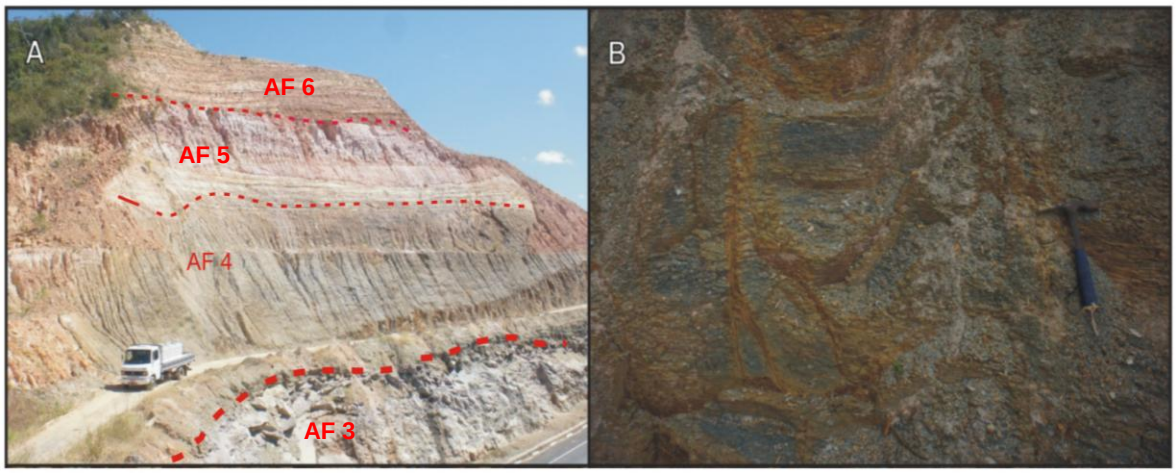
Os depósitos da AF4 englobam camadas tabulares lateralmente contínuas de pelitos e, subordinadamente, arenitos finos a médios, representando uma sucessão de aproximadamente 20 metros de espessura.

A AF4 compreende integralmente a Formação Tianguá e consiste em três fácies: pelito laminado (Pl), arenito com *dropstones* e estrutura em *dump* (Ad) e pelito laminado com *dropstones* (Pld). Esta associação faz contato brusco com a AF3 e AF5 (Figura 14.A).

A fácies Pl formada por pelitos de coloração preta (Figura 14.B) com laminações e *dropstones* de composição quartzosa predomina na AF 4. A fácies Ad é formada por arenitos médios de coloração acinzentada. Ela ocorre intercalada com a fácies Pl e Pld. Neste depósito observa-se arenito com estrutura em *dump* (Figura 15.A) e predominantes *drospstones* de composição quartzosa (Figura 15.B). Este depósito possui espessura de 50 centímetros de espessura.

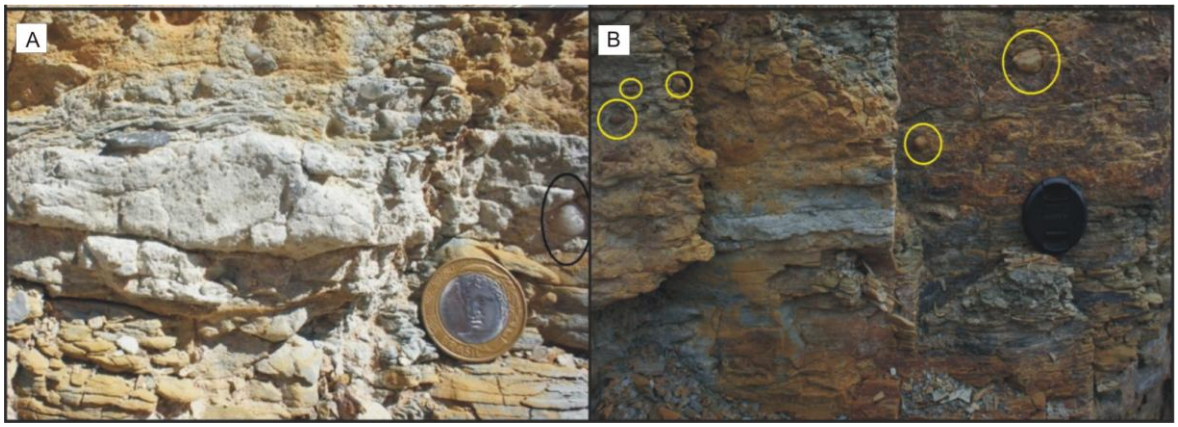
Esta associação representa um ambiente deposicional de baixa energia com a deposição de sedimentos finos por suspensão em um ambiente marinho associado a arenitos com *dropstones* e estrutura em *dump*, os quais são indicativos de período de degelo (THOMAS ; CONNELL, 1985).

Figura 14 – Depósitos da Formação Tianguá - AF4. A) Vista geral do contato litológico de AF4 com AF3 (sobreposto) e AF5 (sotoposto); B) Detalhe de pelitos laminados da AF4.



Fonte: Fornecido pelo autor.

Figura 15 - Depósitos da Formação Tianguá - AF4. A) Arenito com estrutura em *Dump* e *dropstone* de composição quartzosa (elipse preta); B) Fácies Pelitos laminados com *dropstones* (círculos amarelos).



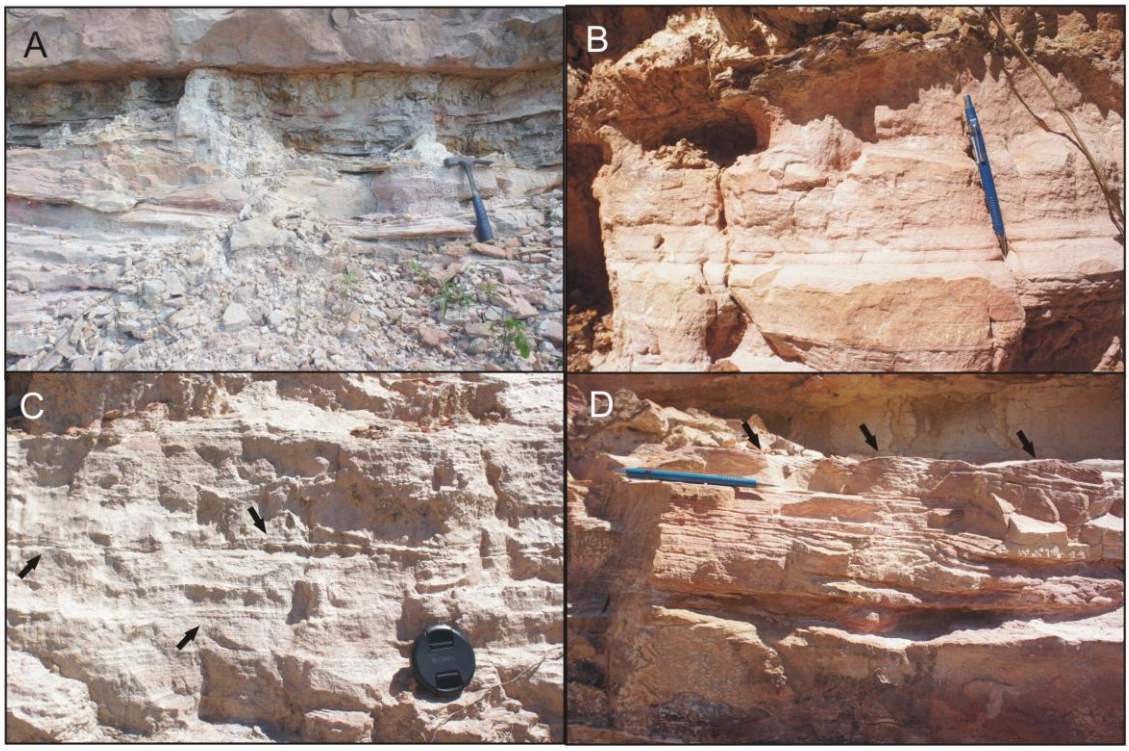
Fonte: Fornecido pelo autor.

5.4 **Associações de fácies da Formação Jaicós**

A Formação Jaicós abrange as associações de fácies cinco e seis. A AF5 ocorre na porção basal da Formação Jaicós e possui aproximadamente 10 metros de espessura. Ela é constituída por arenitos que variam de finos a médios, cujas camadas apresentam geometria lobada, e por pelitos, cujas camadas apresentam geometria tabular. Estas camadas alternam-se entre si formando ciclos de 30 cm a 2 m de espessura e exibem padrão granocrescente ascendente com espessamento das camadas arenosas.

É formada por sete fácies, dentre elas: arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As), arenitos com estratificação cruzada swaley (Acs) (Figura 16.A), arenitos com estratificação plano-paralela (Ap1) (Figura 16.B), marcas onduladas (Am) (Figura 16.C), arenitos com estratificação tangencial (Atn), pelito laminado (Pl1) e arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alc) (Figura 16.D). As fácies As, Ap1, Ac, Am e Act estão distribuídas alternadamente entre pacotes tabulares de Pl1 que se adelgaçam em direção ao topo do perfil compondo ciclos de granocrescência ascendente que variam de 20 cm a 1,5 m. As fácies Asg, As e App apresentam estratificações cruzadas de pequeno porte. A fácies Asg e Am possuem migração preferencial para SW.

Figura 16 - Fácies características de AF5. (A) Estratificação cruzada swaley (Acs): (B) plano paralela; C) Marcas onduladas e D) Laminação cruzada cavalgante supercrítica.



Fonte: Fornecido pelo autor.

Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, estratificação cruzada tangencial e laminação cruzada cavalgante supercrítica sugerem lobos de suspensão, os quais estão intimamente relacionados às barras de desembocadura proximais (ANDRADE et al., 2014). Estes lobos seriam produtos de fluxos homopicnais que ao adentrarem em bacias receptoras foram rapidamente desacelerados, gerando geometria sigmoidal com padrão progradante (RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2010). Os períodos de diminuição de energia são marcados por camadas tabulares de pelito laminado.

Arenitos gerados sob regime de fluxo superior (fácies Ap1), associados com arenitos produzidos sob condições de fluxo oscilatório (fácies Am) e combinado (fácies As), condizem com áreas aplainadas, com lâmina d'água pouco espessa, sujeitas a ação de ondas de tempo bom e de tempestade, compatíveis com depósitos de face litorânea (CLIFTON, 2006).

AF6 ocorre na porção superior da Formação Jaicós, é formada por camadas tabulares lateralmente contínuas de arenitos médios à grossos com aproximadamente 6 m de espessura. Consiste em duas fácies: arenitos com estratificação cruzada tabular (At1) e arenitos com estratificação cruzada acanalada (Ac1) (Figura 17.A). A fácies Ac1 sobrepõe com expressividade a fácies At com estratificações cruzada acanalada de médio porte (70 cm), seixos de até 5 cm na base dos sets (Figura 17.B) e migração preferencial para NW.

Arenitos médios a grossos das fácies Ac1 e At condizem com processos de migração de formas de leito com cristas sinuosas (3D) e reta (2D), encontradas em canalizações (LINDHOLM, 1987; COLLISON; THOMPSON 1989). Deste modo AF6 sugere processos sedimentares fluviais com alta taxa de carga de fundo atribuída a uma planície *braided* distal.

Figura 17 – Depósitos da Formação Jaicós - A) Arenito com estratificações cruzada acanalada e B) Seixos quartzosos na base de sets da fácies Ac1.

Fonte: Fornecido pelo autor.

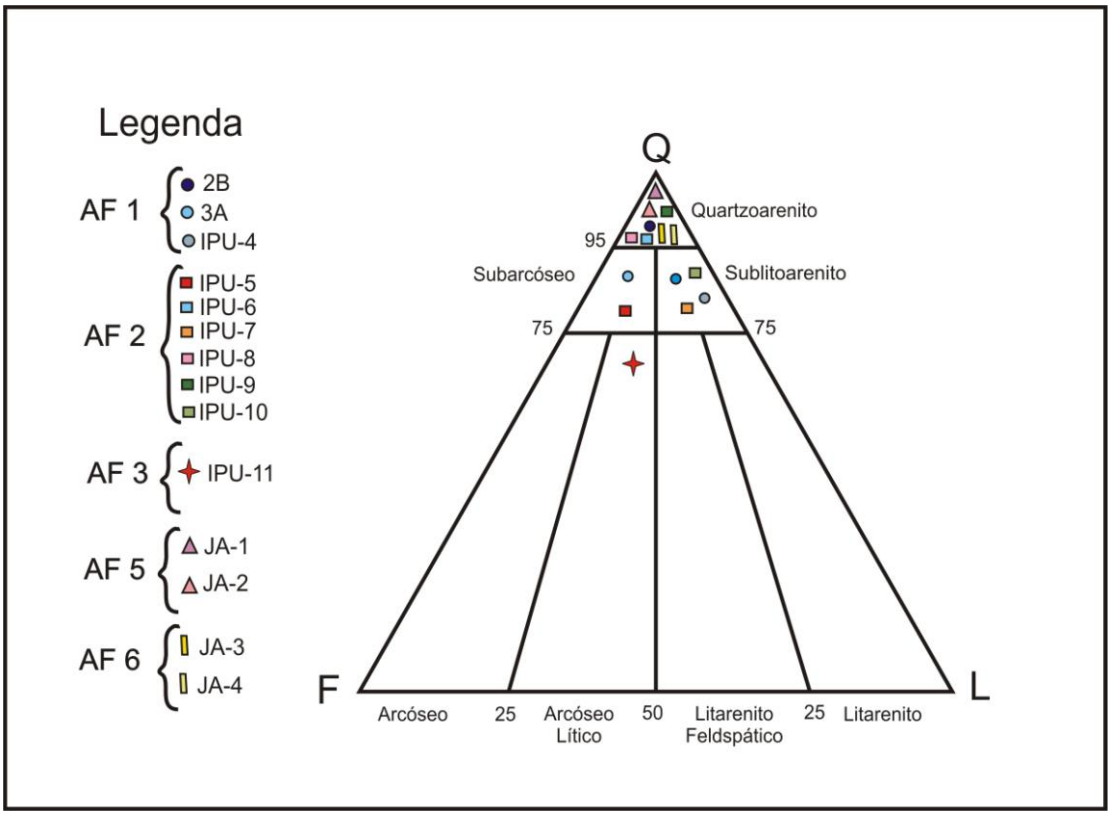
6 **PETROGRAFIA DOS ARENITOS**

A análise petrográfica foi realizada nos arenitos das diferentes associações de fácies das formações Ipu e Jaicós considerando o diagrama triangular QFL de Folk (1968).

Foram analisadas três amostras de depósitos de canal fluvial entrelaçado (AF1), seis de planície de lavagem (*outwash plain)* (AF2), uma de subglacial, duas de depósitos de frente deltaica - *shoreface* superior (AF5) e duas de planície *braided* distal (AF6) da Formação Jaicós totalizando quatorze lâminas.

Os arenitos de AF1 variam de quartzoarenitos a sublitoarenitos, de AF2 variam de quartzoarenitos, subarcóseos a sublitoarenitos, a matriz arenosa dos tilitos de AF3 constitui um arcóseo lítico, os arenitos de AF5 e AF6 são essencialmente quartzoarenitos (Figura 18).

Figura 18 - Classificação de rochas de AF1, AF2, AF5 e AF6 baseado no diagrama triangular QFL.



Fonte: Fornecido pelo autor.

6.1 **Arenitos da AF1 - Canal Fluvial Entrelaçado**

Os arenitos que constituem a AF1 são compostos predominantemente por quartzo e fragmentos de rocha. Estes grãos variam de areia fina a muito grossa com grânulos. Estes grãos apresentam-se moderadamente selecionados, arredondados a subarredondados e com esfericidade moderada (Figura 19.A).

Os grãos de quartzo apresentam-se tanto na forma monocristalina com extinção ondulante, quanto na forma policristalina com extinção fortemente ondulante (Figura 19.B). Os policristalinos exibem contatos retos e, eventualmente, pontuais (Figura 19.C). A grande maioria dos grãos de quartzo possui bordas irregulares.

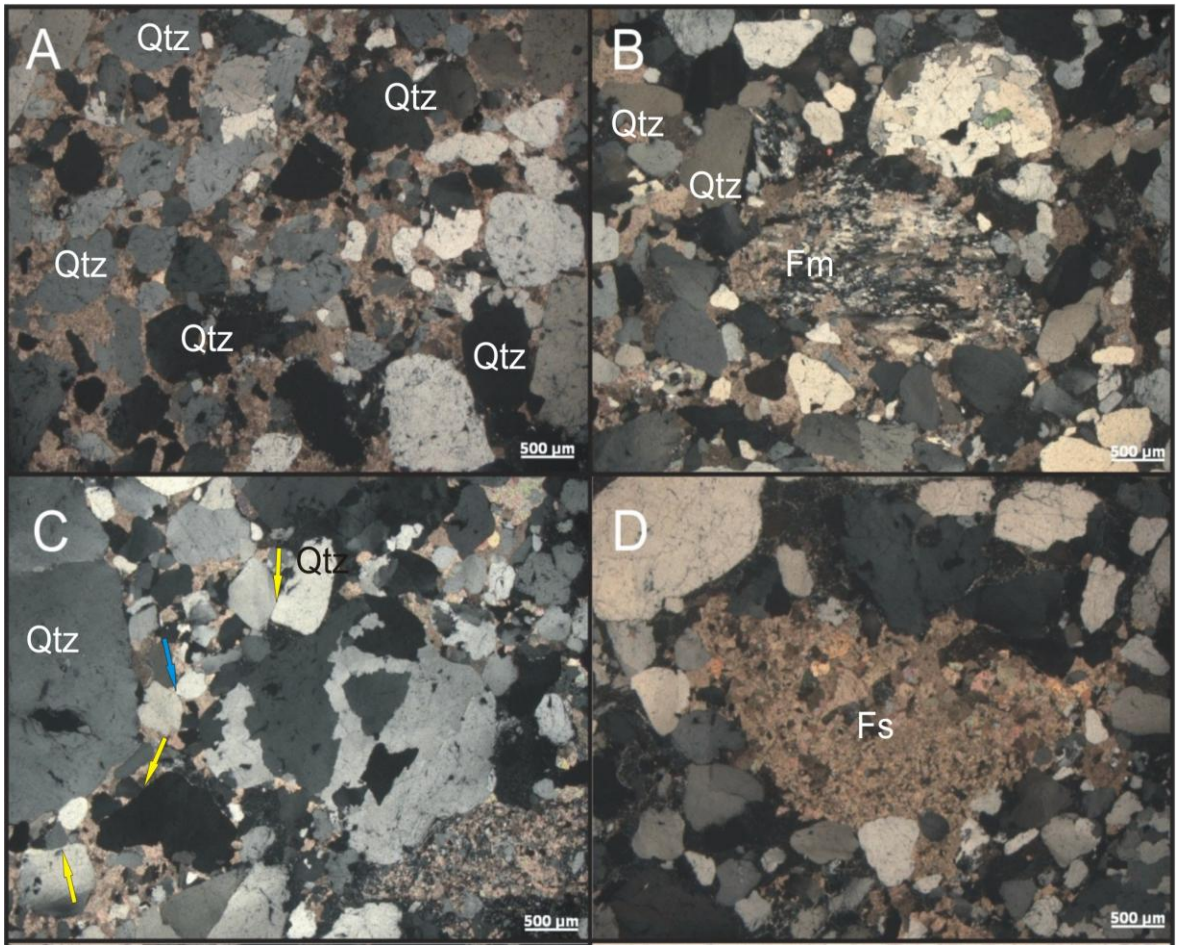
Os fragmentos de rocha encontrados restringem-se a fragmentos de rocha metamórfica e sedimentar (Figura 19.D). Os fragmentos de rochas metamórficas (quartzito) são mais abundantes em relação aos de rochas pelíticas. Encontram-se parcialmente dissolvidos e substituídos por cimento de calcita ferrosa. Estes fragmentos, em sua maioria, ligam-se aos demais grãos por meio de contatos retos. Os fragmentos de rocha sedimentar (pelito) possuem borda irregular e englobam alguns pequenos grãos de quartzo. Ligam-se aos demais grãos por meio de contatos retos e, em sua minoria, pontuais. Os fragmentos líticos possuem dimensões maiores que os demais componentes do arcabouço.

A fase acessória do arcabouço (< 1%) é representada predominante por muscovita e opacos que ocorrem de forma pontual na rocha. A porosidade nas amostras analisadas varia de poros intragranulares a intergranulares. No entanto a porosidade do tipo intergranular é mais frequente nas amostras analisadas e subordinadamente ocorre a porosidade do tipo intergranular.

O arcabouço é sustentado em algumas porções pela pseudomatriz e em outras pelos grãos. O cimento é predominantemente constituído por calcita ferrosa e esta confere à rocha contatos de compromisso. Com base no índice de empacotamento de Kahn (1956) e no volume intergranular pôde-se observar que o empacotamento desta fácies é frouxo.

Com base no diagrama de Folk (1968), os arenitos da AF1 da Formação Ipu foram classificados como quartzoarenitos e sublitoarenitos.

Figura 19 - Microfotografias dos arenitos da AF1 – Canal Fluvial entrelaçado da Formação Ipu. A) Vista geral da rocha com destaque para a seleção moderada e o arredondamento de grãos de quartzo; B) grão de quartzo (Qtz) com extinção ondulante e fragmento de rocha metamórfica (Fm) parcialmente substituídos por cimento de calcita ferrosa; C) Formas oblatas e alongadas de grãos de quartzo ligados por contatos retos (seta amarela) e, subordinadamente, pontual (seta azul) e D) Fragmento de rocha sedimentar (Fs).



Fonte: Fornecido pelo autor.

6.1.2 Feições Diagenéticas

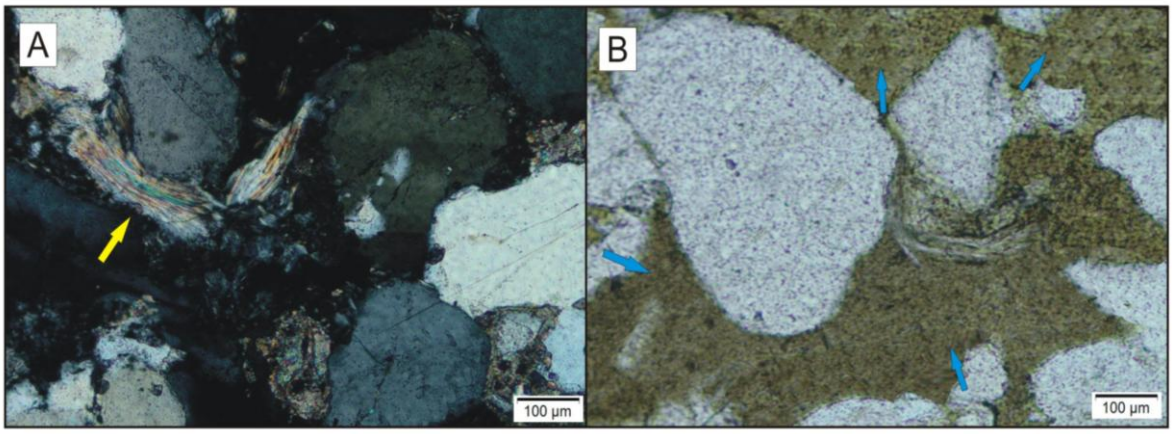
Na AF1 destacam se as seguintes feições diagenéticas: compactação mecânica, compactação química, dissolução de grãos, sobrecrescimento de sílica e cimentação carbonática. Entre as feições características da compactação mecânica destaca-se a deformação de minerais micáceos (Figura 20.A), o faturamento de grãos de quartzo e a geração de pseudomatriz (Figura 20.B).

Entre as feições de dissolução destacam-se a dissolução ou substituição parcial de grãos de quartzo e de fragmentos de rochas metamórficas (quartzitos), bem como a dissolução total de grãos de plagioclásio por cimento carbonático,

corrosão das bordas de grãos de quartzo (monocristalino, policristalino) e sobrecrescimento de sílica (evidenciado por contatos tríplices) estão presentes nesta associação.

A cimentação silicosa dos grãos anteriormente citados contribui para o aparecimento de contatos de compromisso (grão não grão). Contatos retos, pontuais e côncavo-convexo estão presentes na rocha, porém estes últimos são menos abundantes em relação aos demais. Em relação à porosidade observa-se que a porosidade secundária é menor em virtude tanto da proeminência de cimentação por carbonato de calcita ferrosa quanto por crescimento secundário de sílica.

Figura 20 - Microfotografias dos arenitos da AF1 – Canal Fluvial entrelaçado da Formação Ipu. A) Mineral micáceo deformado (seta amarela) e B) Pseudomatriz (setas azuis).



Fonte: Fornecido pelo autor.

6.2 **Arenitos da AF2 - *Outwash Plain***

Os arenitos que constituem a AF2 são compostos predominantemente por quartzo, feldspato e fragmentos de rocha. São constituídos por grãos que variam de areia fina a muito grossa com grânulos. Os grãos apresentam-se moderadamente selecionados, bem arredondados a subarredondados e com esfericidade moderada.

Os grãos de quartzo ocorrem na forma monocristalina com extinção ondulante e policristalina com extinção fortemente ondulante, os quais exibem

formas oblatas e alongadas (Figura 21.A). Os grãos relacionam-se com os demais através de contatos retos, eventualmente, pontuais, côncavo-convexos. O tipo de feldspato mais comum é o feldspato potássico, representado principalmente pela microclina (Figura 21.B e F) e em segundo lugar, pelo plagioclásio. A maioria destes grãos encontra bem preservada, no entanto, outros grãos mostram-se fraturados (Figura 21.C) e com bordas irregulares. Os grãos de microclina encontram-se parcialmente substituídos por calcita ferrosa. Estes grãos ligam-se aos demais por meio de contatos retos e pontuais. Entre alguns grãos de quartzo é possível notar a presença de contatos tríplices (Figura 21.D), denunciando o sobrecrescimento de quartzo (Figura 21.E).

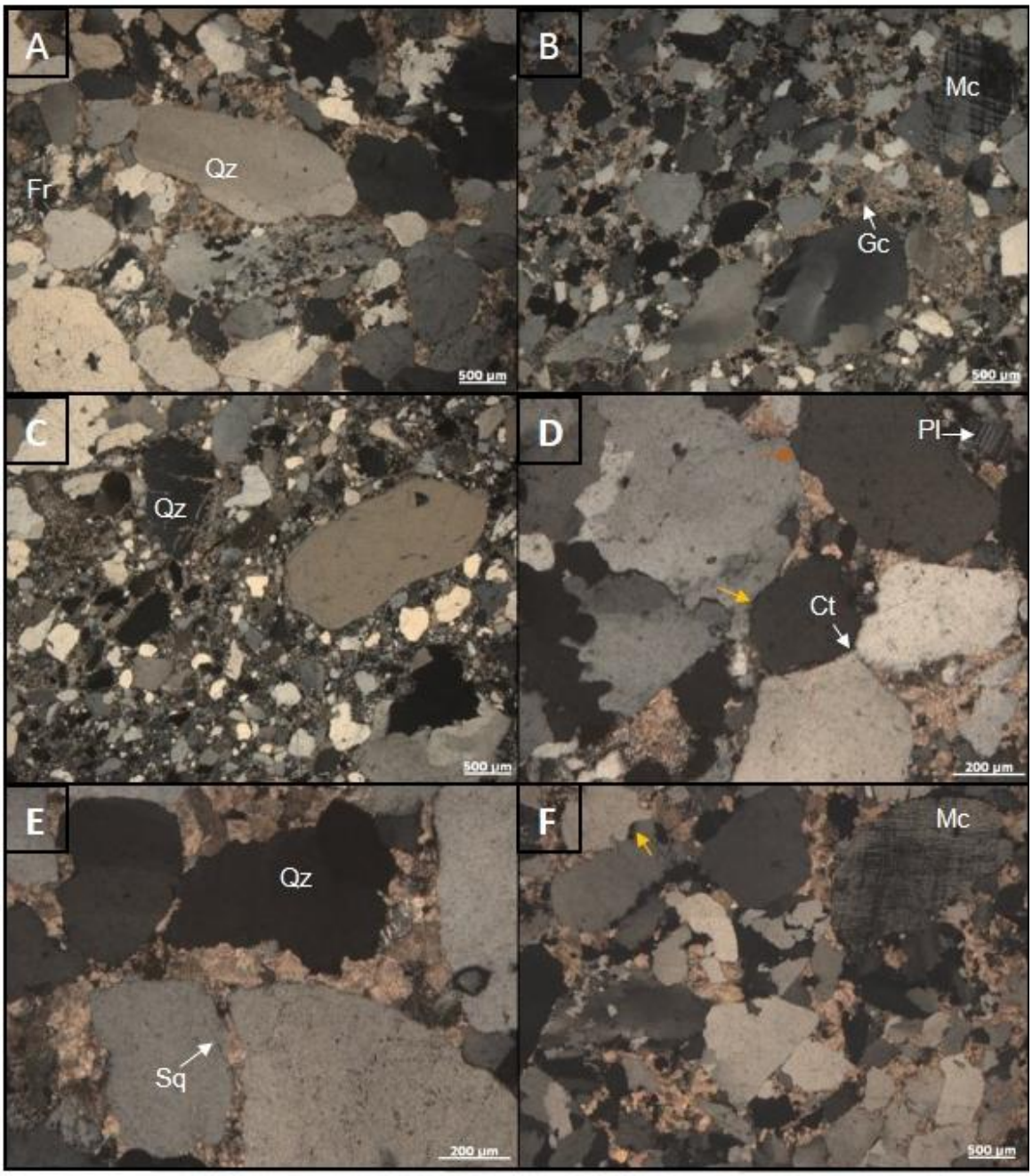
No que tange aos fragmentos de rocha AF2 apresenta: fragmentos de rocha sedimentar e metamórfica. Os fragmentos de rocha sedimentar (pelito) possuem bordas irregulares com dimensões próximas à 0,5 mm e ligam-se aos demais grãos por meio de contatos retos e pontuais. Os fragmentos de rochas metamórficas (quartzitos) são mais abundantes em relação aos fragmentos de rochas pelíticas. Em sua maioria em sua maioria estes fragmentos ligam-se aos demais grãos por meio de contatos retos. Os grãos de quartizito encontram-se quase que totalmente dissolvidos e preenchidos por cimento carbonático. A porosidade nas amostras analisadas varia desde poros intergranulares a agigantados. A porosidade do tipo intergranular é mais frequente nas amostras analisadas.

Com base no índice de empacotamento ou de proximidade de Kahn (1956) e no volume intergranular pôde-se classificar e observar que o empacotamento desta fácies varia de normal a fechado.

O cimento de calcita ferrosa possui textura poiquilotópica com cristais de até 50 micras (Figura 22). O arcabouço é sustentado predominantemente pelo cimento e, subordinadamente, pelos grãos.

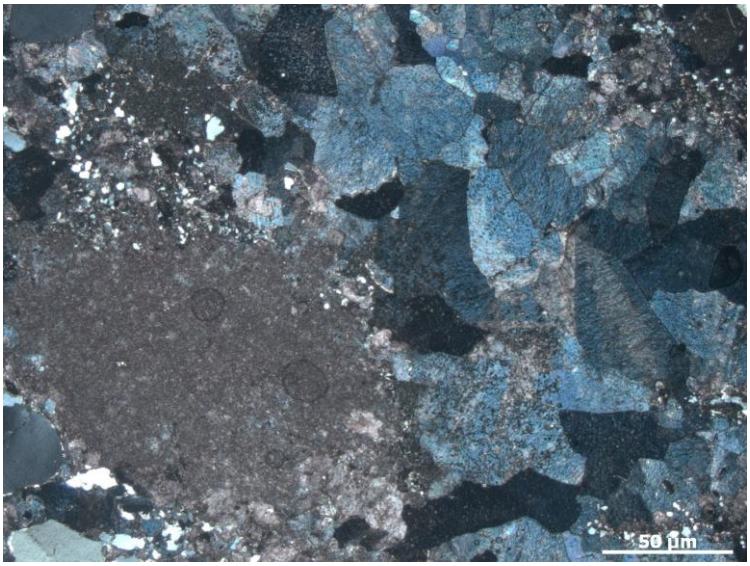
Com base no diagrama de Folk (1968), os arenitos da AF2 da Formação Ipu foram classificados como quartzoarenitos, subarcóseos e sublitoarenitos.

Figura 21 - Microfotografias de arenitos com cimento carbonático AF2 – Planície de *Outwash* da Formação Ipu. A) Vista geral da rocha com destaque para o grânulo alongado de quartzo; B) Grão de microclima com borda bem definida e contato grão não grão (Gc); C) Detalhe de grão de quartzo fraturado; D) Detalhe de contatos côncavo-convexos (seta amarela) e contatos retos (seta laranjada). Contato tríplice (Ct) entre grãos de quartzo. Plagioclásio com maclamento polissintético; E) Grão de quartzo com bordas irregulares e sobrecrescimento de quartzo (Sq); F) Grânulo de microclina (Mc).



Fonte: Fornecido pelo autor.

Figura 22 - Cimento de calcita ferrosa (em azul) com textura hipidiomórfica de AF2.



Fonte: Fornecido pelo autor.

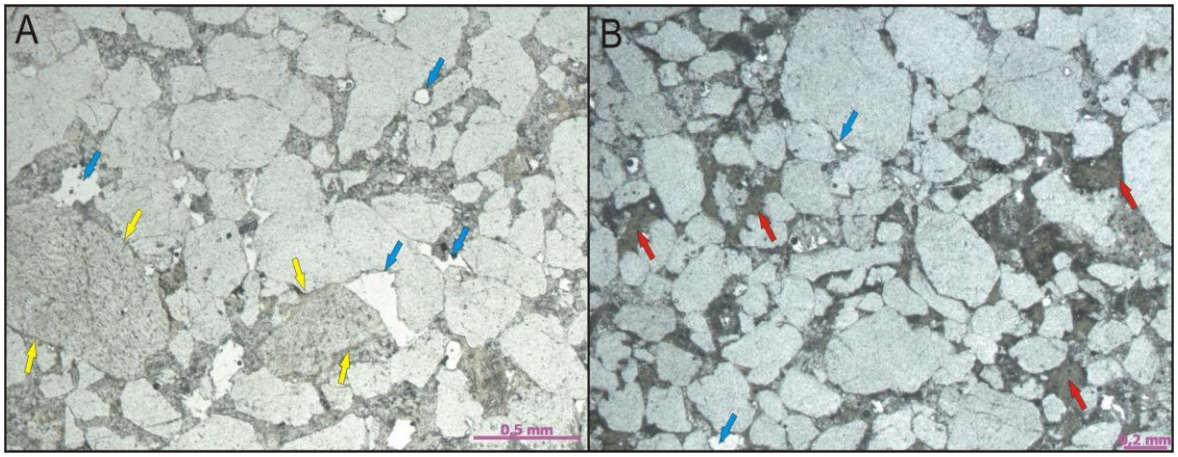
6.2.1 Feições diagenéticas de AF2

Entre as feições diagenéticas intrínsecas à AF2 destacam-se: compactação mecânica, infiltração mecânica (Figura 23.A), o faturamento de grãos de quartzo, cimentação carbonática, cimentação silicosa e a geração de pseudomatriz (Figura 23.B) .

Entre as feições de dissolução destacam-se a dissolução parcial de grãos de quartzo e de fragmentos de rochas metamórficas (quartzitos), bem como a dissolução ou substituição parcial de grãos de plagioclásio por cimento carbonático, corrosão das bordas de grãos de quartzo (monocristalino e policristalino), sobrecrecimento de sílica (evidenciado por contatos tríplices) e películas de argila em volta dos grãos estão presentes nesta associação. De acordo com Folk (1968) essa película cria uma morfologia em *cutans* (*coatings*) ou massas compactas de lamelas subparalelas às superfícies dos grãos, como resultado de infiltrações mecânicas de argila através de sedimentos grossos.

A passagem do fluido que precipita o cimento carbonático contribui para a deformação de bordas de alguns grãos de quartzo

Figura 23 - Microfotografias de arenitos de AF2 – Planície de *Outwash* da Formação Ipu. A) Cutans ao redor de grãos de quartzo (setas amarelas) e porosidade intergranular (setas azuis) e B) Pseudomatriz (setas vermelhas) e porosidade intergranular (setas azuis).



Fonte: Fornecido pelo autor.

6.3 **Conglomerados da AF3 – Subglacial**

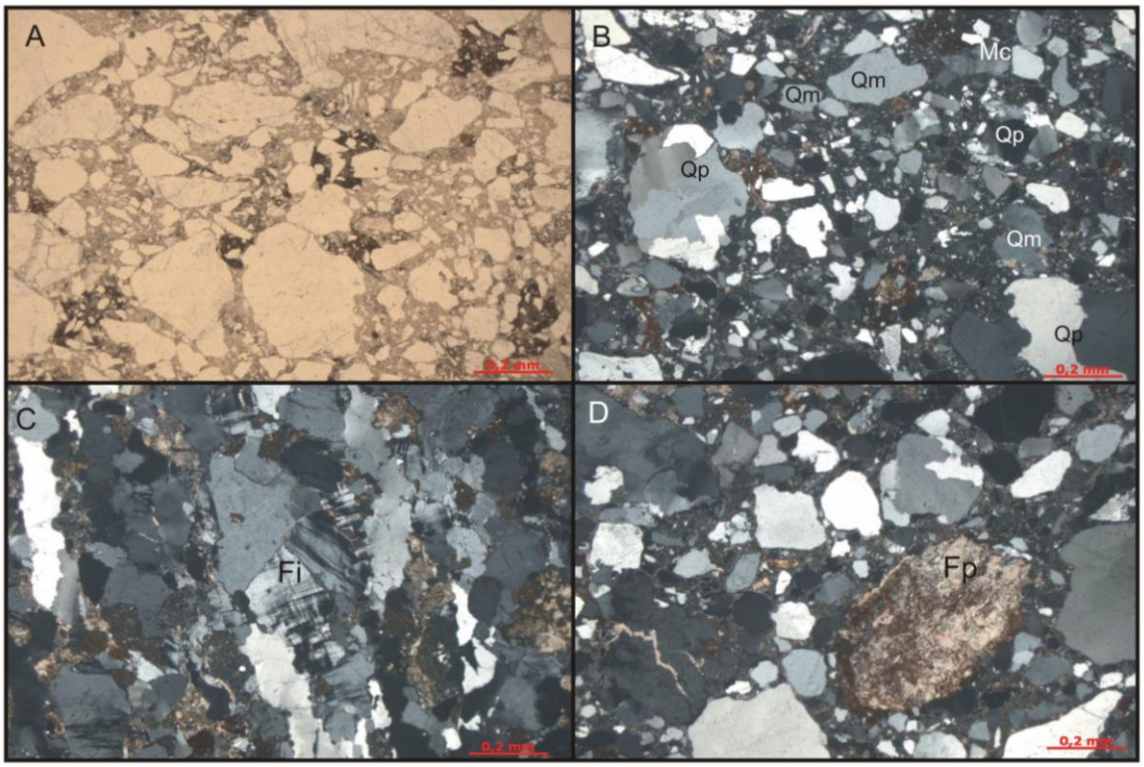
Os paraconglomerados de AF3 possuem matriz mal selecionada e granulometria média. Os grãos apresentam baixa esfericidade, variam de angulosos a subarredondados e não possuem orientação preferencial (Figura 24.A).

Os grãos de quartzo monocristalinos e policristalinos apresentam granulometria média 0,5 a 0,2 mm de diâmetro, possuem baixa esfericidade, formas anédricas, sub-angulosas a sub-arredondadas, e extinção ondulante (Figura 24.B).

Os fragmentos de rocha ígnea possuem granulometria grossa (>0,5 mm), são angulosos, com bordas irregulares e encontram-se parcialmente substituidos por cimento de calcita ferrosa (Figura 24.C).

Os fragmentos de rochas pelíticas possuem granulometria grossa (>0,5 mm), possuem bordas irregulares e são arredondados (Figura 24.D).

Figura 24 - Microfotografias de Tilitos da AF3 – Subglacial da Formação Ipu. A) Vista geral da rocha com destaque para os grãos angulosos e sem orientação preferencial; B) Grãos de quartzo monocristalinos (Qm), quartzo policristalinos (Qp) e grão de microclina (Mc); C) Fragmento de rocha ígnea (Fi) parcialmente substituído por cimento carbonático; D) Fragmento de rocha pelítica (Fp) envolto a grãos menores de quartzo monocristalinos e policristalinos.



Fonte: Fornecido pelo autor.

6.3.1 Feições diagenéticas de AF3

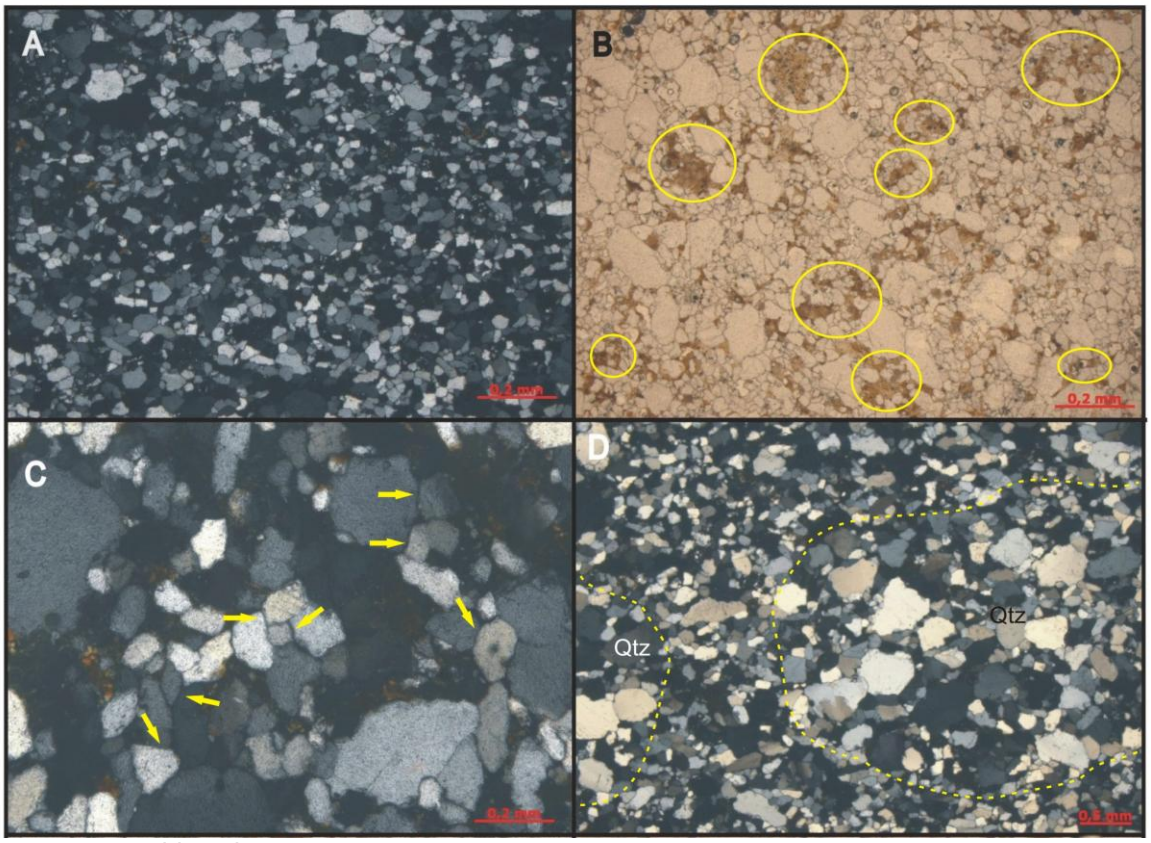
As feições diagenéticas de AF3 restringem-se a compactação mecânica, bem como a dissolução e cimentação silicosa e carbonática. AF3 apresenta alguns grãos de microclina e de quartzo fraturados. A maioria dos grãos de quartzo possuem bordas irregulares devido a percolação de fluidos.

6.4 **Arenitos da AF5 - Frente Deltaica - *Shoreface* Superior**

Os arenitos que constituem a AF5 são compostos predominantemente por quartzo e constituintes diagenéticos. Os grãos apresentam granulometria de areia fina a média e são bem selecionados, subangulosos a subarredondados, com esfericidade moderada (Figura 25.A) e, dispersos heterogeneamente pelas rochas, há presença de pseudomatriz (Figura 25.B).

Os grãos de quartzo apresentam-se predominantemente na forma monocristalina, apresentam granulometria fina (> 0,2 mm), possuem moderada esfericidade, forma sub-angulosas a sub-arredondadas e extinção ondulante. O contato entre os grãos são geralmente de compromisso (Figura 25.C), côncavo-convexos e, subordinadamente, suturados. O quartzo policristalino apresenta granulometria grossa (< 0,5 mm de diâmetro) com baixa esfericidade, sub-arredondadas, e extinção ondulante. Entre os grãos de quartzo existem bolsões de grãos de quartzo com granulometria variam de 0,3 a 0,5 mm (Figura 25.D).

Figura 25 - Microfotografias de arenitos da AF5 – Frente Deltaica - *Shoreface* Superior. A) Vista geral da rocha com destaque para a granocrescência ascendente de grãos bem selecionados; B) Pseudomatriz (círculo amarelo); C) Contato de compromisso entre grãos de quartzo (seta amarela); D) Bolsões de grãos de quartzo (Qtz) com tamanhos que variam entre 0,3 mm a 0,5 mm (linha tracejada amarela).

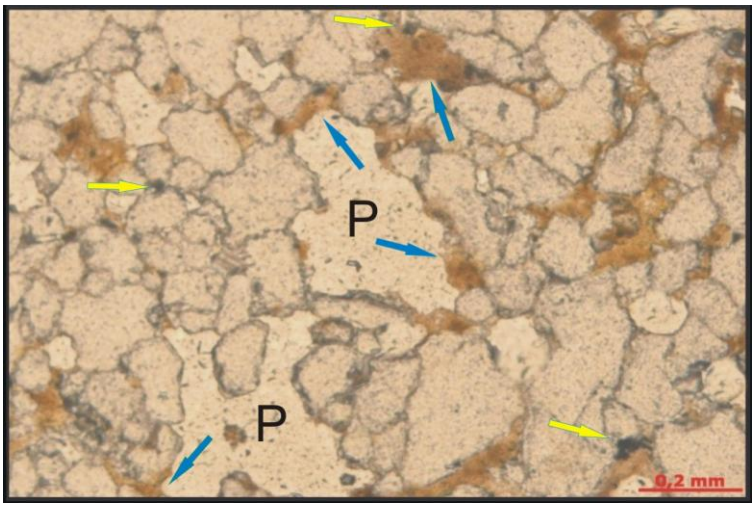


Fonte: Fornecido pelo autor.

Os constituintes diagenéticos representam em torno de 1% do arcabouço e incluem cimento de quartzo e de óxido/hidróxido de Ferro. Matriz e cimento de óxido/hidróxido de Ferro ocorrem geralmente preenchendo porções de poros intergranulares (Figura 25). Esta fácies possui expressiva quantidade de poros

intergranulares e subordinadamente intraganulares e de acordo com Kahn (1956) possui arcabouço normal. Os arenitos de AF5 foram classificados como quartzoarenitos de acordo com Folk (1968).

Figura 26 - Poros intergranulares (P) parcialmente preenchidos por pseudomatriz (setas azuis) e cimento de óxido/hidróxido de Ferro (setas amarelas).



Fonte: Fornecido pelo autor.

6.4.1 Feições diagenéticas de AF5

As feições diagenéticas de AF5 retringem-se à presença de cimento de pseudomatriz, cimento de sílica, poros secundários e corrosão das bordas dos grãos.

6.5 **Arenitos da AF6 – Planície *Braided* Distal**

Os arenitos que constituem a AF6, estudados neste trabalho, são compostos predominantemente por quartzo, fragmentos de rocha e opacos.

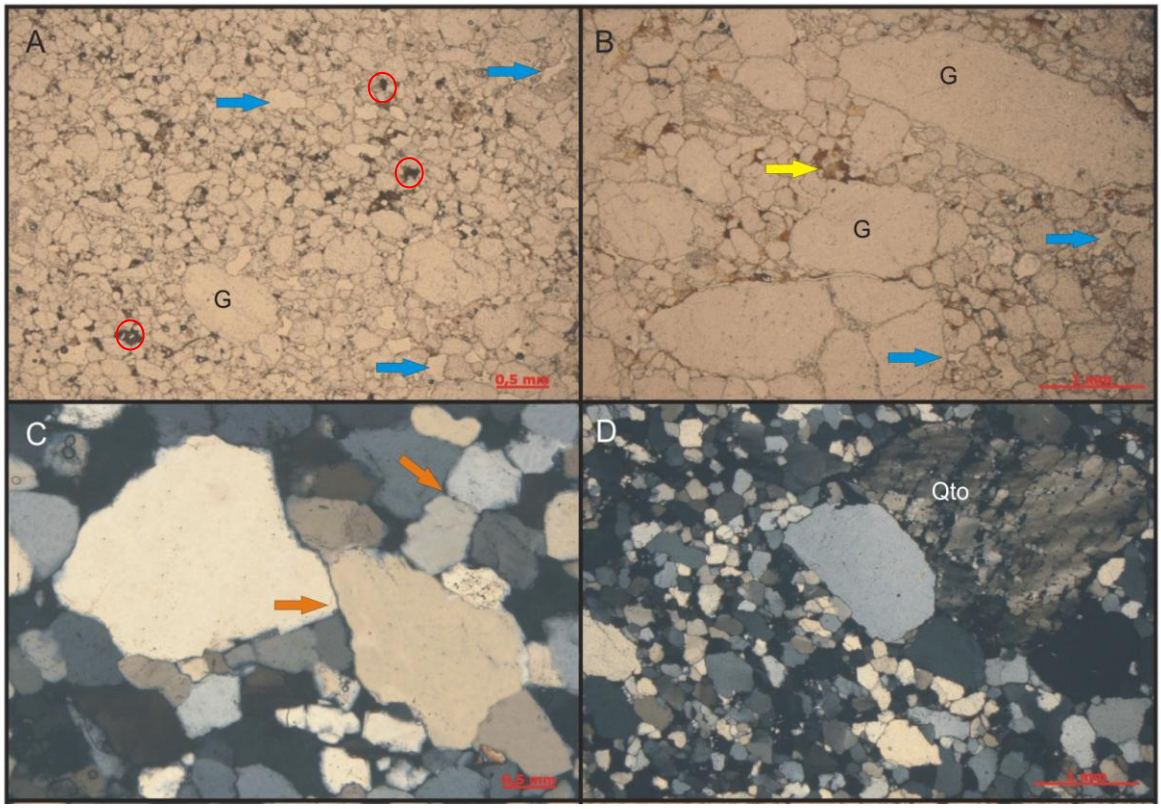
O arcabouço é constituído por grãos que apresentam granulometria de areia fina a grossa e por alguns grânulos que apresentam tamanhos superiores a 2 mm. Os grãos da fração areia fina a grossa são moderadamente selecionados, moderadamente arredondados, com esfericidade moderada (Foto 27.A). Os grânulos por sua vez são angulosos e com baixa esfericidade (Foto 27.B).

Dispersos heterogeneamente pelas rochas desta associação há matriz e cimento de óxido-hidróxido de Ferro. Os grãos de quartzo apresentam-se

predominantemente na forma monocristalina, apresentam granulometria fina, são moderadamente selecionados, possuem moderada esfericidade e extinção ondulante. Os contatos entre os grãos são predominantemente retos e, subordinadamente, côncavo-convexos. Além dos contatos citados, ocorre também contato tríplice (Figura 27.C)

Fragmentos de rochas metamórficas são mais frequentes nesta associação. Possuem granulometria que varia de 0,5 a 2,5 mm, são subarredondados e com moderada esfericidade (Figura 27.D).

Figura 27 - Microfotografias de arenitos da AF6 – Frente Deltaica – *shoreface* superior. A) Grãos arredondados, poros intergranulares (setas azuis) e cimento de óxido/hidróxido de Ferro (círculos vermelhos) e grânulos de grãos de quartzo (G); B) Presença de grânulos alongados de quartzo (G) e pseudomatriz (setas amarelas); C) Contato tríplice entre grãos de quartzo (setas laranjadas) e D) Fragmento de rocha metamórfica - quartzito (Qto).



Fonte: Fornecido pelo autor.

Os constituintes diagenéticos representam menos de 1% do arcabouço e incluem cimento de quartzo e, em menor proporção, de óxido-hidróxido de Ferro e matriz. Nesta associação predominam poros intergranulares.

Esta associação de fácies foi classificada com base nos índices de empacotamento de Kahn (1956) como de arcabouço normal.

6.5.1 Feições diagenéticas de AF6

As feições diagenéticas de AF6 incluem: sobrecrescimento de quarto evidenciado pelo contato tríplice entre os referidos grãos de quartzo (Figura 27.C), pseudomatriz e porosidade secundária.

7 **ASPECTOS DIAGENÉTICOS**

Segundo Walther (1893-1894, apud VIEIRA 1991), a diagênese consiste em um conjunto de mudanças físicas, químicas e biológicas pelas quais passaram os sedimentos desde a sua deposição inicial até após a litificação, com exclusão dos processos inerentes ao intemperismo e ao metamorfismo. (BLATT et al. 1980 ; MORAES, 1986). As principais fases diagenéticas observadas nos depósitos da sucessão siluriana da borda lesta da Bacia do Parnaíba relacionam-se aos estágios eodiagenético e mesodiagenético referentes à classificação de Schimidt e McDonald (1979)

No estágio eodiagenético a infiltração mecânica de argilas constitui a principal fase diagenética. Moraes e De Ros (1988, 1990), ao estudarem a influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Formação Sergi, na Bacia do Recôncavo observaram o fato de que, embora o processo de infiltração mecânica seja mais eficaz em sedimentos aluviais grosseiros de clima árido, ele também ocorre em outros ambientes em escala e eficiência mais limitadas. Nos arenitos fluviais da Formação Ipu observa-se expressiva presença de argilas infiltradas ao redor de grãos grossos de quartzo.

Dissolução de grãos detríticos e cimentação por calcita ferrosa são as principais fases da mesodiagênese. A calcita é o principal constituinte diagenético dos arenitos da Formação Ipu. A calcita destes arenitos forma um mosaico grosso com textura poiquilotópica, o qual envolve os grãos do arcabouço, preenche fraturas e/ou comumente substitui alguns grãos. Este tipo de cimento é típico de condições vadosas. Flügel (1982) definiu o ambiente diagenético vadoso como caracterizado por condições sub-aéreas nos quais o ar e a água coexistem no espaço poroso do sedimento, porém a disposição da calcita em cristais poiquilotópicos (calcita espática).

No estágio mesodiagenético ocorreu compactação mecânica, a qual gerou fraturas presentes em grãos de quartzo, compactação química que propiciou o surgimento de contatos côncavo-convexos e a cimentação de sílica, a qual é evidenciada por contatos tríplices e sobrecrescimento ao redor de grãos de quartzo, o que confere a este angulosidade aparente. A fonte de sílica necessária para desenvolver a cimentação por quartzo, tem sido amplamente discutida,

podendo ser derivada de diferentes processos, tais como: dissolução de silicatos instáveis, processos biogênicos, dissolução de quartzo por *pressure solution* e reações minerais envolvendo a liberação de sílica (BJORLYKKE ; EGEBERG, 1993), porém segundo Wilson e Stanton (1994), em escala regional, a dissolução por pressão é a única fonte volumetricamente adequada para explicar a cimentação por quartzo em arenitos. Segundo Heald (1956), teores limitados de argila são, geralmente, suficientes para promover ou acelerar a *pressure solution*.

8 MODELO DEPOSICIONAL E SUA RELAÇÃO COM OS ASPECTOS PETROGRÁFICOS

As características faciológicas e estratigráficas da sucessão sedimentar da borda leste da Bacia do Parnaíba, região de Ipueiras (CE), individualizaram seis associações de fácies: a AF1, AF2 e AF3 estão relacionadas a um sistema fluvio-glacial, enquanto que a AF4 está relacionada a um ambiente glacio-marinho, AF5 relaciona-se a um ambiente de frente deltaica - *shoreface superior* e a AF6 relaciona-se à ambiente de planície *braided* distal. Neste item será feito uma relação entre a evolução paleoambiental e aspectos texturais e composicionais dos arenitos e diamictitos para guiar futuros trabalhos de proveniência.

Os depósitos de AF1 originaram-se em ambiente de altamente energético quando o supercontinente Gondwana ainda localizava-se no hemisfério Sul (FRAKES et al., 1992). A análise de fácies revelou que estes depósitos consistem em barras arenosas que foram originados a partir de migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de fluxo inferior. Este ambiente era caracterizado pela presença de escassa vegetação terrestre primitiva (READING, 1996). Segundo Martins et al. (2010) as plantas terrestres mais primitivas, que habitaram o planeta no período Siluriano, possuíam poucos centímetros de altura, consistindo em estruturas muito simples, formadas por eixos cilíndricos e lisos, bifurcados, com um pequeno sistema vascular central e sem verdadeiras folhas ou raízes (as pteridófitas). Além da vegetação, o basculamento de blocos, ao longo dos antigos lineamentos do embasamento, propiciou uma rede de captação da drenagem fluvial para o interior da bacia (MARTINS et al., 2010). Essa drenagem fluvial consistia em canais distributários entrelaçados (Figura 28.A) que migravam predominantemente em direção a NW e, subordinadamente, NE.

As areias fluviais eram compostas predominantemente por quartzo monocristalino, fragmentos de rocha e raramente feldspatos, indicando um clima alitizante e/ou distância considerável da área fonte. Os grãos de areia fina a média, moderadamente selecionados, arredondados a subarredondados e com esfericidade moderada confirmam uma distância por vários quilômetros da área fonte (Figura 19.A). Segundo Santos et al. (2005) as paleocorrentes do Grupo

Serra Grande indicam preferencialmente fluxo fluvial para NW com áreas fonte SE, relacionada às rochas da Província Borborema.

Com a queda da temperatura global, o período de aquecimento deu lugar ao período glacial com a deposição da AF2 por meio da formação de grandes capas de gelo que se depositaram sob os depósitos de AF1. O avanço do gelo durante o Llandovery (Figura 29) proporcionou a deposição de diamictons ou tills em ambiente subglacial. A abrasão de rochas do embasamento cristalino gerou sedimentos ricos em fragmentos líticos e ricos em matriz areno-argilosa.

A idade Llandovery destes depósitos sugere um posicionamento próximo ao polo sul da área estudada dentro da porção oeste do Gondwana (Figura 30). Á medida que o supercontinente Gondwana deslocava-se em direção à posições cujas latitudes eram menores iniciava-se o degelo de grandes blocos de gelo e a formação de pequenos canais entrelaçados provenientes da água de degelo, que carregavam os detritos para uma planície de lavagem (*outwash plain*) originando assim os depósitos de AF2 (Figura 28.B). Estes depósitos eram formados por areias quartzosas, feldspáticas e com fragmentos líticos, indicando uma intensa resedimentação dos diamictons.

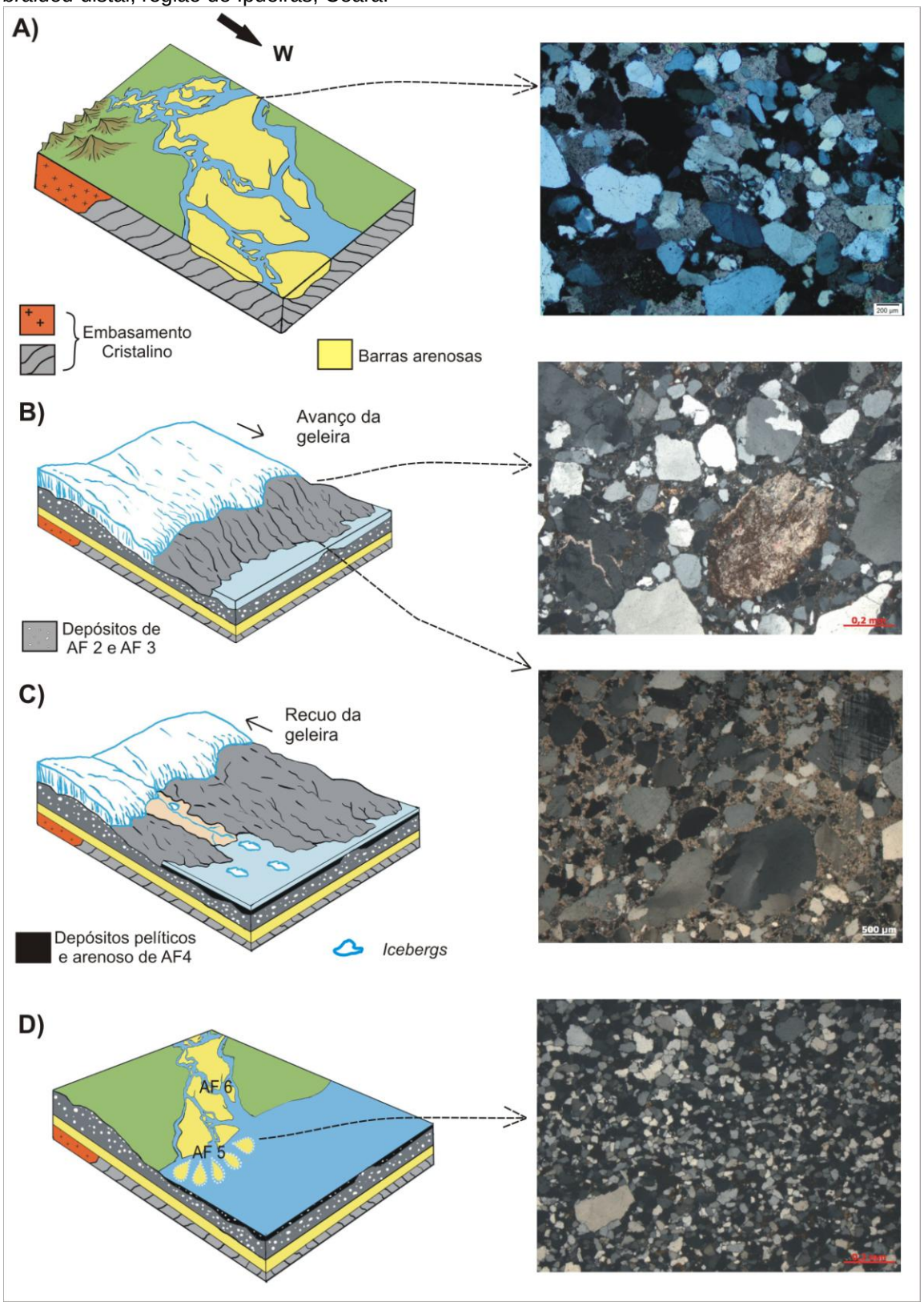
Uma nova fase de avanço, após a movimentação de retração da geleira depositaram-se *tills* de alojamento e de deformação que após a litificação originaram os depósitos de AF3 (Figura 28.B). O primeiro originou-se pelo degelo, quando grande parte do material transportado na base da geleira foi lentamente liberado com a fusão do gelo intersticial. O segundo foi interpretado originalmente como um *till* de alojamento depositado na sola da geleira ativa, sobre sedimentos mais antigos que foram expostos, os quais, através do processo de sobrepassagem da geleira, foram deformados, misturados a fragmentos do arenito do substrato e transformados em *tills* de deformação e posteriormente consolidados. Esta associação é equivalente à associação terrestre/ou de geleira assentada sobre o substrato de Canuto (1985).

A fase transgressiva pós-glacial foi acompanhada pelo grande desprendimento de blocos das geleiras provenientes de degelo (*icebergs) que* entraram em contato com o ambiente costeiro/marinho transportando detritos

(dropstones) que foram depositados sob os pelitos laminados marinhos da AF4 (base da Formação Tianguá) (Figura 28.C).

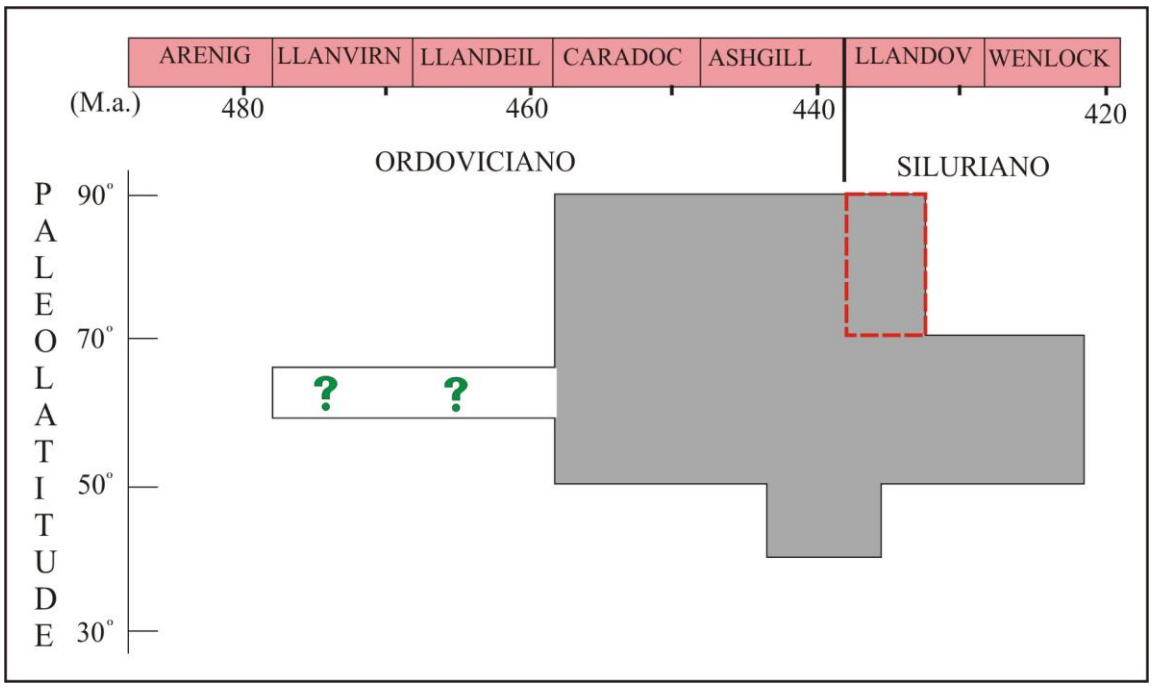
Uma nova fase de progadação é marcada pela deposição dos depósitos deltaicos da AF5, caracterizada por ciclos granocrescente/espessamento ascendentes de pelitos e areias predominantemente quartzosas (Figura 28.D). Sob estes lobos deltaicos ocorreu a progradação de uma planície *braided* distal (AF6) com tendência granocrescente ascendente (Figura 28.D). A nítida mudança de área-fonte pode ser sugerida pela substituição de areias feldspática e líticas das formações Ipu, por areias predominantemente quartzosas da Formação Jaicós.

Figura 28 - Proposta de reconstituição paleoambiental para a Formação Ipu: A) AF1 - Canal fluvial entrelaçado; (B) AF2 - Planície de Lavagem (*Outwash Plain)* e AF3 - Subglacial; Formação Tianguá: C) AF4 - Glacio-marinho e Formação Jaicós: D) AF5 - Frente deltaica e AF6 - Planície *braided* distal, região de Ipueiras, Ceará.



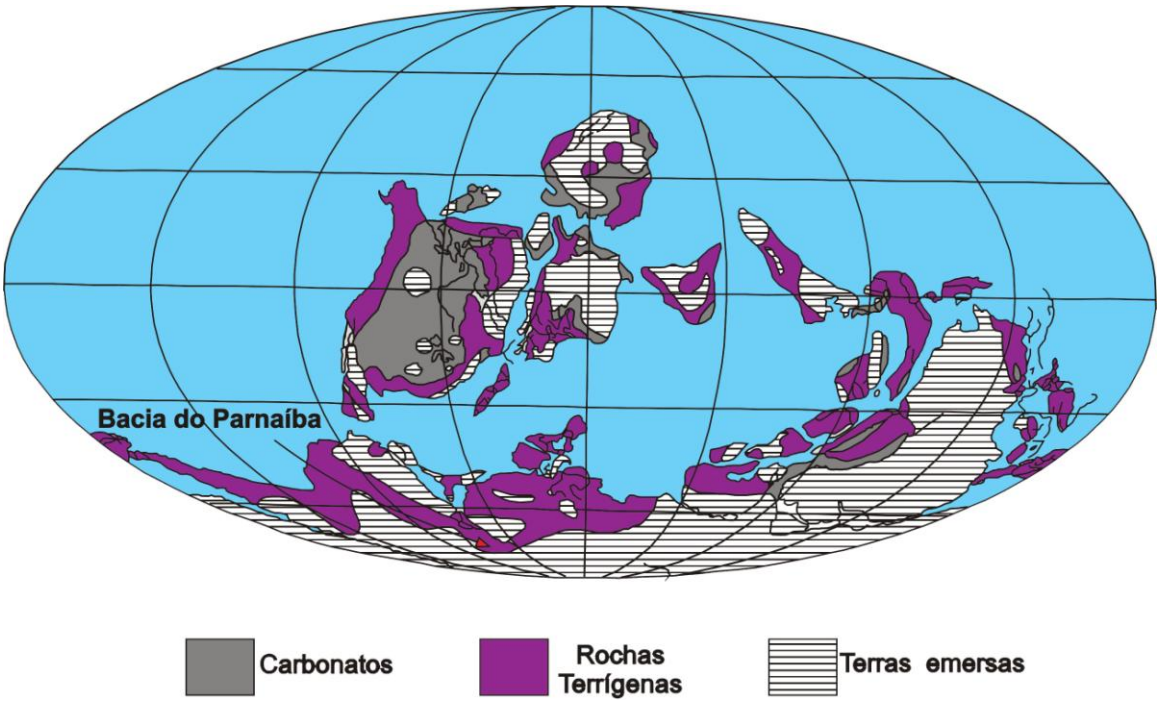
Fonte: Fornecido pelo autor.

Figura 29 - Distribuição latitudinal dos depósitos glaciais neo-ordovicianos e eossilurianos.



Fonte: Frakes et al. (1992).

Figura 30 - Reconstrução paleogeográfica do Eossiluriano.



Fonte: Kaljo et al. (1995).

9 **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

A região de Ipueiras (Ceará) contém uma sucessão siliciclástica com aproximadamente 124 m de espessura, pertencente a Formação Ipu (43 m), a Formação Tianguá (20 m) e a Formação Jaicós (61 m, dentre os quais 36 m não estão expostos). A análise faciológica e estratigráfica em afloramentos das formações Ipu, Tianguá e Jaicós, permitiu a individualização de 22 litofácies agrupadas em 6 associações de fácies (AF): canal fluvial entrelaçado (AF1); o*utwash plain* (AF2); subglacial (AF3); glacio-marinho (AF4); planície *braided* distal (AF5) e frente feltaica – *shoreface* superior (AF6). A Formação Ipu é constituída pelas associações de fácies: AF1, AF2 e AF3; enquanto que para a Formação Tianguá foi descrita apenas a associação de fácies AF4 e para a Formação Jaicós a AF5 e AF6.

A Formação Ipu é marcada na base pela sua ciclicidade típica de depósitos de canais fluviais entrelaçados com ciclos que variam de 40 cm a 2 m exibindo ao longo do perfil estratigráfico um padrão granodecrescente ascendente. Contudo, mudanças na posição geográfica dos continentes culminaram com uma mudança climática que expôs a bacia do Parnaíba a um período glacial.

Nos depósitos intermediários desta formação observou-se depósitos semelhantes aos formados por canais fluviais entrelaçados, porém de acordo com Nichols (2009) estes depósitos podem ser diferenciados dos depósitos de canais fluviais entrelaçados fazendo uma associação com outras feições e rochas adjacentes (tilitos em questão). A estes depósitos é atribuído o paleoambiente de planície de lavagem. Os depósitos da porção superior da Formação Ipu são constituídos por tilitos maciços e com seixos estriados de coloração cinza com clastos de diversos tamanhos e composições (clastos de gnaisse, de quartzo entre outros). Estes depósitos foram depositados em ambiente subglacial, os quais foram sotopostos por pelitos laminados com *dropstones* e arenitos da Formação Tianguá, os quais foram gerados em ambientes glacio-lacustre.

A Formação Jaicós é constituída por depósitos cujos ambientes geradores são: planície *braided* distal e frente deltaica- *shoreface* superior. Estes depósitos exibem ao longo do perfil padrão de granocrescência ascendente e ciclos que alcançam 1 m de espessura.

Quanto á diagênese os constituintes autigênicos (carbonato, quartzo e óxido/hidróxido de ferro), fraturamentos e deformação de grãos permitiram definir os estágios da eo- e mesodiagênese. A eodiagênese é representada principalmente por infiltração mecânica, enquanto que a mesodiagênese é representada por compactação mecânica e precipitação de cimento (carbonático e silicoso) e fraturamentos de grãos.

Os aspectos texturais e composicionais dos arenitos e diamictitos indicam nítida mudança de área-fonte da sucessão estudada, sugerida pela substituição de areias feldspática e líticas da Formação Ipu, por areias predominantemente quartzosas da Formação Jaicós. Embora seja necessário um maior número de lâminas petrográficas para consolidar as indicações texturais e composicionais obtidas aqui para o Grupo Serra Grande, sugere-se que estas informações possam auxiliar estudos sedimentológicos com enfoque na proveniência.

REFERÊNCIAS

ANDRADE, L. S. de; NOGUEIRA, A. C. R.; SILVA JUNIOR, J. B. C. da. Evolução de um sistema lacustre árido Permiano, parte superior da Formação Pedra de Fogo, borda oeste da Bacia do Parnaíba. *Geol. USP*, Sér. Cient., São Paulo, v. 14, n. 4, p.00-00, dez. 2014.

ASSINE, F. F.; VESELY, A. C. Ambientes Glaciais. *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca-BALL Edições, 2008.

BJORLYKKE, K. ; EGBERG P.K. Quartz cementation in sedimentary basins. *AAPG, Bull*., v. ou n. 77, p. 1358-1398. 1993.

BLATT, H.; MIDDLETON, G.V.; MURRAY, R. *Origin of sedimentary rocks*. 2nd edition: Englewood Cliffs, NJ, PrenticeHall Inc., 1980. 782p.

BOOTHROYD, J.C.; ASHLEY, G.M. Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. In: JOPLING, A.V.; McDONALD, B.C. (Eds). *Glaciofluvial and glaciomarine sedimentation* Tulsa, OK: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1975. p. 193–222. (Special Publication 23).

BOULTON G.S. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology,* v. ou n. 25, p. 773-779, 1978.

BRIERLEY, G. J.; FERGUNSON, R. J.; WOOLFE, K.J. Whats a fluvial levee? *Sediment. Geol.* v. ou n. 114, 1-9, 1997.

BRISTOW, C. S. Bramahmaputra river: channel migration and deposition. In: ETHRIDGE, F. G.; FLORES, R. M.; HARVEY, M. D. (Eds.). R*ecent developments in fluvial sedimentology*. Local: SEPM, 1987. p. 83-91. (Special Publication, 39).

BLUCK, B. J. Sedimentation in meadering river Endrick. *Scott Journal Geology*, v. ou n. 7, p. 93-118. 1971.

CARVALHO, M. E.; SANTOS, M.; CARVALHO, M. S. S. *Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luis*. Local: Editor, 2009. 215p. (Prog. de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

CANUTO, J.R. *Origem dos diamictitos e de rochas associadas do subgrupo Itararé, no Sul do estado do Paraná e Norte do estado de Santa Catarina*. 1985. 187 f. Dissertação (Mestrado) - Univ. de São Paulo, IGc, São Paulo, 1985.

CAPUTO, M. V. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. 1984. 00f. Tese (Doutorado) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 1984.

CAPUTO, M. V. ; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do grupo Serra Grande. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG-Núcleo RJ/ES, 1984. v.2, p.740-753.

CAPUTO, M.V.; IANNUZZI, R.; FONSECA, V.M.M. Bacias sedimentares brasileira: Bacia do Parnaíba. *Fundação Paleontológica Phoenix*, v.81, n.7, p.1-6. 2005.

CAROZZI, V.C; FALKENHEIN, F.U.H.; CARNEIRO, R.G.; ESTEVES, F.R.; CONTREIRAS, C.J.A. *Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da bacia do Maranhão*. Rio de Janeiro: Petrobrás. Ciência-Técnica-Petróleo – Seção Exploração de Petróleo, 7. 2v, 1975.

CLIFTON, H. E. A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (eds.) *Facies model revised*. [S.l.]: SEMP, 2006. p.: 293-337. (Special Publication, 84).

COLLINSON, J. D. ; THOMPSON D. B. *Sedimentary structures*, 2. ed., London, Unwin Hyman, 1989. 207 p.

COLLINSON, J. D. Alluvial sediments. In: READING, H. G. (Ed.). *Sedimentary enviroments*: process, facies and stratigraphy. Third Edition. London: [S.n.], 1996. p. 37-82.

CROOT, D. G ; SIMS, P. C. Early stages of till genesis: an example from Fanore Country Clare, Ireland. *Boreas, 25: 37-46.* 1996.

CROWELL, J.C. *Continental glaciation through geologic time, in climate in earth history*: studies in geophysics*.* Washington, D.C*.:* National Academy Press*,* 1982. p*.* 77–82*.*

CROWELL, J.C. *Pre-mesozoic ice ages: their bearing on understanding the climate system*. [S.l.:s.n.], 1999*,* 106 p. (Geological Society of America Memoir 192)*.*

DALRYMPLE, M.; PROSSER, J.; WILLIANS, B. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustraded in the stratford Formation (United Kingdom, Nothern North Sea). In: SHANLEY, K. W. ; McCABE, P. J (Eds.). *relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks.* 1998. p. 65-82. (SEPM Spec. Publ., 59).

DICKSON, J. A. D. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, n.. 2, p. 491-505. 1966.

EDWARDS, M. Glacial enviroments. In: READING, H. G. (ed.) *Sedimentary enviroments and facies.* 2. ed. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1986. p. 445-470.

ETHRIDGE, F. G.; WOOD, L. J.; SCHUMM, S. A. Cyclic variables controlling fluvial sequence development: problems ans perspectives. In: SHANKLEY, K. W. ; McCABE, P. J. (Eds.). *Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks.* [S.l.:s.n.], 1998. p.17-30. (SEPM Spec. Publ., 59)

EYLES, N. Earth's glacial records and its tectonic setting*. Earth-Science Reviews*, v. 35, p. 1–248, 1993.

FLINT, R. F.; SANDERS, J. E.; RODGERS, J. Diamictite, a substitute term for sysmmictite. *Geological Society of America Bulletin,* 71, p., 1809–1810, 1960a.

FLINT, R. F.; SANDERS, J. E.; RODGERS, J. Sysmmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particles size. *Geological Society of America Bulletin,* 71, p. 507-510. 1960b.

FLÜGEL, E. *Microfacies analysis of limestones*. Heidelberg : Springer Verlag, 1982. 633p.

FOLK, R.L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX : Hemphill's Pub., 1968. 107p.

FORBES, D. L. Morphology and sedimentology of a sinous of a sinous gravel-bed channel system, lover Babbage river, Yokon costal plain, Canada. In: COLLINSON J. D ; LEWIN, J. (Ed.). *Modern and anciente fluvial system. [S.l.]: IAS,* 1983. p.195-206. (*Special Publication,* 6,).

FRAKES, L.A.; FRANCIS, J.E.; SYKTUS, J.I. *Climate modes of the phanerozoic*. Cambridge: Cambridge University Press. 1992. 219 p.

GÓES, A. M. O., FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v. 8, n. 1, p. 57-67, 1994.

GRAHN, Y.; MELO, J. H. G.; STEEMANS, P. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-Lower Devonian), Parnaíba Basin, Northeast Brazil. *Revista Española de Micropaleontología***,** Madrid, v. 37, n. 2, p. 183-204, mayo/ago. 2005.

GRESSLY A. *Observations géologiques sur le Jura Soleurois*. Newe Denkschr. Allg. Schweiz, Ges. Ges. Naturw., 2, p.1-112. 2.2. 1838.

GUSTAVSON, T. C. Bed forms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. *Sedimentology, v.* 25, p. 401-426. 1978.

HEALD, M.T. Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. *Journ. Geol*. v. 64. p. 417-424. 1956.

IANNUZZI, R. *Reavaliação da flora carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba*. 1994 233f. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geociências, São Paulo, 1994.

KAHN, J.S. The analysis and distribuition of the properties of packing in sand-size sediments. 1. On the measurement of packing in sandstones. *Journal of Geology*, v. 64, p.385-395, 1956.

KALJO, D.; BOUCOT, J.A.; CORFIELD, R.M.; LE HERISSE, A.; KOREN, T.N.; KRIZ, J.; MANNIK, P.; MARSS, T.; NESTOR, V.; SHAVER, R.H.; SIVETER, D.J.; VIIRA, V. Silurian Bio-events. In: WALLISER, O. (ed.) *Global events and stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlim, Springer-Verlag., 1995. p. 172-224.

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

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. Rivver channel patterns: braided, meadering and straight. US Geological survey professional paper 282-B. Apud LEWIN, J. Initiation of bed forms and meaders in coarse-grained sediment. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 87, p. 281-285, 1957.

LINDHOLM, R. C. *A practical approach to sedimentology*. London: Allen & Unwin, 1987. 276 p.

LONGIARU, S. Visual comparators for estimating the degree of sortting from plane and thin section. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 791-794, 1987.

MAKASKE, B. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products*. Earth-Sci. Rev*., v. 53, p.149-196, 2001.

MALZAHN, E. Devonisches glazial in staate Piauí (Brasilien), ein neuer Beitrag zur Eiszeit des Devons. *Beihefte zum Geologischen*, v. 25, p. 1-30, 1957.

MARTINS, R. A.; COSTA M. L. da, MORAES M. S. de. *Floresta fossilizada do Tocantins*: uma flora preservada por milhões de anos. Natal: RN: Editora IFRN, 2010. 120 p. : il.

MIALL, A.D. A review of the braided-river deposicional environment*. Earth Science Review,* v.13, n. 1, p.1-62, 1977.

MIALL, A.D. Analysis of fluvial depositional systems. *American Association of Petroleum Geologists*, v. 20, p.1-75, 1981. (Education Course Note Series).

MILLER, J. M. G. Glacial Sediments. In: READING, H. G. (Ed.). *Sedimentary enviroments*: process, facies and stratigraphy. 3. ed. Oxford: Blackwell Science, 1996. p. 454-484.

MORAD, S., KETZER, J.M., DE ROS, L.F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology,* v. 47, p. 95-120, 2000.

MORAES, M. A. S. Reações químicas na diagênese dos arenitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOCIÊNCIAS, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* SBG, 1986. v.5, p.435-449.

MORAES, M. A. S. ; De ROS, L. F. Característica das influências das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v. 1, n. 2, p.13-16, 1988.

MORAES, M. A. S. ; De Ros, L. F. Infiltrated clays in Jurassic fluvial sandstone of Recôncavo Basins. *J. Sediment. Petrol., v.* 60, p. 809-819, 1990.

MIALL, A.D. *The Geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Berlim: Springer Verlag, 1996. 582p.

NADON, G. C. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from St. Mary River Formation, Southwestern Alberta, Canada. *J. Sediment. Resear..,* v. B64, n.4, p. 451-463, 1994.

NICHOLS, G., Sedimentology and stratigraphy. 2. ed. [S.l.]: Wiley-Blackwel, 2009. 419p.

ORTON, G. J.; READING, H. G. Variability of deltaic process in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology,* v. 40, p. 475-512, 1993.

POWERS, M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 23, p. 117-119, 1953.

PLUMMER, F. B., PRINCE, L. I., GOMES, F. A. Estados do Maranhão e Piauí. Rio de Janeiro: Relatório do Conselho Nacional do Petróleo. 1948.

READING, H. G. *Sedimentary environments*: processes, facies and stratigraphy. 3. ed. Oxford: Blackwell Science, 1996.

REINFELDS, I. ; NANSON, G. Formation of braided river floodplains, Waimakariri river, New Zelande. *Sedimentology, v.* 40, p. 1113-1127, 1993.

RENAUT, R. W.; GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. Lakes. In: JAMES, N. P. ; DALRYMPLE, R. W. (Eds.). *Facies models.* Toronto: Geological Association of Canada, 2010. p. 541-575.

RODRIGUES, *R. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba. Rel. Int. 273/M. Petróleo Brasileiro S.A. Região de exploração do Norte, Belém, Brasil (PETROBRAS, Sistema de Informação em Exploração - SIEX 130-3339),* 1967*. 63 p.*

RUST, B.R. A classification of alluvial channel systems. In: MIALL, A.D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. [S.l.]: Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5. p. 187-198. 1978.

RUST, B.R. Sedimentation in arid zone anastomosing fluvial system: cooper's creek, Central Australia. *J. Sediment. Petrol., v.* 51, n.3, 745-755, Sep. 1978.

RUST, B.R.; LEGUN, A. S. Modern anastomosing-fluvial deposits in arid Central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. In: COLLINSON, J. D ; LEWIN, J. (Ed.). *Modern and anciente fluvial systems*: an introduction. 1983. p. 385-392. (Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 6). Disponível em: <https://scholar.google.com.br/scholar>. Acesso em .....

SANTOS, V. H; LIMA FILHO, M F.;. NEUMANN, V. H. Estudo faciológico em afloramentos e analogia de depósitos fluviais na Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, v. 14, p. 62-79, 2004.

SANTOS, M.E.; CARVALHO, M.S. *Paleontologia das Bacias Parnaíba, São Luís e Grajaú*. Rio de Janeiro : Ministério de Minas e Energia, 2009. p. 94.

SCHMIDT, V. ; MACDONALD, D.A. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. In: SCHOLLE, P.A. ; SCHLUGER, P.R. (eds). *Aspects diagenesis*. [S.l.]: Soc. Econ., 1979. p. 209-225. (Paleont. Mineral. Spec. Publ. 26).

SCHUMM, S. A. Fluvial paleochannels. In: RIGBY, J. K. ; HAMBLIN, W. K. (Ed.). *Recognition of ancient sedimentary enviroments*. [S.l.]: Soc. Econ. Paleontol. Mineral, 1972. p.98-107. (Spec. Publ., 16).

C. R. SCOTESE; A. J. BOUCOT; W. S. MCKERROW. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, v. 28, n, 1, p. 99-114, 1999.

SMALL, H. L. *Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauhy e parte do Ceará*. Rio de Janeiro: Inspectoria de Obras Contra as Secas, 1914. 146 p. (Serie geológica, Plubicação, 32).

SMITH, D. G.; SMITH, N. D. Sedimentation in anastomosing river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *J. Sediment. Petrol.,* v. 50, n.1, p. 157-164, Mar. 1980.

SMITH, D. G. Anastomosed fluvial deposits: moderns examples from Western Canada. In: COLLINSON J. D ; LEWIN, J. (Ed.). *Modern and anciente fluvial system*. 1983. p. 155-168. (Int. Assoc. Sedimentol. Publ*.,* 6).

SMITH, D. G. Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena river, Northwestern Colombia, South America. *Sedimentary Geology*, v. 46, n.3/4, p.177-196, Fev. 1986.

SUGDEN, D.E.; JOHN, B.S. *Glaciers and landscape*: a Geomorphological Approach. London: Edward Arnold, 1988. 376 p.

THOMAS, G.S.P. ; CONNELL, RJ. Iceberg drop, dump, and grounding structures from Pleistocene glácio-lacustrine sediments, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology,* v. 55, n. 2, p. 243-249, 1985.

TUCKER, M. E. *Sedimentary petrology*: an introduction to the origin of sedimentary rocks. Londres: Blackwell Scientific Publications, 1991.

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

VIEIRA, M.M. *Parâmetros controladores da qualidade dos reservatórios profundos da Bacia de Sergipe-Alagoas*. 1991. 216f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, 1991.

WALKER, R.G. *Facies models*. Toronto: Geoloical Assoc. of Canada, 1979. (*Geosciense Canada Repr. Series).*

WALKER, R.G.; JAMES, N.P. Facies models and modern stratigrahic concepts. In: _____ (Eds.). *Facies models* - response to sea level change. Ontario, Canada: Geological Association of Canada, 1992. p. 1 - 14.

WALKER, R.G. Facies modelling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. ou n. 60, p.777 - 786. 1990.

WALKER, R. G.; POSAMENTIER, H. W. *Facies models revisited*. Tulsa: Oklahoma, U.S.A: SEPM, 2006. p. 26-48.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal Sedimentary Petrology*, v. ou n. 30, p.377-392, 1922.

WILSON, M.D.; STANTON, P.T. *Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement*: reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. Tulsa, Oklahoma: SEPM Society for Sedimentary Geology, p 59-118. (SEPM Short Course 30). 1994.

WIZEVIC, M.C. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: MIALL, A.D. ; TYLER, N. (eds.) *The three-dimensional facies architecture ofterrigenous clastic sediments and its implications for hidrocarbon discovery andrecovery*. Tulsa: Society for Sedimentary Geology/SEPM. p. 22-24 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3). 1991.

ZUFFA, G. G. (ed.) *Provenance of arenites*, Boston: D. Reidel Publishing Company. p 333-361. 1985.

APÊNDICES

APÊNDICE A - TABELA 4 - CONTAGEM DE CONSTITUINTES, CIMENTOS E POROSIDADES.

Amostras	Constituintes										Cimento			Porosidade		Associação de fácies	Total de pontos	Classificação (Folk, 1968)
	Quartzo Monocristalino	Quartzo Policristalino	Feldspato	Plagioclásio	Fragmento de rocha Metamórfica	Fragmento de rocha Pelítica	Fragmento de rocha Ígnea	*Chert*	Pseudomatriz	Matriz	Calcita Ferrosa	Sílica	Óxido/Hidróxi-do de Ferro	Intergranular	Intragranular			
IPU - 2B	105	45	-	-	3	-	-	-	92	-	62	2	-	37	3	AF 1	349	Quartzoarenito
IPU - 3A	135	101	-	-	18	-	-	6	-	-	42	-	-	45	5		352	Sublitoarenito
IPU - 4	120	100	-	-	13	-	-	-	-	-	71	-	-	4	1		309	Sublitoarenito
IPU - 5	32	156	2	3	47	-	2	-	22	-	45	-	-	5	2	AF 2	316	Subarcóseo
IPU - 6	120	114	4	-	8	-	-	-	20	-	85	3	-	7	4		365	Quartzoarenito
IPU - 7	112	72	7	22	5	-	-	-	-	-	40	14	-	18	10		300	Sublitoarenito
IPU - 8	73	179	2	-	-	8	-	-	-	-	52	-	-	6	-		320	Quartzoarenito
IPU - 9	162	88	3	-	4	5	-	-	-	-	-	27	-	5	8		302	Quartzoarenito
IPU - 10	80	74	6	12	14	-	-	-		-	-	-	120	9	2		317	Sublitoarenito
IPU - 11	90	92	4	6	2	20	50	-	-	-	8	30	10	2	-	AF 3	314	Arcóseo Lítico
JA - 1	200	6	-	-	-	-	-	-	50	-	-	3	26	9	6	AF 6	306	Quartzoarenito
JA - 2	273	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12	15	1		301	Quartzoarenito
JA - 3	266	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	2	27	7	AF 5	307	Quartzoarenito
JA - 4	289	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11	4		304	Quartzoarenito

Fonte: Fornecido pelo autor.

APÊNDICE B - TABELA 5 - CLASSIFICAÇÃO DO EMPACOTAMENTO E EM FUNÇÃO DO VOLUME INTERGRANULAR.

Amostras	Contatos						Associação de fácies	Empacotamento (Kahn, 1956)	Volume Intergranular
	Reto	Pontual	Côncavo-Convexo	Suturado	Grão não grão	de compromisso			
IPU - 2B	28	5	22	-	35	10	AF 1	Frouxo	Frouxo
IPU - 3A	29	7	35	-	29	-		Normal	Frouxo
IPU - 4	17	21	2	-	60	-		Frouxo	Normal
IPU - 5	29	12	17	-	42	-	AF 2	Fechado	Normal
IPU - 6	27	10	14	-	49	-		Normal	Frouxo
IPU - 7	35	3	10	-	52	-		Normal	Frouxo
IPU - 8	26	13	18	-	43	-		Fechado	Normal
IPU - 9	16	21	5	-	58	-		Normal	Fechado
IPU -10	24	18	11	-	47	-		Normal	Frouxo
JA - 1	44	-	46	6	4	-	AF 5	Fechado	Fechado
JA - 2	48	-	35	8	9	-		Fechado	Fechado
JA - 3	-	-	47	5	-	48	AF 6	Normal	Normal
JA - 4	-	-	38	3	-	50		Normal	Normal

Fonte: Fornecido pelo autor.