

Ana Luiza Silva Vettorazzi

**CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA DOS ARENITOS DA
FORMAÇÃO CABEÇAS (DEVONIANO) NA BORDA LESTE DA BACIA
DO PARNAÍBA**

Dissertação de Mestrado (Geologia)

UFRJ

Rio de Janeiro

2012



UFRJ

Ana Luiza Silva Vettorazzi

**CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA DOS ARENITOS DA
FORMAÇÃO CABEÇAS (DEVONIANO) NA BORDA LESTE DA BACIA
DO PARNAÍBA**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Paleontologia e Estratigrafia

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Rio de Janeiro

Dezembro de 2012

VETTORAZZI, Ana Luiza Silva

Caracterização Geológica dos arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba - Ana Luiza Silva Vettorazzi - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2012.

xxxi, 91f.; 30cm

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, ano.

Orientador: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Dissertação de Mestrado. I. Leonardo, Fonseca Borghi de Almeida II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Ana Luiza Silva Vettorazzi

**CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO
CABEÇAS (DEVONIANO) NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Setor de Paleontologia e Estratigrafia

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Aprovada em: 20.12.12

Por:

Presidente: Dr. Renato Rodríguez Cabral Ramos (MN-UFRJ)

Dra. Jane Nobre Lopes (CPRM)

Dr. Patrick Francisco Führ Dal'Bó (UFRJ)

UFRJ

Rio de Janeiro

2012

À comunidade científica.

AGRADECIMENTOS

A Petra Energia, pelo apoio financeiro;

Aos colegas da Petra Energia: pela contribuição na confecção do modelo deposicional, Carlos Emanuel Sousa Cruz; pela contribuição na confecção do perfil do poço 2-CP-1-MA; Raimundo José Paiva; pela contribuição as discussões de modeloo deposicional , Antônio Luis Tisi; pela ajuda na confecção dos mapas, Rafael Ribeiro; pela ajuda na etapa de campo, Alexandre Freitas; pela contribuição na confecção das figuras, Manuela Souza; pelo suporte na organização dos dados e formatação, David Gasparello.

Ao geólogo Jaime Fernandes Eiras, pelas discussões e contribuição;

Ao geofísico Fernando Neves, pelo suporte logístico da viagem de campo e confecção das lâminas petrográficas enquanto co-orientador;

Ao orientador acadêmico Prof. Leonardo Borghi, pela ajuda e dedicação do início até o fim deste projeto.

Resumo

VETTORAZZI, Ana Luiza Silva. **Caracterização Geológica dos arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro, 2012. xxxi, 91f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012

O presente estudo objetiva a análise e caracterização sedimentológica dos arenitos da Formação Cabeças na borda leste da bacia do Parnaíba, utilizando dados da literatura e de campo, através de análises faciológicas e petrográficas. Foi realizada a comparação das litofácies reconhecidas ao que já foi abordado na literatura. As litofácies foram caracterizadas em 4 afloramentos os quais foram considerados os mais representativos na área, sendo então reconhecidas 7 litofácies (5 areníticas, 1 pelítica e 1 rudítica). A partir da descrição faciológica realizada em afloramento, foi possível contextualizar um modelo que contempla a abordagem de fluxos homopícnais formando lobos sigmoidais, deltas formados por fluxos hipopícnais (barras de desembocadura fluviais), fluxos trativos formando barras fluviais e sob regime de maré e fluxos trativos e gravitacionais confinados em vale-túnel (glaciogênicos), descrevendo assim, um ambiente glacial que caracteriza o limite superior de sequência (LSS), já reportado vastamente na literatura. Paralelamente na análise petrográfica, os arenitos foram classificados em quartzarenitos e arcóseos, de acordo com a classificação de Folk (1980). Foram obtidas 3 petrofácies a partir do agrupamento dos constituintes identificados nas amostras analisadas. A petrofácies 1 é constituída de quartzarenitos, as petrofácies 2 e 3 são constituídas de arcóseos, sendo a petrofácies 2 mais rica em líticos. A discussão das petrofácies, juntamente com a identificação dos litoclastos classificados de origem metamórfica, e o sentido das paleocorrentes com sentido NW, permitiram abordar aspectos paleogeográficos do influxo sedimentar e área-fonte, considerada neste trabalho, o Cráton do São Francisco.

.Palavras-chave: Bacia do Parnaíba, Formação Cabeças, Litofácies.

Abstract

VETTORAZZI, Ana Luiza Silva. **Caracterização Geológica dos arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba.** (*Geological characterization of Cabeças Formation Sandstones (Devonian) in the eastern border of Parnaíba Basin*) Rio de Janeiro, 2012, xxxi, 91p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012

The study aimed the sedimentological analysis and characterization of the Cabeças Formation sandstones, in the eastern border of Parnaíba Basin, using field data and data taken from the literature, through petrographic and faciologic analysis. Comparisons were done of lithofacies recognized on the field to that was already described in the literature. The lithofacies described in this study were characterized in 4 outcrops, which were considered the most representative of the area, resulting in recognition of 7 lithofacies. From the lithofacies description held in outcrop, it was possible to contextualize a model that considers the approach of homopical flows forming sigmoidal lobes, a deltaic system formed by hypopical flows (mouth-bar fluvial deposits), trative flows forming fluvial bars, another system formed under tidal regime, and also gravitational trative flows confined to tunnel valleys (glaciogenic), thus describing a glacial environment that characterizes the upper sequence (LSS), already widely reported in the literature. Simultaneously in the petrographic analysis, the sandstones have been classified into quartz arenites and arkoses, according to the classification of Folk (1980). Three petrofacies were obtained from the grouping of constituents identified in the samples. Petrofacies 1 represents the quartz arenites, the petrofacies 2 and 3 represents the arkoses, but the petrofacies 2 is more lithic than the petrofacies 1. The petrofacies discussion along the lithic fragments identification considered as came from metamorphic origin, and the paleocurrents predominantly showing NW direction, enabled approach paleogeographic aspects of the sedimentar influx and source area, considered in this study, the Sao Francisco Craton.

Key words: Parnaíba Basin, Cabeças Formation, Lithofacies.

Lista de Figuras

- Figura 1- Mapa com os pontos visitados indicados pelos pontos vermelhos. Fonte: CPRM (2012)
- Figura 2 – Área de estudo representada pelo retângulo vermelho está acima de domínios de rochas do embasamento de idade proterozóica. Observar as estruturas mais importantes em destaque: O Lineamento Transbrasiliano e o Linemento Picos- Santa Inês (modif. de Cunha, 1986)
- Figura 3- Diagrama estratigráfico da Bacia do Parnaíba (VAZ et al., 2007). O retângulo vermelho representa o intervalo de estudo.
- Figura 4- Afloramento da Formação Cabeças na localidade de Alpes do Buriti, Piauí (ponto 15).
- Figura 5- Afloramento da Formação Cabeças com disjunção colunar (ponto 4).
- Figura 6- Mapa de isópacas da Formação Cabeças (modif. de Cunha, 1986).
- Figura 7- Tendência da variação eustática durante o Devoniano (modif. de Johnson *et al.* 1985).
- Figura 8- Perfil de referência do Grupo Canindé para o poço 2-CP-1-MA (Fonte: PETRA ENERGIA).
- Figura 9- Associação glacial na borda oeste da Bacia do Parnaíba (adaptado de Oliveira, 1997).
- Figura 10- Aspecto geral da fácies Az, arenito com estratificação cruzada..
- Figura 11-Aspecto geral da fácies Dm, diamictito maciço.
- Figura 12- Detalhe da fotomontagem referente ao ponto 3
- Figura 13– Aspecto da fácies Acb mostrando abundante quantidade de intraclastos.
- Figura 14- Detalhes da fotomontagem referente ao ponto 8
- Figura 15- Detalhe da fácies Ar representada dentro do retângulo vermelho.
- Figura 16- Aspecto da fácies Ac, arenito com estratificação cruzada acanalada.
- Figura 17 - Detalhe da fotomontagem referente ao ponto 10.
- Figura 18- Aspecto geral da fácies SA, siltito argiloso laminado.
- Figura 19- Fácies At, arenito com estratificação cruzada tangencial .
- Figura 20- Detalhes da fotomontagem referente ao ponto 14.
- Figura 21- Modelo de formação de sigmóides para explicar a formação da fácies Acb. (modif. de Della Fávera, 1984).
- Figura 22- Perfil esquemático de ambiente deltaico dominado por rio (modif. de Della Fávera, 2001).
- Figura 23 - Bloco diagrama apresentando os paleomambientes deposicionais e suas respectivas fácies.
- Figura 24- Modelo deposicional das rochas do evento glacial. (modif. de Ankettel *et al.*, 1970).
- Figura 25– Classificação de 13 amostras de superfície, que representam a totalidade da Formação Cabeças na área estudada no diagrama de Folk (1980). Q= Quartzo, F= feldspato, L= Fragmentos líticos.

Figura 26 - A fotomicrografia mostra um grão arredondado de quartzo arredondado em contato com um grão subanguloso, evidenciando uma possível mistura de sedimentos.

Figura 27 Histograma de frequência de granulometria representativo para as 13 amostras analisadas, onde é possível notar que a moda é areia fina superior.

Figura 28- (A) Quartzo policristalino (5x); (B) Quartzo com inclusões nas bordas (10x); (C) Quartzo com inclusões de rutilo (20x); (D) Quartzo crenulado (10x).

Figura 29 – (A) Microclina ao centro com crescimento epitaxial (20x); (B) k-feldspato semi-dissolvido (5x); (C) K-feldspato com crescimento epitaxial (10x); (D) Grão de K-feldspato (10x).

Figura 30- (A) Muscovita sofrendo processo de alteração adquirindo aspecto de “vassoura” (10x); (B) K-feldspato com inclusões de biotita (10x).

Figura 31- (A) Alta concentração de zircões (10x). (B) K-feldspato com presença de inclusões sólidas de rutilo (10x).

Figura 32- (A) Fragmento de chert (10x) ; (B) Litoclasto de filito (10x).

Figura 33- Fotomicrografia de quartzo com crescimento sintaxial contínuos ao redor do grão. Ocorrem em algumas áreas de contatos intergranulares. (10x) .

Figura 34- (A) Cimentação de Fe_2O_3 (20x); (B) Cimentação de Fe_2O_3 tardia (5x); (C) Neoformação de caolinita diagenética (10x); (D) Cimentação calcítica envolvendo grãos de quartzo e k-feldspato (10x).

Figura 35- (A) Matriz residual acumulada entre grãos de feldspato (10x); (B) Acumulações de argila residual concentrada em grumos.

Figura 36- Diagrama para avaliação da importância relativa da cimentação e da compactação na perda de porosidade em arenitos aplicado às amostras estudadas (Houseknecht, 1987).

Figura 37- (A) Porosidade por encolhimento em diamictito (5x). (B) Grão de k-feldspato totalmente dissolvido, (C) Porosidade por fratura em grão de K-feldspato (20x). (D) Pode ser notado o formato do grão que já esteve presente através da presença de cimento ao redor (10x).

Figura 38- Fotomicrografias A e B – Fragmentos indicativos de rocha vulcânica. Fotomicrografias C e D – Fragmentos indicativos de origem metamórfica.

Figura 39- Mapa mostrando as médias das medidas de paleocorrentes separadas por petrofácies.

Figura 40- Gráfico mostrando o resultado do agrupamento das amostras.

Figura 41- Petrofácies correspondente ao *cluster* 1.

Figura 42- Petrofácies pertencente ao *cluster* 2

Figura 43- Petrofácies pertencente ao *cluster* 3

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Relação cimentação x porosidade constatadas nas amostras do estudo.

Tabela 2 – Porcentagens normalizadas para aplicação do método de análise de *clusters*.

Lista de Quadros

Quadro 1 - Pontos visitados no campo e suas respectivas localizações.

Quadro 2 – Relação das amostras utilizadas neste estudo.

Quadro 3 – Fácies reconhecidas na borda sudoeste da bacia por Oliveira (1997).

Quadro 4 – Fácies reconhecidas por Young (2006) nas Formações Itaim, Pimenteiras e Cabeças. As litofácies correspondentes a Formação Cabeças são Am, Ac e Ap.

Quadro 5 – Fácies reconhecidas nas Parasequências Progradantes e Agradantes, por Freitas (1990).

Quadro 6 – Fácies reconhecidas no Topo do Trato de Sistemas de Mar Alto e do Limite Superior de Sequência, por Freitas (1990).

Quadro 7 – Litofácies reconhecidas na Formação Cabeças por Santos (2005) na borda sudoeste da bacia.

Quadro 8 – Tafofácies reconhecidas no Membro Passagem por Ponciano (2009), na borda leste da bacia.

Quadro 9 – Litofácies reconhecidas neste estudo.

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	vii
Abstract.....	viii
Lista de figuras	ix
Lista de tabelas	xi
Lista de Quadros	xi
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS E FINALIDADE.....	4
3 MATERIAL E MÉTODO	5
4 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	9
4.1 A Bacia do Parnaíba	9
4.1.1 Generalidades	9
4.1.2 Embasamento.....	9
4.1.3 Estratigrafia	11
4.1.4 Tectônica e Sedimentação	13
4.2 A Formação Cabeças	16
4.2.1 Generalidades	16
4.2.2 Natureza do Contato	17
4.2.3 Distribuição e Modo de Ocorrência.....	18
4.2.4 Idade	21
4.2.5 Estratigrafia de Sequências.....	22
4.2.6 Sistemas Depositionais	24
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	27
5.1 Caracterização Sedimentológica e Fácies sedimentares	27
5.1.1 Levantamento Bibliográfico	27
5.1.2 Discussão de dados de campo	36
5.1.3 Interpretação Paleoambiental.....	56
5.2 Análise Petrográfica.....	61
5.2.1 Textura e Classificação.....	61
5.2.2 Elementos Constituintes do Arcabouço.....	63
5.2.3 Análise Petrográfica Diagenética.....	68
5.2.4 Proveniência e Petrofácies.....	75
5.3 Inferências sobre a qualidade dos arenitos estudados como reservatórios	83
6 CONCLUSÕES	85
Referências Bibliográficas	87

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Parnaíba, inserida no contexto das bacias paleozóicas brasileiras, é uma das menos conhecidas do ponto-de-vista geológico. Uma das prováveis razões é sua grande extensão areal (cerca de 600.000 km²), seu afastamento dos grandes centros de pesquisa nacionais e das fracas perspectivas históricas de exploração, hoje fortemente concentradas em bacias *offshore* e no intervalo correspondente ao pré-sal.

Os principais esforços exploratórios na Bacia do Parnaíba concentraram-se primeiramente em 1960, 1970 e 1980 (*q.v.* GÓES *et al.*, 1990), resultando em parte do conhecimento geológico preliminar da bacia, mas sem grandes resultados significativos, o que resultou a ser adotado o termo de “bacia de fronteira exploratória”. Tais insucessos até poucos anos atrás não eliminaram a Bacia do Parnaíba ser, de fato, uma bacia não prolífica em óleo e gás, não somente pelo fato desta ainda ser considerada como uma “*data starving basin*” nos dias atuais, mas também devido a inadequação dos modelos geológicos exploratórios utilizados, gerando ainda grande incerteza.

A realidade deste cenário modificou-se, tendo em vista que nos últimos anos o investimento na bacia vem aumentando de forma considerável, com blocos sendo ofertados e arrematados nas últimas rodadas de licitações da ANP. Tal interesse vem partindo de empresas de exploração de pequeno, médio e até de multinacionais de grande porte, com pesados investimentos na aquisição de dados sísmicos e geológicos. Desta forma, a Bacia do Parnaíba subiu no *ranking* de bacias terrestres com maior quantidade de dados adquiridos no país, e tal esforço exploratório resultando até então na descoberta de três campos de gás comerciais, Campos de Gavião Real, Gavião Azul e Gavião Branco.

Através do estudo de bacias análogas também é possível enxergar horizontes mais além para a Bacia do Parnaíba. Um bom exemplo é a Bacia de Ghadames, localizada na Líbia, Argélia e Tunísia. A Bacia de Ghadames teve sua exploração iniciada na mesma década que a Bacia do Parnaíba (década de 1950), e apresenta hoje cerca de 600 poços exploratórios já perfurados, enquanto que na Bacia do Parnaíba este número até o momento é de cerca de 30 poços. Assim, o número de campos em Ghadames é de cerca de 284, enquanto que no Parnaíba são apenas 2, muito embora tais acumulações de gás em ambas as bacias sejam geologicamente análogas.

A comunidade acadêmica nacional também tem dado maciça contribuição através do ensino e pesquisa, gerando novas informações geológicas de superfície e subsuperfície. Somente na UFRJ, vários trabalhos de graduação e teses de mestrado e doutorado já foram produzidos, particularmente sobre a bacia do Parnaíba, (e.g., CARVALHO, 1995; CUNHA, 1986; SILVA, 1998; YOUNG, 2003, SANTOS, 2005, LOBATO, 2010; ABELHA, 2010; DUTRA, 2011.) havendo um grande potencial para novas contribuições através dos projetos de pesquisa ativos da UFRJ.

A Formação Cabeças tem ganhado maior destaque no cenário exploratório brasileiro, por ter sido provado comercialmente o Sistema Petrolífero Pimenteira-Cabeças (!) no campo de Gavião Azul, descoberto pela OGX em parceria com a PETRA ENERGIA, através da descoberta reportada no poço pioneiro 1-OGX-16-MA (California), em setembro de 2010. Esta locação foi dada ao lado da descoberta da Petrobras, chamada de Capinzal. Segundo informações verbais do geólogo Jaime Fernandes Eiras. Segundo o geólogo, o poço 2-CP-1-MA (Capinzal N° 1) foi perfurado pela Petrobras em 1987 com objetivo estratigráfico, tendo por finalidade “verificar as condições de geração da Formação Pimenteiras”. Nenhum indício foi detectado durante a perfuração da Formação Cabeças, sempre tida como a principal rocha-reservatório na bacia. Ainda segundo o geólogo, em 1996 a Petrobras assinou um contrato de parceria com o Instituto VNIIGeosystem, da Academia de Ciências Naturais da Federação Russa, para execução de um projeto de pesquisa intitulado “Potencial Petrolífero da Bacia do Parnaíba” (*Petroleum Potential of the Parnaíba Basin*). Meses após a conclusão desse estudo, os técnicos que participaram, comentaram que havia 34 m de gás no topo da Formação Cabeças neste poço. Dada a importância dessa informação, a notícia chegou à direção da empresa, e imediatamente, técnicos do Distrito de Exploração fizeram uma reavaliação dos perfis desse poço. O resultado dessa reavaliação foi apresentado num relatório interno de 1997, onde consta que a espessura de gás no poço seria 14 m, e não 34 m conforme afirmado pelos técnicos.

Hoje, com a confirmação dessa acumulação e a descoberta de outras, a Bacia do Parnaíba teve sua potencialidade exploratória comprovada em *play* pouco convencional, no qual o diabásio é um agente importante tanto na maturação da rocha geradora e como no capeamento do gás na rocha-reservatório.

Estes arenitos da Formação Cabeças foram classificados como bons reservatórios, com acumulações capeadas por soleiras de diabásio e geração devoniana proveniente da Formação Pimenteiras.

Até o momento, não foram ainda vistos trabalhos mais detalhados de descrição faciológica destes arenitos da Formação Cabeças na borda leste com a finalidade de caracterizá-los como potenciais reservatórios. Freitas (1990) deteve-se em realizar a descrição faciológica em afloramentos na borda leste da bacia com a aplicação da Estratigrafia de Sequências em afloramentos. Oliveira (1997) buscou o estudo detalhado de afloramentos com a finalidade de caracterizar as diversas fácies glaciais e tentou estabelecer ordenamento estratigráfico para o entendimento do comportamento de glaciações neodevoonianas na borda sudoeste da bacia. Young (2006), reconheceu em afloramentos algumas fácies na Formação Cabeças na bacia em dados de testemunhos de sondagem também na borda leste objetivando uma análise estratigráfica do Devoniano com a finalidade de caracterizar potenciais intervalos de rochas-reservatório.

2. OBJETIVOS E FINALIDADE

O objetivo principal desta dissertação foi a análise e caracterização sedimentológica dos arenitos da Formação Cabeças na borda leste da bacia, utilizando dados da literatura e de campo. Neste, é incluído unicamente o intervalo correspondente a Formação Cabeças, de idade Devoniana.

Como objetivo secundário, buscou-se a caracterização destes arenitos aos olhos da petrografia, como subsídio para o entendimento inicial dos arenitos da Formação Cabeças como potenciais rochas-reservatório.

A finalidade é de contribuir para a compreensão da Formação Cabeças na área de estudo, bem como contribuir para o estudo do devoniano na Bacia do Parnaíba.

3. MATERIAL E MÉTODO

Neste trabalho foram utilizados dados de dezessete afloramentos da Formação Cabeças na borda leste da bacia, e subordinadamente, foram vistos afloramentos da Formação Pimenteiras, localizados aos arredores das cidades de Picos, Oeiras, Floriano, Inhumas e São José do Piauí. Os pontos foram localizados por GPS, (datum WGS 84, zona 23 S). Na figura 1 e no quadro 1, observa-se os pontos visitados no trabalho de campo que foi realizado entre os dias 13 e 20 de agosto de 2011.

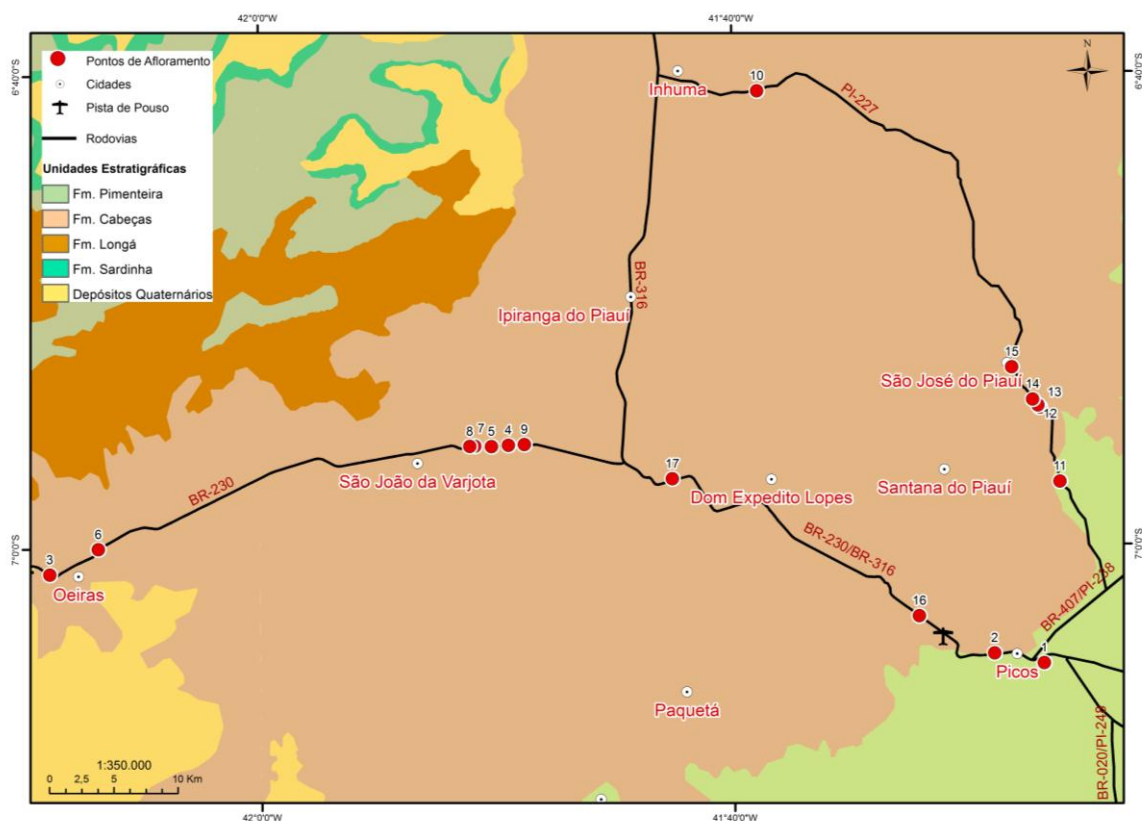


Figura 1 - Mapa com os pontos visitados indicados pelos pontos vermelhos. Fonte: CPRM (2012)

Quadro 1 - Pontos visitados no campo e suas respectivas localizações (datum WGS 84, zona 23 S).

PONTO	COORD. UTM REF	
	x	Y
1	229572	9216280
2	225705	9217032
3	815051	9223302
4	187807	9233240
5	186492	9233136
6	818855	9225236
7	185180	9233154
8	184807	9233140
9	189049	9233292
10	207147	9260904
11	230795	9230450
12	229226	9236218
13	229075	9236384
14	228665	9236848
15	227025	9239378
16	222837	9216878
17	200583	9230618

Na etapa de campo, foram coletadas 16 amostras de arenitos dos afloramentos da Formação Cabeças, das quais 13 foram selecionadas em etapa posterior para a confecção de lâminas delgadas para a análise petrográfica. Dos 17 pontos visitados, para o presente estudo foram aproveitadas 13 amostras, sendo que três amostras não chegaram no laboratório em condições ideais para a confecção da lâmina por serem muito friáveis, e não se considerou os afloramentos de diabásio também visitados, o quadro 2 resume esta informação. Foram coletadas medidas de paleocorrentes dos afloramentos e também confeccionadas cinco fotomontagens com o objetivo de fornecer subsídio para a descrição faciológica e descrição do modelo deposicional, dos quais quatro foram efetivamente utilizadas.

Após a descrição faciológica preliminar de campo dos afloramentos, foi realizado um extenso levantamento bibliográfico com o objetivo de compilar o maior número possível de descrições faciológicas já realizadas na Bacia. Foi também realizada a descrição das fácies com base nos afloramentos visitados, baseada no modelo de análise de fácies. Borghi (2000, p.2), que define fácies como uma “*massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, petrotrama, cores, fósseis e por atributos direcionais*”, cujo, reconhecimento é feito de modo

direto nas rochas. Foram reconhecidas um total de 7 litofácies, as quais foram descritas e diagnosticadas com base no processo deposicional e estruturas sedimentares.

Quadro 2 – Relação das amostras utilizadas neste estudo. Adotou-se a denominação do número das amostras a mesma correspondente ao número dos pontos visitados. * Os pontos 5 e 8 não foram contemplados neste quadro por se tratarem de afloramentos de diabásio.

Amostra/ponto	Proveniência
1	Fm. Cabeças
2	Fm. Cabeças
3	Fm. Cabeças
4	Fm. Cabeças
6	Fm. Cabeças
7	Fm. Cabeças
9	Fm. Cabeças
10	Fm. Cabeças
11	Fm. Cabeças (2)
12	Fm. Cabeças
13	Fm. Cabeças
14	Fm. Cabeças / Amostra não aproveitada
15	Fm. Cabeças / Amostra não aproveitada
16	Fm. Cabeças
17	Fm. Cabeças / Amostra não aproveitada

A partir da coleta das amostras e das lâminas delgadas confeccionadas, passou-se uma etapa de três meses em laboratório na análise petrográfica (microscopia de luz fotônica/polarizada), com microscópio petrográfico (ZEISS Axiomager A.1). , cujos passos seguidos incluem: 1) elementos constituintes do arcabouço, bem como a descrição da mineralogia e textura das amostras; 2) epimatriz e matriz falsa (pseudomatriz); 3) tipos de contato; 4) tipo de porosidade; 5) contagem de 300 pontos dos elementos constituintes; 6) medição do tamanho dos grãos e dos poros de maneira visual; 7) Classificação e avaliação da maturidade mineralógica dos arenitos, segundo classificação de Folk (1980).

Após a contagem de pontos para a quantificação de tais elementos, foi feito o agrupamento das amostras em *clusters*. O agrupamento foi realizado no software *Statistica* seguindo o Método de *Ward*, o qual diz que a formação dos grupos se dá pela maximização da homogeneidade dentro dos grupos. A soma de quadrados dentro dos grupos é usada como medida de homogeneidade, pretendendo-se inferir distância entre indivíduos do mesmo grupo

e distância entre indivíduos de grupos diferentes; dispersão dos indivíduos dentro do grupo; densidade dos indivíduos dentro e fora dos grupos.

Este método de agrupamento foi de crucial importância para o reconhecimento das similaridades mineralógicas entre os grupos, considerados em petrofácies. Tal análise permitiu chegar ao entendimento da proveniência sedimentar, e também o entendimento da evolução geológica da área fonte. A distinção das petrofácies foi embasada na definição de Dickinson *et al.*, (1985).

A classificação dos arenitos foi feita com base em Folk (1980), os triângulos foram confeccionados no *software Petroledge* (Endeeper, UFRGS), os quais foram classificados como quartzarenitos, arcóseos, e na maioria, subarcóseos. Os histogramas de frequência para granulometria foram confeccionados no *software Facilis* (LAGESED-UFRJ), através do *input* das porcentagens normalizadas dos constituintes contemplados na contagem.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 A Bacia do Parnaíba

4.1.1 Generalidades

A Bacia do Parnaíba, antigamente chamada de Bacia do Maranhão ou do Meio-Norte, localiza-se na região Nordeste do Brasil e ocupa uma área aproximada de 600.000 km². Encontra-se instalada na porção ocidental do nordeste da plataforma sulamericana, que é uma entidade tectônica de história geológica complexa, cuja origem remonta ao arqueano (CUNHA, 1986). Foi classificada por Asmus e Porto (1972, *apud* GABAGLIA & FIGUEIREDO, 1986), como uma bacia do tipo I (interior cratônico).

A bacia possui forma elipsoidal, com diâmetro maior orientado no sentido NE-SW, com cerca de 1000 km, e o diâmetro menor, atingindo por volta de 800 km, com coluna sedimentar atingindo 3,5 km de espessura em seu depocentro. Limita-se a norte com as bacias de São Luís e Barreirinhas, e é separada destas pelo Arco Ferrer Urbano Santos. A noroeste, limita-se com a fossa (Rift Mesozóico do Marajó), sendo separada pelo arco de Tocantins, e a sudeste pelo arco do São Francisco.

4.1.2 Embasamento da Bacia do Parnaíba

O embasamento da Bacia do Parnaíba é constituído por faixas de dobramentos, maciços, medianos e algumas discontinuidades crustais que afloram em suas bordas (CUNHA, 1986). É composto de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares de idade mesoproterozóica. Esta área abrange as províncias tectônicas da Borborema, Amazonas, Tocantins e São Francisco. Na figura 2, é possível visualizar as duas estruturas de maior destaque na Bacia do Parnaíba, o Lineamento Transbrasiliano e o Lineamento Picos Santa Inês. O Lineamento Transbrasiliano encontra-se disposto diagonalmente em sentido NE-SW. Esta faixa, representada um complexo de falhas normais, transcorrentes, altos estruturais e grabens com eixos paralelos as falhas, foi destacada por Cordani *et al.* (1982), por se tratar de uma feição estrutural alongada com cerca de 2700 km que cruza o território brasileiro do Ceará ao Mato Grosso do Sul e prossegue para sudoeste, penetrando no Paraguai e Argentina. O Lineamento Picos-Santa Inês é uma faixa por cataclada disposta em sentido NW-SE, disposta transversalmente em relação ao Lineamento Transbrasiliano, apresentando 160 km de extensão e 200 a 300m de rejeito. Esta faixa reflete na morfologia contemporânea, uma série

de alinhamentos orientados para NW Segundo Vaz *et al.* (2007), o embasamento da bacia está dividido em duas unidades. A Formação Riachão é composta de grauvacas, arcóseos, siltitos, folhelhos vermelhos e ignimbritos, que foram descritos em amostras de poços e correlacionados com coberturas dos cratons Amazônico e do São Francisco. O Grupo Jaibaras, que preenche calhas grabeniformes através de dados geofísicos, é composto por depósitos fluviais, aluviais e lacustres, e foi atribuída idade aproximada cambro-ordoviciano para esta unidade.

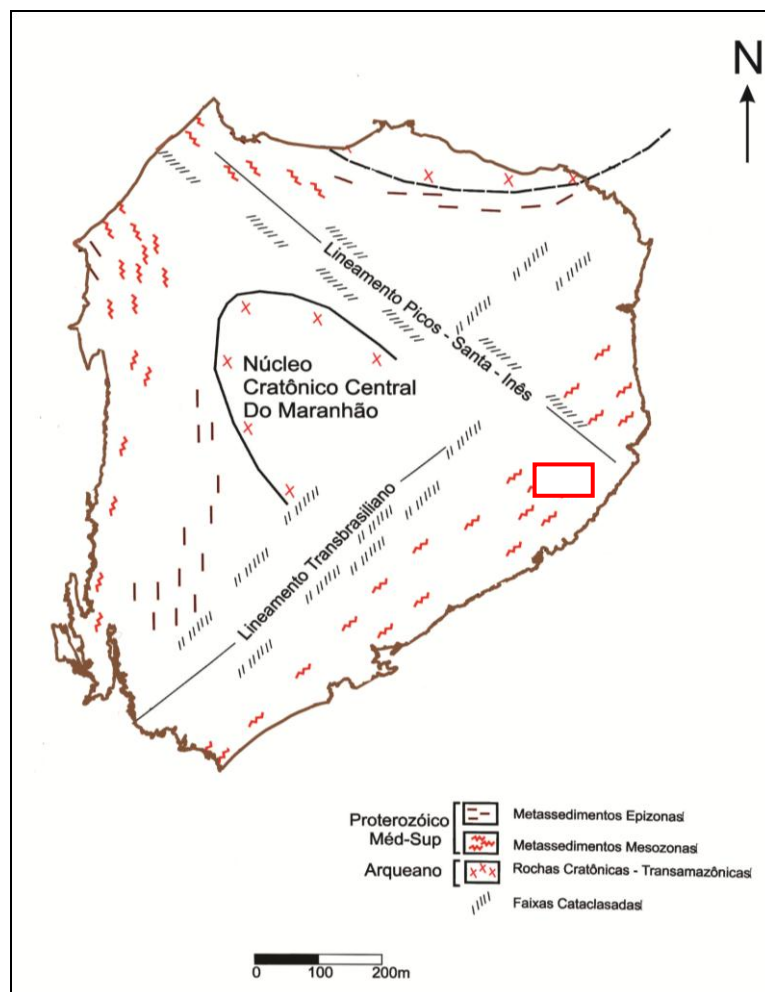


Figura 2 – Área de estudo representada pelo retângulo vermelho está acima de domínios de rochas do embasamento de idade proterozóica. Observar as estruturas mais importantes em destaque: O Lineamento Transbrasiliânico e o Linemento Picos- Santa Inês (modif. de Cunha, 1986).

4.1.3 Estratigrafia da Bacia do Parnaíba

Entende-se que a entidade geológica chamada “Bacia do Parnaíba” está representada apenas pelo registro sedimentar correspondente às seqüências Siluriana, Mesodevoniana-

Eocarbonífera, Neocarbonífera- Eotriássica, Jurássica, e Cretácea, conforme Vaz *et al.*(2007). A coluna estratigráfica está representada na figura 3.

Sequência Siluriana – Esta sequência corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Serra Grande. A unidade mais antiga, a Formação Ipu, designa arenitos seixosos, conglomerados com matriz areno-argilosa contendo matacões de quartzo ou quartzito e arenitos finos a grossos. A Formação Tianguá é composta de folhelhos cinza escuro bioturbados, sideríticos e carbonáticos; de arenitos cinza claro, fino a médio, feldspáticos; de intercalações de siltitos e folhelhos cinza escuros, bioturbados e micáceos. A Formação Jaicós é constituída de arenitos cinza com tonalidades claras, grossos, com seixos angulares a subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços, com estratificação cruzada lenticular. As idades das unidades desta seqüência provém das datações que constam de Grahn *et al.* (2005).

Sequência Mesodevoniana – Eocarbonífera – Os depósitos desta sequência foram depositados discordantemente sobre a sequência mais antiga. É composta pelo Grupo Canindé, que está dividido em quatro formações: Itaim, Pimenteira, Cabeças e Longá. A Formação Itaim designa arenitos finos a médios com grãos subarredondados bem selecionados e com alta esfericidade. A Formação Pimenteira consiste principalmente de folhelhos cinza escuros a pretos, esverdeados em parte bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia. Na Formação Cabeças, o litotipo predominante consiste de arenitos cinza claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos. Diamictitos ocorrem eventualmente e com maior freqüência na parte superior. O litotipo da Formação Longá é caracterizado por folhelhos cinza- escuros a pretos, em parte arroxeados, homogêneos ou bem laminados, bioturbados.

Sequência Neocarbonífera – Eotriássica – Esta sequência equivale ao Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. A Formação Piauí é dividida em duas seções: a inferior, composta de arenitos cor de rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalação de folhelho vermelho, e a superior, formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, contendo intercalações de folhelhos vermelhos, calcáreos e finas camadas de sílex. A Formação Pedra de Fogo, de idade permiana, é caracterizada por uma considerável variedade de rochas, sílex, calcáreo oolítico e pisolítico

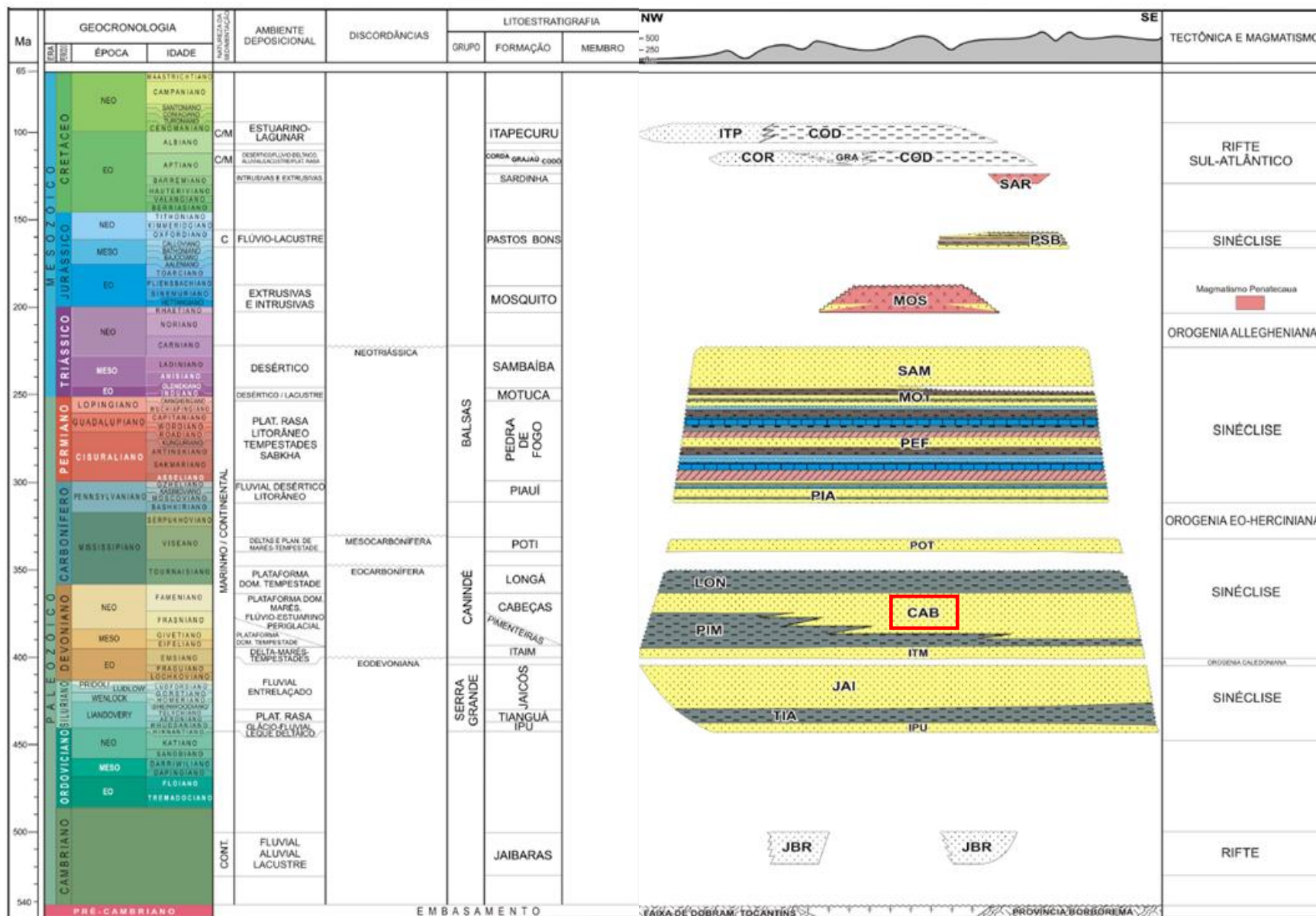


Figura 3 - Diagrama estratigráfico da Bacia do Paraíba (VAZ *et al.*, 2007). O retângulo vermelho representa o intervalo de estudo

creme a branco, estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio avermelhado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e dolomito. De acordo com Góes & Feijó (1994), os sedimentos da Formação Motuca foram depositados num ambiente desértico, com lagos associados. Os arenitos Sambaíba são vermelhos a cor de rosa a creme, em geral finos a médios, subangulosos a subarredondados. Os arenitos Sambaíba são vermelhos a cor de rosa, creme-claro esbranquiçado, em geral finos a médios, subangulosos e subarredondados.

Sequência Jurássica – Esta é constituída somente pela Formação Pastos Bons, tendo em vista que a posição estratigráfica da Formação Corda foi reinterpretada por Vaz *et al.* (2007), e passou a fazer parte da seqüência cretácea. Na parte média da seção ocorrem siltito, folhelho, argilito cinza a verdes, comumente intercalados com arenitos. A porção mais superior é formada de arenito vermelho cor de rosa, fino, gradando para siltito, contendo níveis de folhelho.

Sequência Cretácea – Esta seqüência é constituída pelas formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru. A Formação Codó é constituída de folhelhos, calcáreos, siltitos, gipsita, anidrita e arenitos são os principais litotipos e são freqüentes os níveis de sílex e estromatólito. A Formação Corda refere-se a arenitos vermelhos, castanho avermelhados, muito finos a médios, seleção regular a boa, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxido de ferro e zeólitas. O conteúdo litológico da Formação Grajaú pode ser representado pelas rochas aflorantes na cercania da cidade homônima, arenito creme-claro esbranquiçado, creme amarelado ou variegados, subangulosos, mal selecionados, sendo comum a presença de seixos e níveis conglomeráticos. Os estratos arenosos e pelíticos da Formação Itapecuru são representados por arenitos variegados, finos, friáveis, com estruturas diversas, como estratificações cruzadas *swalley*, *hummocky*, acanalada, tabular, *mud couplets* e escorregamento de massa.

O intervalo estudado está destacado pelo retângulo vermelho na figura 3.

4.1.4 Tectônica e sedimentação

A gênese da bacia está ligada aos pulsos terminais e eventos térmicos do ciclo Brasileiro e de estágios de estabilização da plataforma, que originaram estruturas grabeniformes (identificadas através da sísmica, gravimetria e magnetometria), que controlaram o depocentro inicial da bacia. Os lineamentos Marajó-Parnaíba, Picos - Santa Inês e o Lineamento Transbrasileiro são as três estruturas mais importantes da bacia, sendo este

último mais proeminente, facilmente de ser reconhecido até mesmo em escala sísmica. As mais importantes fraturas e falhas herdadas do embasamento tiveram suma importância, pois controlaram os eixos deposicionais da bacia até o eocarbonífero, Vaz *et al.* (2007). A partir do eocarbonífero, os eixos deposicionais começaram a sofrer deslocamento para a parte central, a sedimentação passou a adquirir um padrão concêntrico, e o novo formato de sinéclise começou a tomar forma, este estágio perdurando até o jurássico.

A sucessão de rochas sedimentares e magmáticas na Bacia do Parnaíba é dividida em cinco supersequências (segundo VAZ *et al.*, 2007), Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácica, todas limitadas por discordâncias. As três primeiras estão diretamente relacionadas ao estágio de estabilização da plataforma e suas discordâncias estão relacionadas a períodos de flutuações de mares epicontinentais.

A configuração do registro sedimentar teve contribuição principal dos mecanismos de subsidência, devido ao estiramento litosférico, sendo a eustasia o principal fator no controle dos ciclos transgressivo-regressivo e das discordâncias na bacia.

A Sequência Siluriana (correspondente ao Grupo Serra Grande), está assentada sob rochas proterozóicas, sendo o depocentro desta originado devido a uma grande subsidência termal. Esta sequência corresponde a um ciclo transgressivo-regressivo completo, que ocorreu principalmente na parte leste da bacia. A Formação Tianguá representa a superfície de inundação máxima, e as camadas Jaicós indicam fácies depositadas em sistemas fluviais, deltaicos e plataformais.

A Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera (correspondente ao Grupo Canindé) está presente em toda a extensão da bacia e foi depositada discordantemente sob a sequência anterior. O processo de subsidência termal continuou ocorrendo de forma contínua e no fim da deposição desta sequência os efeitos da orogenia eoherciniana originaram uma discordância que marcou o fim desta. A Formação Itaim, cuja deposição ocorreu em ambiente deltaico e plataformal, representa o período de início de uma ingressão marinha, cujo ápice culminou numa ingressão marinha máxima, representada pela Formação Pimenteiras, esta depositada em um contexto de plataforma rasa dominada por tempestades (FREITAS,1990). Logo após este período, ocorreu queda do nível do mar, cujo evento regressivo é representado pela Formação Cabeças, depositada em contexto plataformal sob influência preponderante de marés, que é defendido por Góes e Feijó (1994). Na época de deposição da Formação Longá, ocorreu um outro pico de subida do nível do mar, mas não tão grande quanto o que ocorreu na época de deposição da Formação Pimenteiras, a deposição da Formação Longá se deu em

ambiente plataformal dominado por tempestades. Já a última (Formação Poti) caracteriza um outro período de queda eustática, cuja deposição ocorreu em ambientes deltaicos e de planícies de maré, as vezes com influência de tempestades.

A Sequência Neocarbonífera-Eotriássica (correspondente ao Grupo Balsas), é ausente nas bordas da sinéclise devido à intensa erosão, ocorrendo mais na região centro-sul. Esta sequência foi depositada em um início de período de intenso processo de desertificação, sendo o fim desta marcada pela reativação Waldeniana, que marcou a desagregação final do continente Gondwana. Nas quatro Formações que compõem este grupo, observam-se feições características de um processo de desertificação. Esta sequência inicia-se com a Formação Piauí, que caracteriza um ambiente fluvio-eólico com breves incursões marinhas, A Formação Pedra de Fogo caracteriza ambiente marinho raso a litorâneo, fortemente marcada pela deposição de anidritas, indicativas deste ambiente. Já a Formação Motuca é indicativa de ambiente desértico com lagos associados, e o ápice da aridez neste período é marcado pelo amplo deserto caracterizado pela Formação Sambaíba.

A Sequência Jurássica (correspondente a Formação Pastos Bons) teve sua deposição condicionada à subsidência ocasionada devido ao peso das rochas básicas. O fim desta fase teria sido consequência de atividades tectônicas relacionadas a abertura do atlântico. De acordo com Vaz *et al.* (2007), a deposição desta formação se deu em paleodepressões continentais lacustrinas com contribuição fluvial.

A Sequência Cretácica (formações Itapecuru, Corda, Grajaú, Codó), sofreu um deslocamento de depocentro na época de sua deposição, os quais se deslocaram da região central para as proximidades do extremo norte e noroeste como reflexo da abertura do Atlântico.

No Mesozóico, com a intensificação desta abertura, houve eventos distensionais, remobilização de antigas falhas, intenso magmatismo e surgimento de fraturas. Neste contexto, acomodaram-se grandes diques e soleiras básicas, que foram divididas em duas formações: Mosquito e Sardinha. Estes corpos ocorrem mais abundantemente na Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, segundo dados de subsuperfície.

4.2 A Formação Cabeças

4.2.1 Generalidades

A Formação Cabeças foi reportada pela primeira vez por Plummer (1948), nas proximidades da região homônima, para designar uma seção de arenitos médios a grossos, com espessura aproximada de 300m. Kegel (1953), dividiu a unidade em três membros assim denominados: Passagem (inferior), composto de arenitos estratificados, com níveis conglomeráticos intercalados na sua base; Oeiras (médio), representado por arenitos com estratificação cruzada, e Ipiranga (superior), dominado por arenitos maciços, geralmente grossos.

A seção-tipo da Formação Cabeças definida por Plummer (1948) localizava-se ao longo das rodovias percorridas pelo autor entre as cidades de Picos, Oeiras e Valença do Piauí, que infelizmente tiveram seu traçado alterado ao serem asfaltadas. A única descrição explícita desta seção-tipo foi realizada por este autor junto com a descrição das litologias das camadas Passagem, Oeiras e Ipiranga, caracterizadas a seguir.

“As Camadas Passagem devem o nome ao córrego da Passagem, que forma, no povoado de Cabeças, um vale profundo, cavado completamente no arenito Cabeças. Essas camadas assemelham-se bastante ao arenito Oeiras, mas apresentam no topo, em muitos lugares, uma areia branca de quartzo, de granulação fina, contendo algumas marcas de onda. Mais abaixo existem pequenas lentes e leitos delgados de seixos de quartzo, leitos de conglomerado, geralmente mais grosseiro e um pouco melhor estratificado do que o membro Oeiras. Essas camadas não apresentam os conspícuos estratos contorcidos de Oeiras. As Camadas Oeiras, que são melhor observadas nos penhascos existentes ao norte e a leste da cidade de Oeiras e especialmente a leste do campo de aviação, consistem de arenito maciço, cinzento, que se decompõe em vermelho-acinzentado-claro. São caracterizadas pelas faces verticais lisas, (...) e os seus leitos mostram mais linhas de depressão pela gravidade, antes da consolidação, do que qualquer arenito da região. (...) Podem ser observadas dobras invertidas e, quase por toda parte, existem estruturas contorcidas locais. “Diques” e muros de arenito ocorrem nessa camada, onde a areia foi comprimida verticalmente para cima através de juntas ou falhas. As Camadas Ipiranga, constituídas de arenito de textura média, uniforme, com estratificação de delta, afloram nas colinas situadas a oeste e ao norte de Ipiranga, mas podem ser melhor apreciadas nos cortes de estrada e no topo da íngreme colina a oeste da cidade de Oeiras. As camadas do topo e da base apresentam mergulhos fracos para oeste e as intermediárias estão inclinadas fortemente para oeste (...). A estratificação característica de delta persiste nessas camadas lateralmente em grande extensão. Geralmente as Camadas Ipiranga (...) se apresentam em forma de elevações arredondadas e declives recurvados, ao passo que as Camadas Oeiras formam desbarrancados com faces aproximadamente verticais. (PLUMMER, 1948, p. 96, apud PONCIANO, 2009.)

A Formação Cabeças é atualmente dividida nos membros Passagem e Oeiras, apesar de alguns autores terem tentado incorporar o Membro Passagem na Formação Pimenteiras, devido ao fato de as litofácies deste possuírem mais afinidade com esta formação (BEURLEN, 1965).

No Membro Passagem, são descritos frequentemente intercalação de lobos sigmoidais com arenitos com estratificação cruzada *hummocky*. Os macrofósseis ocorrem na parte inferior deste membro, em arenitos médios micáceos, esbranquiçados, com siltitos intercalados e conglomerados. Na parte superior do Membro Passagem, a litologia é mais similar ao Membro Oeiras, arenitos maciços médios e menos micáceos (BEURLEN, 1965); enquanto que o membro Oeiras apresenta aparência mais maciça, embora também apresente alguns níveis conglomeráticos, estratificação cruzada de baixo ângulo, coloração mais acizentada com pouca mica, ausência de macrofósseis. Estruturas de fluidização e escorregamento são comuns, dando aparência de um relevo ruiniforme, descrito para o afloramento de Alpes do Buriti (PONCIANO, 2009). Freitas (1990) atribuiu o paleoambiente da mesma localidade como de uma plataforma dominada por marés, através da descrição de intercalações de fácies de barras de maré e feixes de estratos de maré. O mesmo autor descreveu a intercalação de processos como produto de uma subsidência gradativa.

4.2.2 Natureza do contato

A natureza do contato com a Formação Cabeças varia em diferentes partes da bacia, como descrito por diferentes autores. Oliveira e Barros (1976) consideraram o contato como discordante (erosivo) na borda leste da bacia, devido à ocorrência de conglomerados com seixos fosfáticos, considerados como oriundos da Formação Pimenteira. Lima & Leite (1978) também descreveram o contato como nitidamente erosivo na região de Anísio de Abreu (PI), devido à ocorrência de um conglomerado com 1,10 m de espessura, contendo seixos subangulosos de quartzo e blocos angulosos de siltitos e de folhelhos, imersos em matriz arenosa média a grossa, depositado sobre uma superfície ondulada e irregular esculpida sobre os folhelhos da Formação Pimenteira. É possível concluir que, a natureza do contato com a Formação Pimenteiras irá variar de acordo com a região da bacia.

O contato inferior ocorre de maneira brusca com a Formação Pimenteiras, e abrupto com a Formação Longá (OLIVEIRA, 1997).

Mais recentemente (YOUNG, 2006), posicionou o contato da Formação Cabeças com a Formação Pimenteiras como discordante (brusco, nítido) na borda leste, e não concordante e gradacional como defendem Caputo (1984) e Della Fávera (1990). Esta afirmação de Young (2006), é apoiada na base fortemente erosiva sugestiva de vales incisos fluviais, enquanto que Della Fávera (1990) e Caputo (1984), caracterizaram este contato concordante e gradacional devido a uma mudança litológica de siltitos, arenitos e folhelhos cinza para arenitos finos a grossos, da base da Formação Cabeças.

4.2.3 Distribuição e Modo de Ocorrência

A Formação Cabeças é registrada nas duas bordas da bacia do Parnaíba, possuindo uma ampla e extensa faixa de afloramentos de considerável espessura (300 m), na borda leste da bacia. Ocorre ao longo do Rio Tocantins, onde parece fortemente controlada por antigos lineamentos tectônicos.

Na borda leste da bacia, a Formação Cabeças se apresenta no formato de tabuleiros e escarpas abruptas. Vale ressaltar também algumas formas irregulares que a Formação Cabeças assume em alguns pontos, como feições similares a picos com certa assimetria, citando-se o exemplo do famoso afloramento de Alpes do Buriti, cujas formas irregulares podem ser atribuídas a processos recentes de erosão (figura 4).

O mergulho regional de algumas unidades é de 0 - 30°, direção WNW. Estes mergulhos são levemente alterados devido à proximidade das intrusões ígneas, soleiras de diabásio. Foram registrados neste trabalho alguns pontos em que os arenitos da Formação Cabeças ocorrem em forma de disjunção colunar, tais feições representam a silicificação ocasionada devido ao metamorfismo de contato com intrusões ígneas jurássicas (figura 5), sendo bastante comum confundir estes afloramentos de arenitos silicificados com os próprios basaltos. Foram registrados pontos em que estas intrusões afloram na BR-316, próximo a cidade de Oeiras.

Foi observada por Caputo, (1984) a ocorrência de titlitos relacionados à glaciação neofameniana no topo da Formação Cabeças, com a presença de clastos facetados, estriados e polidos, na borda oeste. Este autor também reportou pavimentos estriados próximo ao Canto do Buriti (Vila de Calembre). Depósitos glaciais da Formação Cabeças ocorrem tanto em

afloramentos como em subsuperfície, como no poço da Petrobras (1-TM-1-MA), perfurado no Maranhão.



Figura 4 - Afloramento típico da Formação Cabeças na localidade de Alpes do Buriti, Piauí (ponto 15).



Figura 5 - Afloramento da Formação Cabeças com disjunção colunar (ponto4).

O preenchimento sedimentar da bacia na época de deposição da Formação Cabeças esteve condicionado a dois eixos deposicionais, um na direção NE-SW e o outro na direção NW-SE, estes coincidindo com a mesma direção dos Lineamentos Transbrasiliano e Picos Santa Inês, respectivamente. O primeiro eixo (NE-SW) foi o responsável pelas acumulações sedimentares de maior espessura, pois este apresentou maior subsidência. O eixo de direção NW-SE manteve maior estabilidade, com sutil deslocamento para SW.

Segundo Cunha (1986), a deposição da Formação Cabeças esteve condicionada ao longo da subsidência da falha de Guaraciaba e do Lineamento Sobral - Pedro II (direção NE-SW), como é possível visualizar na figura 6. O retângulo vermelho representa a área de estudo.

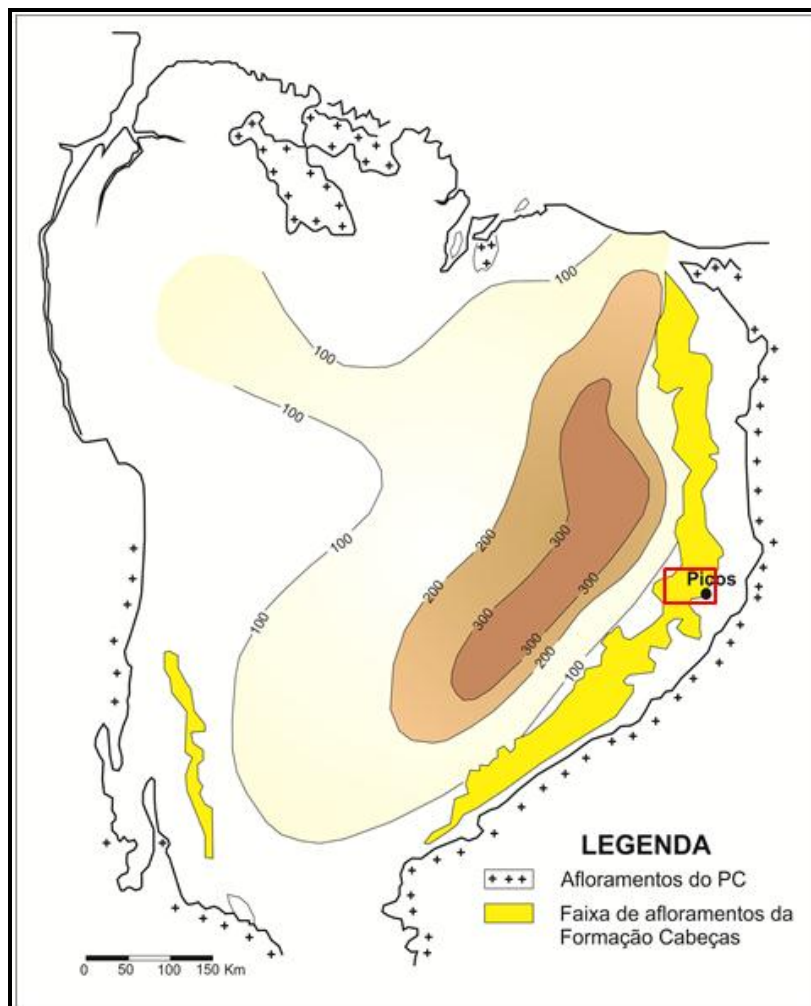


Figura 6 - Mapa de isópacas da Formação Cabeças (modif. de Cunha, 1986). A área de estudo encontra-se representada pelo retângulo vermelho.

4.2.4. Idade da Formação Cabeças

A fauna do Membro Passagem foi identificada primeiramente por Caster (1948) e Kegel (1953), que em seus respectivos trabalhos utilizaram braquiópodes, bivalvíos, trilobitas, gastrópodes, crinóides, tentaculídeos e fragmentos vegetais para determinar a idade devoniana desta unidade litoestratigráfica.

Mais tarde, Kegel (1965) citou a ocorrência dos icnofósseis *Rusophycus* isp. e *Cubichnia* isp. na Formação Cabeças, mas esses registros foram revisados como pertencentes às formações Pimenteira e Jaicós por Rodrigues (2001).

Andrade (1968) por analogia com as bacias do Solimões e Amazonas, atribuiu idade fameniana para o topo da Formação Cabeças devido à presença dos diamictitos os quais apresentam a mesma idade destas bacias. Paralelamente, foi publicado um trabalho por estes autores com datação com base em biozonas de miósporos, atribuindo também idade fameniana.

A catalogação das espécies descritas por Melo (1985), é ainda a fonte mais atualizada e completa para os taxa da Formação Cabeças. Foi citada por este autor a ocorrência de icnofósseis de trilobitas no km 305 da BR-316, além da ocorrência de fragmentos de algas e de licófitas terrestres.

Na borda leste, a porção inferior da Formação Cabeças é considerada de idade givetiana, de acordo com os macrofósseis (MELO, 1988). Segundo Fonseca (2004), *Pleurochonetes comstocki*, um Chonetoidea identificado na base da Formação Cabeças (borda leste), é conespecífico com formas ocorrentes nos sedimentos neo-eifelianos a eogivetianos da Formação Ererê, na Bacia do Amazonas.

Do ponto de vista da estratigrafia de seqüências, Freitas (1990) considera de idade frasniana o período de transgressão máxima ocorrente em todas as bacias paleozóicas brasileiras. Tal evento de inundação máxima estaria representado por uma seção arenosa na região aflorante (Formação Cabeças) e pela zona condensada denominada de marco 550 (figura 7), ou seja, a Formação Cabeças para este autor é de idade Fameniana.

A coluna estratigráfica de Grahn *et al.* (2001) com base em quitinozoários posicionou a base da Formação Cabeças (Membro Passagem) como de idade givetiana, enquanto que o topo da Formação Pimenteira atinge a parte superior do Frasniano e o restante da Formação Cabeças no limite Frasniano/Fameniano. Este mesmo autor não atribuiu nenhuma idade para o

topo da Formação Cabeças, pois não foram registradas ocorrências fósseis, citando o fato de que houve um declínio de microfósseis marinhos no Devoniano devido ao evento regressivo.

Melo & Loboziak (2003) propuseram para a Bacia do Amazonas com base na integração do zoneamento de miósporos, com o de quitinozoários para a Bacia do Parnaíba, uma idade neofameniana para o topo da Formação Cabeças, na borda oeste e parte central da bacia.

Posteriormente, Santos & Carvalho (2009) atribuíram na região de Picos, idade eogivetiana com base em braquiópodos, bivalvíos e trilobitas, também registraram a ocorrência dos icnofósseis *Rusophycus* isp. e *Cruziana* isp. na mesma formação, embora sem especificar sua procedência geográfica. Foi destacado o fato que da grande variação lateral de fácies, logo esta composição faunística irá se diferenciar da Formação Pimenteiras.

4.2.5 Estratigrafia de Sequências

Estratigraficamente, a Formação Cabeças está posicionada entre os folhelhos marinhos da Formação Pimenteiras (subjacente) e Formação Longá (sobrejacente).

Observa-se um resfriamento gradativo na época de deposição da Formação Cabeças. Espera-se que para períodos mais gelados não ocorra predomínio de atividades de tempestades, e sim os processos menos episódicos passem a serem impressos nestes sedimentos (FREITAS, 1990).

A figura 7 mostra a curva de variação eustática feita para o Devoniano por Johnson *et al.* (1985), onde estão representados os principais eventos de subida e descida do nível eustático, e considerou-se para fins de correlação a tendência geral. Nela, observa-se que há uma ascensão a partir do andar Emsiano, uma leve inflexão durante o Givetiano, no Frasniano ocorreu o ápice e no Fameniano uma queda visível. Para a sequência estudada, é possível que a ascendência na curva tenha sido causada por movimentação continental, e que as quedas dos pulsos tenham sido causados por eventos glaciais, causando a queda do nível eustático.

A superfície de inundação máxima (SIM) é bem caracterizada no mundo todo e é relacionada como o ponto de máximo nível eustático durante o Devoniano (Frasniano), podendo ser relacionada a um grande período de espalhamento oceânico. Este período transgressivo reportado é responsável pela deposição e preservação de espessas seções de folhelhos escuros riquíssimos em matéria orgânica os quais representam o nível gerador mais

importante para as bacias paleozóicas, este nível está relacionado com o marco 550 (DELLA FÁVERA, 1990). A partir deste máximo transgressivo é iniciada a deposição correspondente à seção estudada.

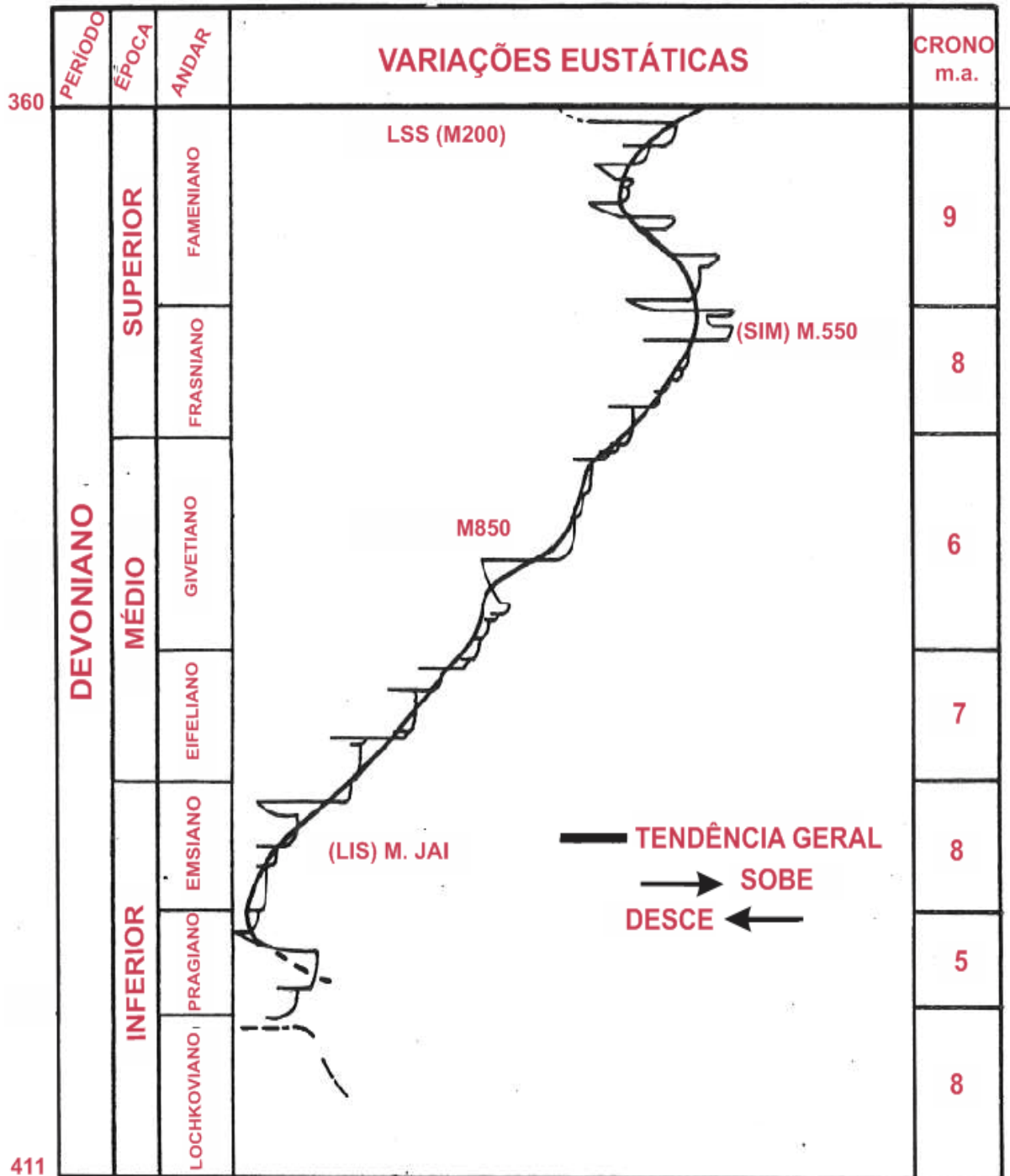


Figura 7 - Tendência da variação eustática durante o Devoniano. São representados o máximo eustático (M550), e dois pulsos de rebaixamento eustático seguidos por subidas (M850 e M200). (JOHNSON *et al.* 1985)

Antes do final do Devoniano, ocorreu o fim do período glacial, retornando as condições marinhas e a deposição da sequência Carbonífero-Mississippiana.

Freitas (1990) afirmou que a parte superior da Formação Pimenteira e a totalidade da Formação Cabeças correspondem a um trato de sistemas de nível alto, subdividido em parasequências progracionais (o topo da Formação Pimenteira e o Membro Passagem) e agradacionais (Membro Oeiras), e o limite superior marcado por grande modificação climática durante o Frasniano-Fameniano, sendo depositadas fácies glaciais, caracterizando assim, o evento regressivo. Della Fávera (1990) identificou marcos elétricos na Bacia do Parnaíba,, correlacionáveis regionalmente. A partir daí, foi interpretado que a Formação Cabeças representa o topo da Sequência Devoniana, de segunda ordem, constituída pelas formações Itaim, Pimenteira e Cabeças, limitada por uma discordância de origem tectônica, na base, e por um nível de diamictitos correspondente ao evento glacial no topo.

Young (2006) posicionou estratigraficamente a Formação Cabeças numa superfície regressiva (20R), que é marcada a passagem brusca de um paleoambiente de antepaia para um fluvial, devido a um evento de regressão forçada.

4.2.6 Sistemas deposicionais

Mesner e Wooldrige (1964), em seu estudo sobre a intitulada “Bacia do Maranhão”, atribuem a Formação Cabeças um ambiente marinho e deltaico. Lima e Leite (1978), atribuíram para a Formação Cabeças um paleoambiente litorâneo a marinho raso, com contribuições deltaicas e influência de ondas. Foi salientado pelo autor que esta origem marinha é atribuída ao baixo teor de boro encontrado nos sedimentos, indicativo de baixa salinidade nas águas. Estes autores também salientaram as fácies glaciais encontradas no topo desta formação, resultantes de depósitos de corrente de turbidez.

Inicialmente Della Fávera (1980) definiu para a Formação Cabeças um paleoambiente de plataforma, destacando a presença de “*sand waves*”. Mais tarde, Della Fávera (1990), tentou dividir as sequências identificadas em tipos 1 e 2. As sequências tipo 1 seriam aquelas que apresentassem limite inferior de truncamento e exposição da plataforma, já as do tipo 2, seriam aquelas que não se separassem por discordâncias pronunciadas. Este tipo de determinação seria difícil pois todas as sequências apresentariam pelo menos dois tratos de sistemas, então o autor separou entre tendências transgressivas e regressivas. Em termos de sistemas deposicionais, o autor verificou que no intervalo transgressivo predominam fácies de

sistemas de plataformas dominadas por tempestades enquanto que no regressivo dominam sistemas transicionais e continentais. Os corpos sigmoidais bastante fluidizados ainda apresentam fósseis marinhos, denotando ambiente de caráter transicional.

Caputo (1984) atribuiu para a Formação Cabeças um ambiente de leques deltaicos e lobos glaciais. Esta conclusão foi tirada devido a inúmeras evidências descritas pelo autor, como arenitos maciços e deformados, tilitos, ritmitos, clastos polidos, facetados e pavimentos estriados, sem deformação. Pouco mais tarde, sugeriu-se ambiente glacio-marinho (CAPUTO, 1985).

A associação de fácies descrita por Freitas (1990) leva predominantemente a reformulação de um modelo de plataforma dominado por tempestades, os quais seriam preservados em condições mais distais onde os efeitos de maré não atuassem gradando a um domínio de corrente de maré para partes mais rasas. As fácies descritas refletem para o topo condições cada vez mais proximais.

Mabesoone (1994) sugeriu um paleoambiente litorâneo para o Membro Passagem e deltaico para o Membro Oeiras. Apesar deste último ter sido descrito em muitos trabalhos como “corpos de estrutura maciça”, este autor descreveu estruturas de deformação causadas pelo escorregamento de frentes deltaicas.

Já Oliveira (1997), infere a ocorrência de eventos de avanço e recuo de geleiras durante o Fameniano. O autor identifica pelo menos duas fases de avanço de geleira, indicados pela observação de dois níveis depósitos glaciais terrestres. O autor também cita um período de erosão durante a retirada da geleira, pois processos erosivos superpõem-se a processos deposicionais.

Young (2006) com o apoio da análise estratigráfica de poços na borda leste da bacia, atribuiu a Formação Cabeças um paleoambiente fluvial na transição Pimenteira / Cabeças. Este ambiente foi estabelecido devido à detecção de uma superfície regressiva (20R), e também pela descrição de sucessões de fácies de arenitos com estratificação cruzada, intraclastos argilosos evidenciando processos erosivos e laminação plano-paralela.

Vaz *et al.* (2007) mantiveram a interpretação feita por Góes e Feijó (1994), atribuída a Formação Cabeças como ambiente plataformal sob influência de correntes por processos de maré, também ocorrendo fácies fluvio-estuarinas, apenas ressaltando que a estratificação

cruzada sigmoidal e tabular são predominantes e tempestitos ocorrem no topo com a Formação Pimenteiras.

Mais recentemente, Ponciano & Della Fávera (2009) com a análise combinada das tafofácies e da composição da fauna do Membro Passagem, sugerem que os depósitos fossilíferos na borda leste da Bacia do Parnaíba, representariam a parte distal da barra de embocadura de um sistema flúvio-deltaico influenciado por inundações, sujeito a eventos episódicos de tempestades. Tais depósitos, vindo principalmente de sudeste, com progradações menores a leste, e com fácies glaciais no topo. Este fato é corroborado por Fonseca *et al.* (2010), em estudo realizado com a descrição de crinóides da Formação Cabeças. A forma de ocorrência dos crinóides encontra-se em concordância com este modelo, pois em períodos de baixa taxa de sedimentação ocorria a desarticulação completa, interrompidos por períodos de sedimentação episódica, causando rápido soterramento e de forma esparsa.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Caracterização Sedimentológica e Fácies sedimentares

Propõe-se também nesta dissertação a abordagem da caracterização sedimentológica a partir de dados da literatura. Muito embora tal discussão tenha se apresentado em forma de revisão bibliográfica, tal levantamento e discussão foram cruciais para se conhecer o que já foi escrito em termos de descrição faciológica da Formação Cabeças, e assim tornando possível a correlação faciológica com trabalhos futuros. Desta maneira, como um dos resultados deste trabalho, apresenta-se uma compilação em forma de discussão bibliográfica sobre os trabalhos mais relevantes neste âmbito na bacia e também em forma de quadros, cujas fácies sedimentares descritas por cada autor estão separadas por quadro.

5.1.1 Levantamento bibliográfico

Na borda leste da Bacia do Parnaíba, os sedimentos da Formação Cabeças já foram interpretados por alguns autores, e quase todas as interpretações mais recentes contemplam uma conclusão em comum: existência de um ambiente glacial no topo, de idade fameniana. Em 1984, Caputo foi quem mais se dedicou a documentar os vestígios e descrever mais detalhadamente os processos e feições deste ambiente no topo da Formação Cabeças. Oliveira (1997), dedicou-se ao estudo do ambiente glacial na bacia, descrevendo detalhadamente feições típicas, fácies glaciais e com menor detalhe as fácies não glaciais. A partir deste trabalho, o autor conclui que a sucessão é composta de depósitos típicos de avanço de geleira associados a uma sucessão glaciomarinha turbidítica. Outros autores deram importante contribuição para o modelo deposicional, Freitas (1990) até hoje, foi quem descreveu mais detalhadamente as associações faciológicas em afloramentos, sugerindo um modelo de plataforma dominado por tempestades.

Santos (2005), não deteve enfoque na Formação Cabeças, mas mesmo assim descreveu três fácies, e com base em conhecimento prévio da literatura, propôs um modelo caracterizado como sistema deposicional transicional representado por frente deltaica proximal, dominado por fácies canalizadas e sigmoidais de um sistema flúvio-deltaico submerso.

Ponciano e Della Fávera (2009), utilizando dados de campo, tafofácies e composição faunística afirmaram um modelo de barras de desembocadura de um sistema fluvio-deltaico dominado por inundações.

Ponciano (2009) enfocou no estudo de tafofácies, o qual também forneceu importante contribuição para o modelo. A autora identificou três tafofácies (restritas somente ao Membro Passagem). Baseando-se nas concentrações fossilíferas e nas assinaturas tafonômicas concluiu que as duas primeiras tafofácies refletem períodos de taxa de sedimentação baixa a intermediária, quando predominaram os processos tafonômicos de fundo, associados a inundações fluviais normais caracterizando ambiente mais proximal, enquanto que a terceira tafofácies ocorreu num contexto mais distal, caracterizando “tempestitos” proximais.

Algumas interpretações relevantes para os arenitos da Formação Cabeças são destacadas a seguir:

No Parque Nacional de Sete Cidades, no estado do Piauí, a nordeste da bacia, os arenitos da Formação Cabeças apresentam modelados semelhantes às denominadas *sand waves* (WALKER, 1984).

Segundo Cunha (1981) que desenvolveu trabalho regional na borda oeste da bacia, a Formação Cabeças corresponde a arenitos finos a médios, por vezes grossos, de coloração esbranquiçada e mal selecionados que comumente exibem estratificação cruzada de baixo ângulo. Ocorrem também feições erosivas, como canais preenchidos por diamictitos. Estes sedimentos gradam em direção a sudoeste para arenitos e diamictitos com clastos milimétricos a centimétricos de arenitos, siltitos, folhelhos, quartzo, quartzito e mais raramente gnaisses e granitos. Aparecem ainda arenitos maciços deformados, com abundantes feições de escorregamento, dobras convolutas e sobrecarga, interpretadas como resultantes de colapso. Estas feições são características da Formação Cabeças.

Della Fávera (1990) descreveu a Formação Cabeças como arenitos quartzosos médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos com diamictitos ocorrendo eventualmente no topo. Segundo este autor, as fácies predominantes seriam as com estratificação cruzada sigmoidal (lobos sigmoidais) e estratificação cruzada tabular, com tempestitos ocorrendo na transição para a Formação Pimenteira.

Góes e Feijó (1994) definiram-na como arenitos finos bem selecionados de ambiente plataformal com correntes desencadeadas por processos de maré. O Grupo Canindé é

correlacionável ao Grupo Paraná (Bacia do Paraná), aos grupos Urupadi e Curuá (Bacia do Amazonas), e ao Grupo Marimari da Bacia do Solimões.

Oliveira (1997) cujo trabalho foi focado somente nos depósitos glaciais da Formação Cabeças, concluiu através de sua descrição faciológica, que os primeiros depósitos formados durante o evento glacial são representados por arenitos finos a grossos até microconglomeráticos, comumente com estratificação cruzada plano-paralela e acanalada. Estes depósitos são interpretados como de origem glaciofluvial, e ao fim do ciclo do avanço das geleiras, fluxos de derretimento originariam sedimentos mais finos. Na figura 9, observa-se a associação glacial genérica proposta pelo autor na borda oeste.

A glaciação neofameniana produziu típicas assinaturas glaciais como pavimentos estriados recobertos por diamictitos com clastos estriados, facetados e polidos de várias litologias, além de ritmitos e blocos de embasamento erráticos (CAPUTO, 2008). Arenitos finos com aproximadamente 45 metros de espessura com várias feições deformacionais ocorrem entre corpos de diamictito, tais estruturas sugerem acumulações de frente deltaica.

A caracterização da Formação Cabeças realizada pela Petrobras não difere muito das demais publicadas até hoje. Vaz *et al.* (2007) definiram a Formação Cabeças como arenitos cinza claros a brancos, médios a grossos com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos. A Sequência Devoniana é composta de rochas de um ciclo transgressivo-regressivo resultante de subsidência e expansão da bacia, causado por aumento da rigidez flexural.

Conforme é possível ver no perfil de referência do Grupo Canindé do poço 2-CP-1-MA, perfurado em 1987 pela Petrobras (figura 8), a Formação Cabeças (representada pelo cabeçalho de cor rosa) é facilmente diferenciável das demais neste grupo, pelo fato das areias estarem delimitadas pelos perfis raios gama (RG), sônico e resistividade, sendo estas areias bastante limpas, sem grandes variações de valores no RG. A porosidade média estimada através dos perfis densidade-neutrão é de 15%, até a profundidade de 1890 metros, a partir de 1990 metros, este valor cai para 9%.

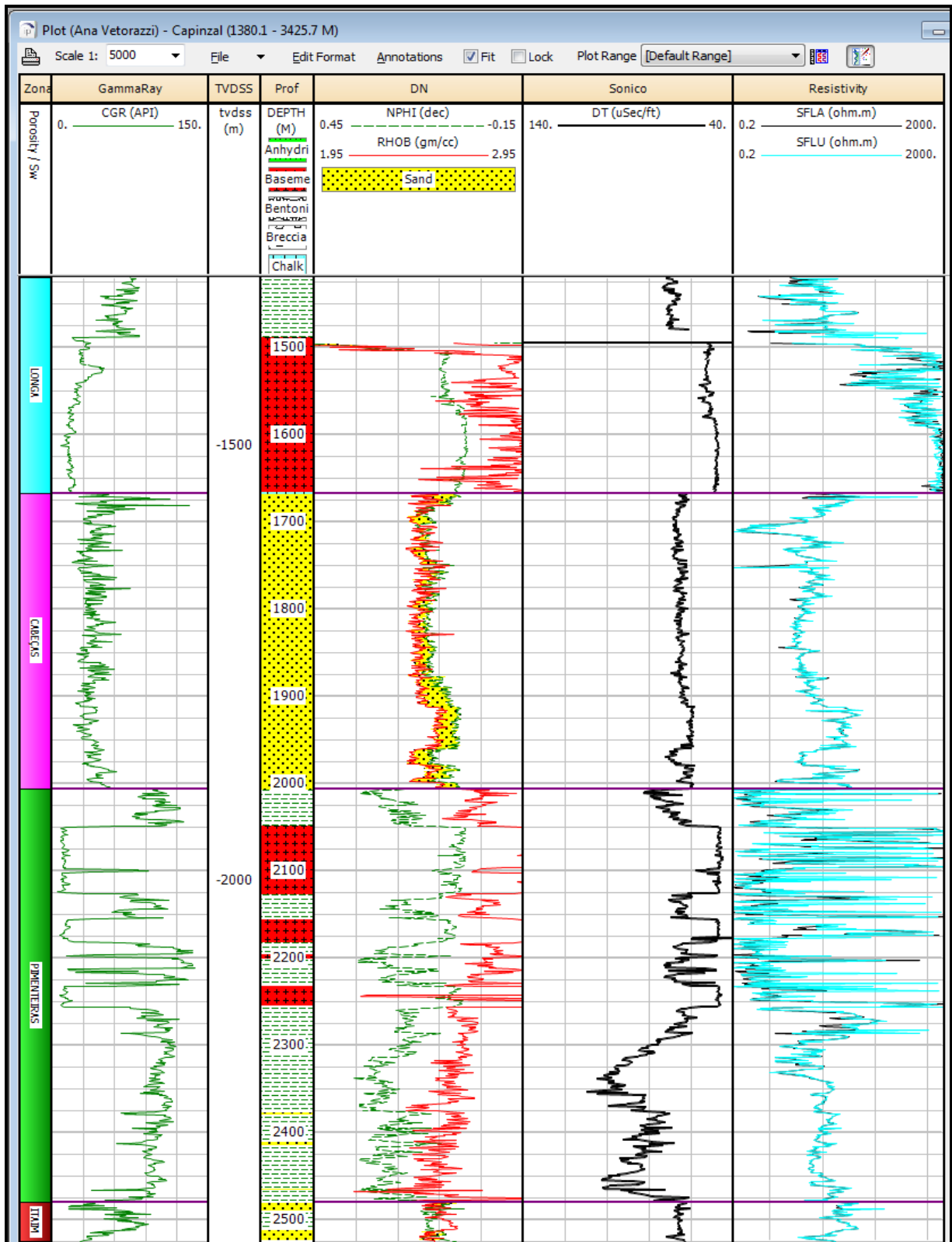


Figura 8- Perfil de referência do Grupo Canindé para o poço 2-CP-1-MA. O intervalo correspondente a Formação Cabeças é claramente demarcado através do perfil de raios gama. (Fonte: PETRA ENERGIA).

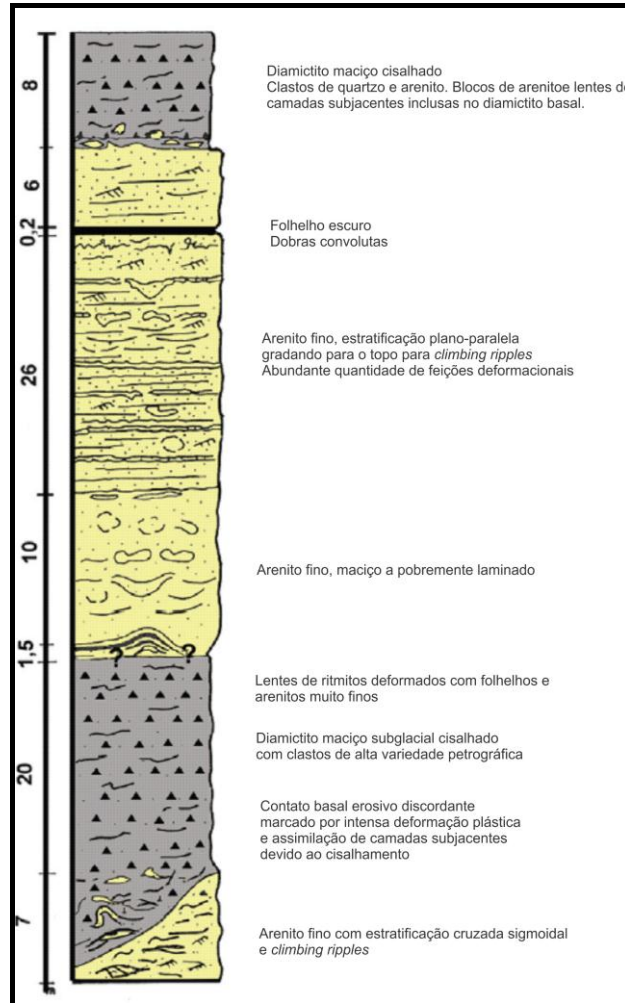


Figura 9 - Associação glacial na borda oeste da Bacia do Parnaíba (adaptado de Oliveira, 1997).

O levantamento bibliográfico das fácies foi de crucial importância e subsidiou a análise faciológica realizada neste trabalho. Desta forma, foram reunidos os levantamentos referentes ao estudo faciológico destes autores para posterior correlação neste trabalho e em trabalhos futuros..

A Formação Cabeças foi reportada por alguns autores em diferentes partes da bacia que se preocuparam com uma descrição mais detalhada. Oliveira (1997) fez o estudo detalhado de afloramentos na borda sudoeste da bacia com a finalidade de caracterizar as diversas fácies diagnosticadas pelo autor como de ambiente glacial e assim estabelecer um modelo deposicional. Apesar do foco deste autor ter sido nas fácies diagnosticadas pelo autor como de ambiente glacial, as não diagnosticadas como de ambientes não glaciais também foram descritas mais sucintamente, pelo fato de não estarem intimamente ligadas ao escopo

do trabalho. A associação glacial na borda oeste proposta por este autor está representada na figura 9.

Quadro 3 – Fácies reconhecidas na borda sudoeste da bacia por Oliveira (1997).

FORMAÇÃO CABEÇAS		FÁCIES	CÓDIGO	
FÁCIES GLACIAIS	PELÍTICAS	Pelito com arenito fino intercalado	PA	
		Pelito deformado	Pd	
	ARENÍTICAS	Arenito fino maciço com estruturas deformacionais	Amd	
		Arenito fino com laminação plano-paralela a climbing ondulações, com estruturas deformacionais	Apr	
		Arenito fino com laminação plano-paralela a ondulada	Apo	
		Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal e climbing ondulações	Asr	
		Arenito médio a microconglomerático com estratificação plano-paralela	App	
		Arenito fino a microconglomerático com estratificações plano paralela e cruzada	Apc	
		DIAMICTÍTICAS	Diamictito maciço	Dm
	Diamictito laminado		Dl	
	Diamictito cisalhado		Dc	
	FÁCIES NÃO GLACIAIS		Arenito fino a grosso com estruturas deformacionais	Ad
			Siltito a arenito fino laminado	SAI
Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de alto ângulo			At ₂	
Arenito médio a grosso com estratificação cruzada sigmoidal			As	
Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo			At ₁	
Arenito fino a grosso com laminação plano-paralela			Ap	

Young (2006) apesar de ter focado em seu estudo na Formação Pimenteiras, incluiu também intervalos limítrofes da formação (*i.e.*, parte superior da Formação Itaim e base da Formação Cabeças). As fácies reconhecidas na Formação Cabeças por este autor são as fácies Am, Ac e Ap.

Quadro 4 – Fácies reconhecidas por Young (2006) nas formações Itaim, Pimenteiras e Cabeças. As litofácies correspondentes a Formação Cabeças são Am, Ac e Ap.

CÓDIGO	DIAGNOSE	PROCESSO
Am	Arenitos maciços	Fluxo gravitacional hiperconcentrado de areias
Ah	Arenitos com estratificação cruzada hummocky	Transporte de areias por ação combinada de fluxos oscilatórios intensos ou correntes
Ab	Arenitos bioturbados	Reelaboração de areias e lamas por organismos bentônicos
Ac	Arenitos com estratificação cruzada	Transporte de areias em regime de fluxo inferior
Ap	Arenitos com laminação plano-paralela	Fluxo oscilatório intenso ou corrente trativa em regime de fluxo superior
Ao	Arenitos com laminação cruzada por onda	Reelaboração de areias por ondas (normais)
Fb	Finos bioturbados	Reelaboração de argilas e/ou siltes por organismos
Fm1	Folhelho maciço	Decantação de finos em ambiente redutor
Fm2	Folhelho maciço avermelhado	Decantação de finos em ambiente redutor com precipitação de siderita
H	Heterolitos: Intercalação de folhelhos e siltitos maciços	Decantação alternada de argilas e siltes gradados
Hf	Heterolitos: siltitos em acamamento <i>flaser</i> com laminação cruzada por onda	Alternância entre processos de decantação e tração (dominante) de finos com reelaboração por onda
Hw	Heterolitos: siltitos em acamamento <i>wavy</i> com laminação cruzada por onda	Alternância entre processos de decantação de finos e tração de areias com reelaboração por onda
Icp	Cruziana proximal	Reelaboração do substrato por organismos invertebrados na região de antepraia inferior, em paleoambiente marinho logo acima do nível de ação de ondas de tempo bom, sob influência de tempestades
Ic	Cruziana empobrecida	Reelaboração do substrato por organismos invertebrados na região de antepraia inferior, em paleoambiente marinho logo abaixo do nível de ação de ondas de tempo bom, sob influência de tempestades
Iz	Zoophycus	Reelaboração do substrato por organismos invertebrados em região de costa afora inferior, em paleoambiente marinho

Freitas (1990) também forneceu significativa contribuição ao estudo faciológico nesta unidade, caracterizando as fácies e sistemas deposicionais em afloramentos da borda leste da bacia, aplicando posteriormente nos conceitos da estratigrafia de seqüências. Este autor caracterizou separadamente as litofácies nas Parasequências Progradantes, Parasequências Agradantes, Topo do Trato de Sistema de Mar Alto e Fácies do Limite Superior de Sequências. O conjunto de parasequências progradantes é composto de parasequências que apresentam da base para o topo, um perfil de engrossamento e espessamento de camadas, refletindo assim, uma progradação em plataforma dominada por tempestades. O conjunto agradacional corresponde à fácies depositadas em uma plataforma sob forte influência de

marés com episódios tempestuosos. No topo do conjunto de parasequências agradantes ocorreu o evento regressivo, que possui fácies de inunditos e evidências de atividades costeiras, e por fim, fácies de nítida origem glacial.

Quadro 5 – Fácies reconhecidas nas Parasequências Progradantes e Agradantes, por Freitas (1990).

	Fácies	Descrição
PARASSEQUÊNCIAS PROGRADANTES	A	Camadas centimétricas de siltitos argilosos, com estratificação <i>wavy</i> e <i>linsen</i> , e ondulações truncantes com razão arenito/folhelho menor que 1. Nódulos fossilíferos e bioturbação baixa a moderada.
	B	Camadas tabulares de arenitos finos a muito finos, com base plana e topo ondulado, com espessuras alcançando 40 cm. Gradação de camadas com estratificações plano-paralelas para <i>hummocky</i> . Bioturbações verticais (<i>skolithos</i>).
	C	Camadas de arenitos finos a médios, lenticulares com amalgamação interna formando corpos de 6 cm de espessura formando <i>hummocky</i> . Corpos descontínuos com bioturbação horizontal.
	D	Espessas camadas de arenitos médio a finos com <i>hummocky</i> , intensamente amalgamados. Associados a estes corpos, observam-se também corpos arenosos com estratificação cruzada tabular em forma de cunhas (Fácies CDr).
	CDr	Arenito médio com estratificação cruzada tabular de 40 cm, com formas externas de tábuas e cunhas. A estratificação é notada devido a uma diferença granulométrica nos estratos. Paleocorrente para NW.
	E1	Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular, de ordem de metros a centímetros.. Estes arenitos apresentam formas de leito de dunas subaquosas de crista reta. Esta fácies é bem semelhante á fácies CDr.
	E2	Arenitos com estratificação cruzada tangencial apresentando camadas de fundo com <i>climbing ondulações</i> na mesma direção do fluxo. Associados ocorrem superfícies de reativação e feixes de estrato de maré (<i>tidal bundles</i>). Na base destas camadas foram identificados clastos de folhelhos e bioturbação. As medidas de paleocorrentes mostram tendência semelhante a fácies E1.
	F1	Arenitos finos micáceos com <i>hummockys</i> de grande espaçamento entre as cristas (maior que 0.5m) intercalado com as fácies E e G.
	F2	Associada a fácies F1, ocorre fácies de arenito fino a médio, preenchendo formas de canais recortados na fácies E, com clastos de folhelhos e seixos de rocha sedimentar na forma de depósitos residuais. Na localidade foi observado um canal de direção aproximada NW, preenchido por <i>hummocky</i> e clastos de rocha.
	G	Arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada, estratos espessos (largura de 5cm), de areia grossa a muito grossa em forma de cunhas onde localmente se observa gradação inversa.
PARASSEQUÊNCIAS AGRADANTES	1	Níveis conglomeráticos associados a barras arenosas: Arenitos médios com estratificação cruzada tabular de larga escala, com níveis conglomeráticos e matriz arenosa, com clastos de folhelhos e arenitos de 20 cm.
	2,3,4,5	Barras arenosas plataformais: Fácies 2- Arenitos médios a grossos com estratificações tabulares gigantes, fluxos de grão com gradação inversa de espessuras de 5 cm. Fácies 3- Arenitos médios a grossos, com estratificações cruzadas gigantes de baixo ângulo, níveis de fluxo de grão com espessuras de 2-7 cm. Fácies 4- Arenitos médios homogêneos com estratificações cruzadas tabulares de larga escala. Formas geométricas de cunhas amalgamadas e intensamente bioturbadas. Fácies 5- Arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas de pequena escala.
	6	Feixes de estratos de maré – Arenitos finos a médios, com intensa acresção vertical de barras arenosas de cristas retas e sinuosas, retrabalhamento de fluxos unidirecionais formando superfícies de reativação. Nos planos de parada sedimentar, observa-se intensa bioturbação, e para cada conjunto, ocorre uma passagem de arenitos com estratificação cruzada para níveis argilosos com <i>ondulações</i> .
	7	Lençóis arenosos – Camadas com estratificação cruzada tangencial de pequeno a médio porte com direção NW. As superfícies superiores apresentam-se bioturbadas e ocorrem intercaladas com depósitos silticos argilosos <i>linsen</i> e <i>wavy</i> , com marcas de carga.
	8	Barras arenosas isoladas- Formas de leito com altura de até 2 metros, sem estruturas internas visíveis intercaladas a níveis argilosos.
	9	Barras arenosas de plataforma rasa- Arenitos finos a médios com formas lenticulares com gradação da base para o topo de camadas com <i>linsen</i> , <i>wavy</i> e <i>flaser</i> bifurcados. Bioturbações no topo

Quadro 6 – Fácies reconhecidas no Topo do Trato de Sistemas de Mar Alto e do Limite Superior de Sequência, por Freitas (1990).

TOPO DO TSMA	1	Arenitos finos a muito finos com formas tabulares gradando de níveis maciços para níveis de estratificações plano-paralelas localmente deformadas e gradando para níveis com <i>climbing ondulações</i> . Camadas de estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte no topo.
	2	Arenitos finos bem selecionados com estratificações cruzadas de baixo ângulo, com icnofósseis do tipo <i>Skolithos</i> .
	3	Arenitos finos a muito finos bem selecionados com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte possuindo também <i>Skolithos</i> assim como na fácies anterior.
LSS	ASM	Arenitos seixosos maciços associados a clastos de arenito fino a muito fino. Lateralmente aos clastos de forma dispersa na massa arenosa, ocorrem <i>stress pilars</i> , espaçadas 5 cm, arranjadas em <i>en echelon</i> .
	ASM2	Arenitos seixosos maciços associados a seixos e matacões de rochas Pré-Devonianas e lateralmente a camadas deformadas.
	ASM3	Seixos e matacões de rochas Pré-Devonianas e pavimentos de arenito seixosos de formas poligonais.
	ASM4	Pavimento estriado associado a abundantes matacões e seixos em arenitos com estratificação cruzada.

Santos (2005) não enfocou na Formação Cabeças, e sim nas Sequências Siluro-Devoniana e Eocarbonífera; Analisou afloramentos na região central do Piauí, como subsídio para o entendimento de possíveis rochas-reservatório. Muito embora este autor não tenha dado como objetivo principal e a descrição detalhada dos arenitos da Formação Cabeças, este reconheceu três litofácies em dois afloramentos inseridos na borda sudoeste (quadro 7).

Quadro 7 – Litofácies reconhecidas na Formação Cabeças por Santos (2005) na borda sudoeste da bacia.

Fácies	Diagnose	Descrição	Interpretação
Sr	Arenitos muito finos com marcas de onda	Espessura de 20cm de areia fina e muito fina muito bem selecionada, apresenta ampla continuidade lateral com geometria acanalada a tabular. A estrutura primária encontrada é a estratificação, e as secundárias estão representadas por bioturbações e estruturas de carga de pressão tipo <i>flame</i> . A direção de paleocorrentes é fornecida pelos estratos com <i>hummocky</i> , com sentido de 60°.	Depositada nas margens de um leito de escoamento fluvial, onde ocorreu certa desaceleração no fluxo sedimentar dos cursos fluviais.
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Arenito médio e bem selecionado, com grande continuidade lateral. Espessura média de 5m e geometria tabular com estratificação cruzada acanalada do tipo <i>swaley</i> com superfícies erosivas de canais entalhados na fácies sotoposta (Sr).	Escavamento de canais relacionados ao recuo da linha de costa e posterior quebra de nível de base do sistema fluvial. Planície deltaica com canais distributários principais.
Sp	Arenito com estratificação cruzada planar	Apresentam espessura média de 2m. Arenitos finos a médios bem selecionados com estratificação cruzada planar e de grande porte. O sentido das paleocorrentes é NW. Os sets mergulham em baixo ângulo (25°)	Barras de desembocadura de deltas.

Quadro 8 – Tafofácies reconhecidas no Membro Passagem por Ponciano (2009), na borda leste da bacia.

Tafofácies	Diagnose	Interpretação	Conclusão
1	Concentrações fossilíferas dispersas, bem selecionadas. Fitoclastos mal preservados e valvas de braquiópodes se apresentam desarticuladas e grau de fragmentação ausente ou baixo.	Correntes de turbidez (águas rasas unidirecionais)	Períodos de taxa de sedimentação baixa a intermediária, associadas a inundações fluviais normais.
2	Concentrações fossilíferas fracamente empacotadas, com a totalidade dos bioclastos desarticulados. Grande variação de classes de tamanho e qualidade de preservação, além de um elevado grau de fragmentação. Incrustações presentes .	Correntes de turbidez de águas rasas unidirecionais (porção inferior e mais proximal).	Ambiente proximal associados a região de barra de embocadura de sistema fluvio deltaico influenciado por inundações.
3	Concentrações fossilíferas fraca a moderadamente empacotadas e bem selecionadas, predominância de valvas desarticuladas, sem incrustações, grau de fragmentação ausente ou baixo e bordas sem modificações aparentes.	Sedimentação episódica, ação de correntes de turbidez de águas rasas originadas por tempestades. Transporte de areias por ação combinada de fluxos oscilatórios intensos	Contexto distal, caracterizando "tempestitos proximais". Concentração fossilífera "alóctone", tendo sido transportada durante eventos episódicos de tempestades.

5.1.2 Discussão de dados de campo

Foram reconhecidas 7 litofácies na área de estudo, das quais 5 são areníticas, 1 rudítica e uma pelítica, e encontram-se resumidas no quadro 9. Para a diagnose destas litofácies, foram utilizados fundamentalmente critérios texturais e estruturas sedimentares.

A descrição faciológica restringiu-se a 4 afloramentos visitados, os quais foram julgados como sendo os mais representativos para a descrição. A ordem de descrição obedece a ordem das fotomontagens disposta nas próximas páginas.

A interpretação das fácies baseia-se fundamentalmente no processo deposicional.

Petrograficamente, são destacadas aqui algumas peculiaridades observadas nas fácies arenosas (1) predominância de quartzo monocristalino; (2) secundariamente predominam os feldspatos; (3) micas, zircão, turmalina e outros minerais pesados ultraestáveis e opacos (óxidos) estão presentes em menor abundância; (4) contatos longos e suturados; (4) porosidade predominantemente secundária, do tipo intergranular e intragranular, por dissolução de grãos.

Quadro 9 –Litofácies reconhecidas neste estudo

	FÁCIES	DIAGNOSE	PROCESSO
Areníticas	Ac	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Migração de formas de leito 3D sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior.
	At	Arenito com estratificação cruzada tangencial	Deposição por corrente trativa unidirecional
	Ar	Arenitos com laminação cruzada cavalgante	Migração horizontal e cavalgamento sob regime de fluxo inferior.
	Acb	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo transicional a superior associado com rápida desaceleração.
	Az	Arenito com estratificação cruzada tabular	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior.
Rudítica	Dm	Diamictito maciço	Fluxo caótico de detritos desencadeado devido ao derretimento de base de geleiras.
Pelítica	SA	Siltito laminado a arenito muito finobioturbado	Deposição a partir de suspensão em ambientes com baixa energia.

Fácies Az – Arenitos com estratificação cruzada tabular

Diagnose – Arenito com estratificação cruzada tabular

Interpretação – Transporte de areias por fluxo unidirecional (corrente) em regime de fluxo inferior.

Descrição e discussão – Correspondem a arenitos finos superiores, de seleção moderada a boa, cor laranja, com estratificação cruzada planar, sendo o tipo dominante as de porte médio, sendo mais raras as de porte pequeno e baixo ângulo. A estratificação cruzada é ressaltada devido a diferença de granulometria, especialmente no ponto 3 no qual dentro dos *sets* é notada presença de fileiras de grãos grossos intercalados a grãos médios e finos. No ponto 3, esta fácies encontra-se deformada no topo pela fácies sobrejacente (Fácies Dm) (figura 10). A granulometria e a seleção eliminam as chances desta ser originada em ambiente eólico e caracterizam-a como produto de correntes subaquosas gerando formas de leito bi ou tri-dimensionais (Boggs, 1992). Esta fácies é caracterizada neste ponto como proveniente de superposição de barras fluviais entrelaçadas representando barras de acreção frontal. Normalmente estas são caracterizadas pela migração de corpos sobrepostos no dorso e na parte frontal da forma de leito principal (BRISTOW, 1987). As estratificações cruzadas são encontradas dentro dos *sets*, separados por superfícies inclinadas. Esta fácies encontra-se representada na fotomontagem 1 (figura 12). Corresponde a fácies Ac de Young (2006), a

fácies Sp de Miall (1996), e a fácies CDr de Freitas (1990), interpretada como formas de leito de dunas subaquosas de crista reta.



Figura 10– Aspecto geral da fácies Az. Observe a estratificação cruzada tabular bem marcada.

Fácies Dm – Diamictito maciço

Diagnose – Paraconglomerado maciço polimítico

Interpretação – Fluxo caótico de detritos desencadeado devido ao derretimento de base de geleiras.

Descrição e discussão– Corresponde a um paraconglomerado maciço polimítico, de coloração esbranquiçada e arroxeadada (alteração) composto por matriz areno-argilosa, muito mal selecionada, contendo grânulos e pequenos seixos de formas variadas, em grande maioria de quartzo, em alguns pontos apresentando fraturas subverticais (figura 11).

Uma hipótese lançada para depósitos desta natureza (de espessuras reduzidas e ocorrência restrita), é a de pequenos canais que foram desenvolvidos na base das geleiras (*tunnel valleys*), onde a água de derretimento escoava por estes pequenos canais. Desta maneira, com o constante escoamento da água de derretimento, o material da geleira “desabava” sobre o material subjacente ainda pouco consolidado, formando estruturas do tipo “gavota”, como é possível ver na fotomontagem correspondente ao ponto 3. (figura 12)

Esta fácies corresponde a fácies Dm de Oliveira (1997), cuja associação de fácies na qual esta se encontra corrobora a descrição acima, que trata de um ambiente de frente de geleira cujo fluxo de massa estaria ligado a correntes ou canais de água de derretimento, durante períodos de geleira estacionária. Também corresponde a fácies ASM 1 de Freitas (1990), também interpretada como resultante de fluxos de detritos e preenchimento de canais.



Figura 11 – Aspecto geral da fácies Dm, diamictito maciço. Observar as fraturas subverticais.

Ponto 3

E

W



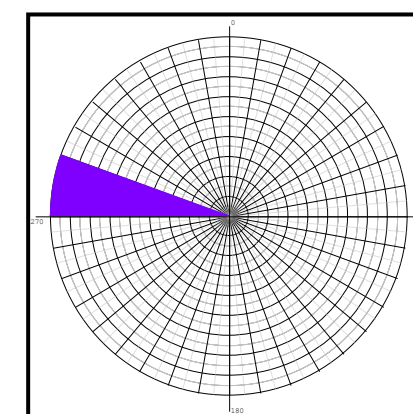
Fotomontagem 1



Fácies Dm



Fácies Az



W

E



Fotomontagem 2

Figura 12 - Detalhe da fotomontagem referente ao ponto 3. As fácies Dm e Az podem ser vistas no zoom na fotomontagem 1. Notar também a roseta de frequência de paleocorrentes da facies Az, com direção predominante 270 (NW)

Fácies Acb – Arenito com estratificação cruzada sigmoidal

Diagnose – Arenito com estratificação cruzada sigmoidal

Interpretação – Transporte de sedimentos por processo de desaceleração de fluxo.

Descrição e discussão – Arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, cor alaranjada clara, e estratificação cruzada sigmoidal (assintótica no topo e na base), há a presença de abundantes intraclastos na base, ondulações e bioturbação do tipo *skolithos*. O topo destes corpos apresenta-se truncado e em contato brusco com as camadas argilosas bioturbadas, indicativos de parada de sedimentação. Della Fávera (1984), interpretou estas formas sigmoidais como resultantes da desaceleração muito rápida de jatos homopícnais turbulentos a saída de cursos d'água, com os sedimentos tendo sido depositados em localidade não muito distante da fonte, com estas feições sigmoidais apresentando perfil de granocrescência ascendente para cada corpo individual. Este autor compara a formação destas sigmoides aos inunditos clássicos, pelo fato de considerar ambos formados por eventos episódicos, sendo os inunditos formados por jatos com maiores eficiências (hiperpícnais). A presença de bioturbação do tipo *skolithos* faz supor que tais jatos homopícnais estariam desaguando em ambiente de plataforma rasa. O processo formador desta geometria é descrito com mais detalhe na interpretação paleoambiental. Na fotomontagem referente a este ponto, é possível notar com clareza os corpos sigmoidais (figura 14)

Esta fácies corresponde a fácies Asr de Oliveira (1997), arenitos com estratificação cruzada sigmoidal.



Figura 13– Aspecto da fácies Acb mostrando abundante quantidade de intraclastos.

NW

Ponto 8

SE



Fotomontagem 3



(A) Fácies Acb

(B) Bioturbação *Skolithos*

(C) Detalhe dos sedimentos finos intercalados

(D)

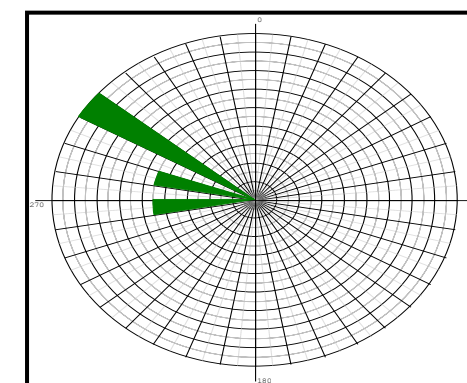


Figura 14- Detalhes da fotomontagem referente ao ponto 8. (A) Detalhe da fácies Acb em afloramento; (B) Bioturbação presente do tipo *Skolithos*; (C) Detalhe dos finos intercalados nesta fácies. (D) Paleocorrentes de direção predominante 285 (NW)

Fácies Ar – Arenitos com laminação cruzada cavalgante (*climbing-ripple lamination*)

Diagnose – Arenitos muito finos com ondulações

Interpretação – Migração horizontal e cavalgamento de ondulas sob regime de fluxo inferior.

Descrição – Esta fácies corresponde a arenitos muito finos, bem selecionados, de cor arroxeada com laminação cruzada cavalgante, e aparecem em contato brusco com a fácies sobrejacente (Fácies Ac), (figura 15), com paleocorrente de sentido 270 ° (NW), conforme representado na roseta na figura 17. Esta fácies é possivelmente um produto de ação de regime de marés, gerando ondulações de crista sinuosa formando camadas tabulares de arenito muito fino.

Esta fácies foi identificada no afloramento referente ao ponto 10 (figura 17). Neste ponto, estas ondulações ocorrem conjuntamente com a ação de regime fluvial, sendo estas camadas mais finas onduladas (fácies Ar) truncadas pelas camadas arenosas mais espessas (fácies Ac), caracterizando-se aqui, a chegada de corpos fluviais e erodindo o topo da crista destas feições. Supõe-se neste ponto que estas ondulações representem um ambiente de planície de maré de mais alta energia.

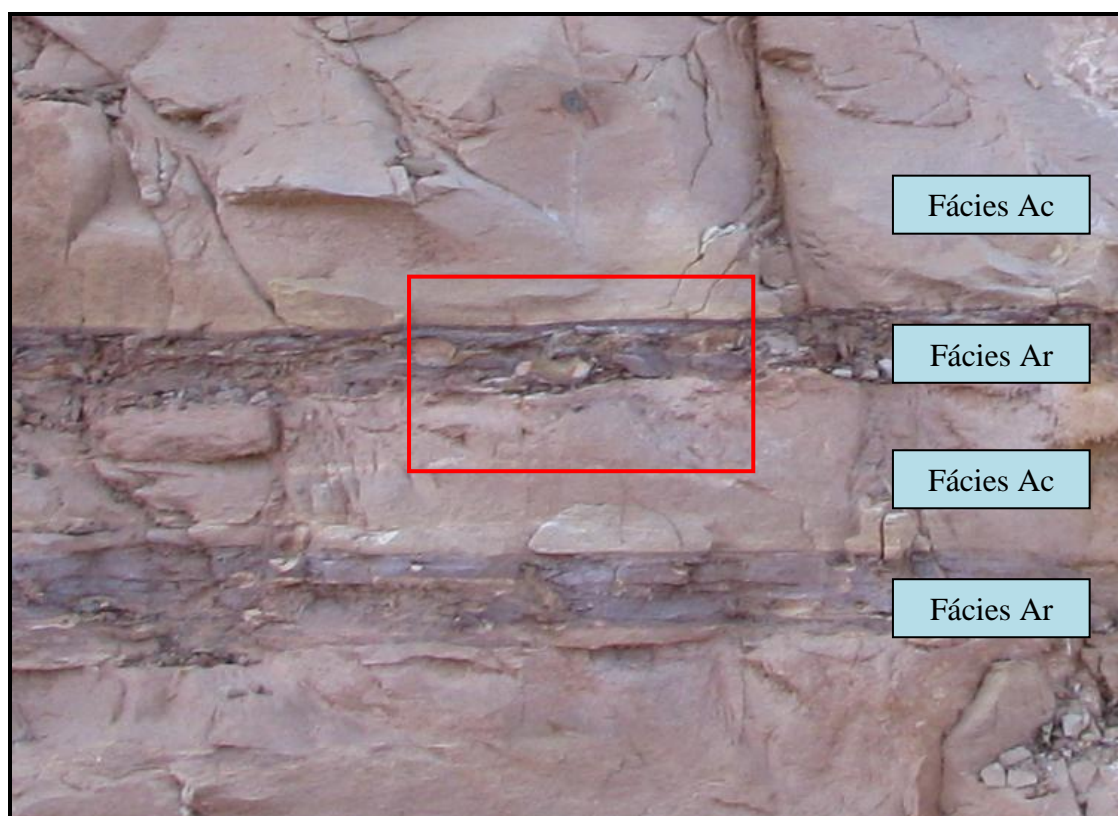


Figura 15– Detalhe da fácies Ar no retângulo vermelho. Nesta foto, a fácies Ar está intercalada a fácies Ac.

Fácies Ac – Arenitos com estratificação cruzada acanalada

Diagnose – Arenitos médios com estratificação cruzada acanalada

Interpretação - Migração de formas de leito 3D de cristas sinuosas ou linguóides, sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior.

Descrição e discussão –Esta fácies consiste de arenitos médios inferiores, com boa seleção. Apresentam cor laranja clara com níveis arroxeados, paleocorrentes no sentido 340°-360°, com estratificação cruzada acanalada (figura 16). Os *sets* apresentam espessuras máximas de no máximo 1 m (figura 17). Também foi reportada a presença de intraclastos argilosos, evidenciando processo erosivo.

Esta fácies pode ser entendida como resultante da atuação de um ambiente fluvial entrelaçado com barras arenosas superpostas, as quais truncam as camadas da fácies Ar (arenitos com ondulações), a qual já foi descrita como provenientes de um regime de maré, originando ondulações de crista sinuosa. A discrepância nos valores de paleocorrentes, representados pela roseta (figura 17) neste ponto leva a supor que possa haver a atuação de dois agentes combinados, regime fluvial e de maré, onde o regime fluvial age concomitantemente com os processos atuantes em planície de maré.

Não foi encontrada nenhuma correlação desta fácies com as fácies descritas anteriormente por outros autores.

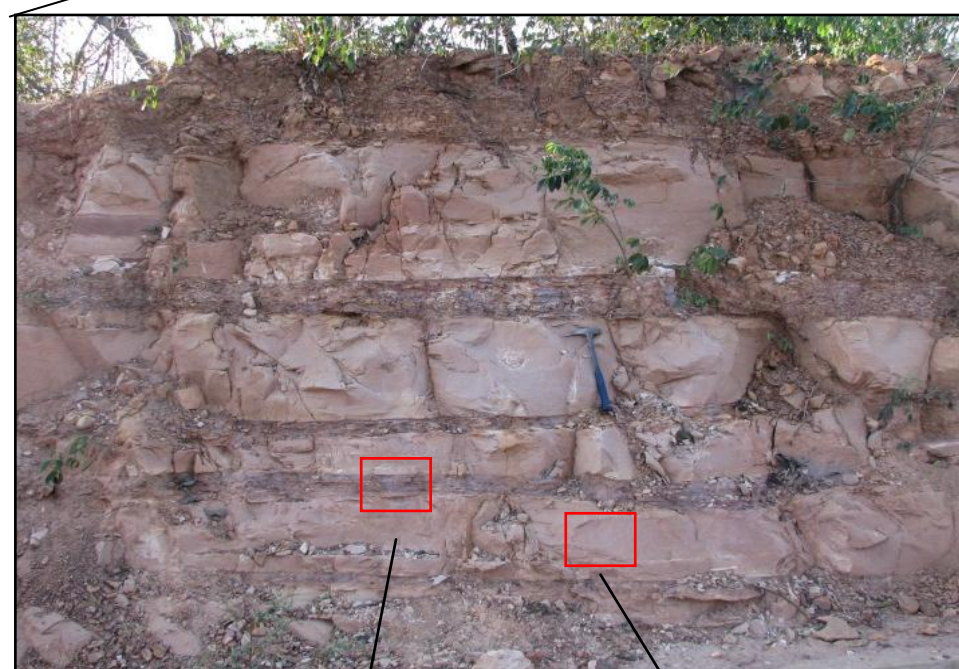
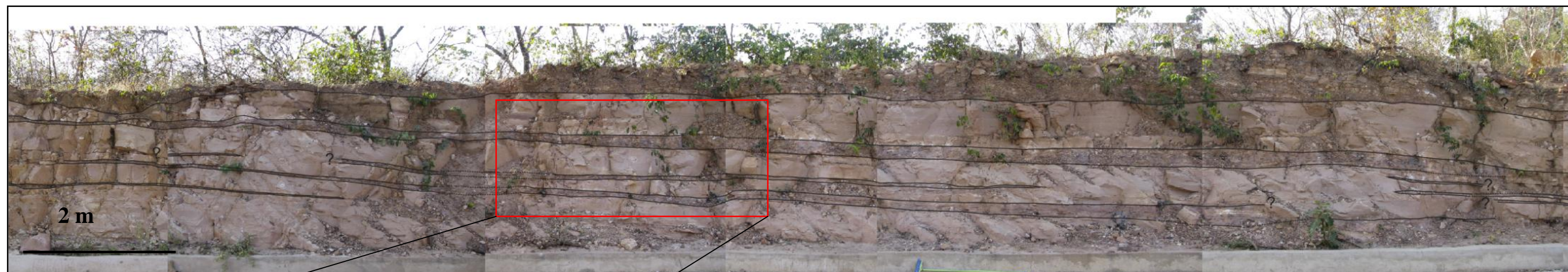


Figura 16- Aspecto da fácies Ac, arenitos com estratificação cruzada acanalada.

Ponto 10

E

W



A)

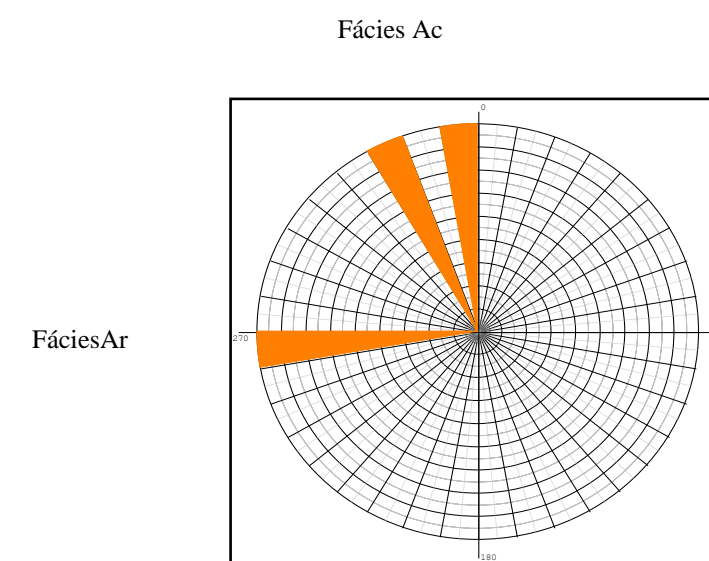
Fácies Ar

Fácies Ac



B)

Detalhe da fácies Ac



C)

Figura 17– Detalhe da fotomontagem 5, representando o ponto 10. A) Fácies Ac e Ar; B) Destaque da fácies Ac; C). Roseta com as paleocorrentes referente as duas litofácies.

Fácies SA – Siltito laminado a arenito muito fino laminado bioturbado

Diagnose – Siltito argiloso laminado

Interpretação – Tração de finos em ambiente de baixa energia.

Descrição e discussão – O litotipo é essencialmente siltico e consiste em camadas decimétricas de siltito argiloso com intercalações de arenito muito fino laminado. A laminação é ressaltada por lâminas centimétricas (2-3 cm) de silte de coloração arroxeada, filmes milimétricos de argila de coloração também arroxeada e filmes milimétricos de arenito muito fino de coloração esbranquiçada, apresentando bioturbação que diminui para o topo devido ao aumento de energia (figura 18).

Esta fácies foi interpretada como indicativa de depósitos de frente deltaica mais distais representando argilas de prodelta, devido ao alto conteúdo de material fino, e a camada superior corresponde a depósitos mais proximais, podendo ser representada por uma barra de desembocadura fluvial.

Não foi encontrada nenhuma correlação desta fácies com as fácies descritas anteriormente por outros autores.

Fácies At– Arenitos com estratificação cruzada tangencial

Diagnose – Arenitos com estratificação cruzada tangencial

Interpretação- Deposição por corrente trativa unidirecional

Descrição e discussão – Esta fácies consiste de arenitos finos micáceos bem selecionados, de cor alaranjada, paleocorrente com sentido NW, com estratificação cruzada tangencial na base dos *sets* (figura 19). A camada atinge espessura máxima em torno de 1,5 m. Esta fácies pode ser descrita como da crista de uma barra de desembocadura fluvial, formada em canais na embocadura de canais distributários principais, depositados através de fluxos hipopicnais, cujos corpos acompanham a compactação das argilas prodeltaicas subjacentes (fácies SA). A sequência progradacional, com granocrescência ascendente e espessamento ascendente (*coarsening upwards*) é uma clara evidência deste modelo para este ponto. Para o topo, nota-se corpos com festões de médio porte, com paleocorrente para mesmo sentido e intraclastos na base, indicando erosão no substrato (figura 20)

O fato de terem sido encontradas camadas arenosas com a ausência de feições como *mud drapes* e indícios de reversão de correntes, fazem descartar a possibilidade desta fácies

estar inserida em contexto de maré, e também a ausência de feições maiores como as megaondulações também descartam a ocorrência de inundações para este ponto.



Figura 18 – Aspecto geral da fácies SA, siltito argiloso laminado.



Figura 19 – Fácies At. Arenito com estratificação cruzada tangencial.

Ponto 14

NW

SE

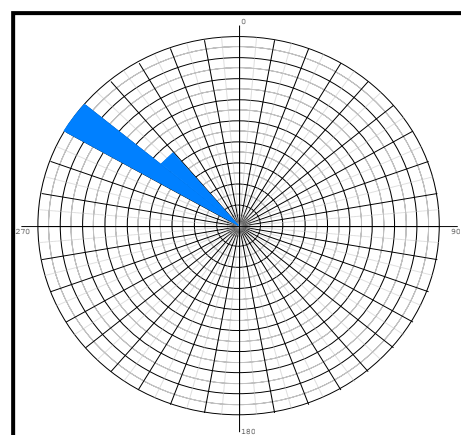


Fotomontagem 4

A)
Fácies At



B)
Fácies SA



C)

Figura 20– Detalhes da fotomontagem 4 que representa o ponto 14.(A) Detalhe da fácies At; (B) Detalhe da fácies SA; (C).Notar a direção preferencial da paleocorrente, 310 (NW).

5.1.3 Interpretação paleoambiental

Nos afloramentos visitados e descritos, não foram identificados elementos que tornassem possível afirmar a existência de plataforma com evidências de tempestades, ao contrário de Freitas (1990), que descreveu e delineou em seu trabalho este ambiente com fortes argumentos para a Formação Cabeças. As evidências de campo permitem delinear um ambiente deltaico com influência fluvial caracterizado pela presença de frente deltaica e barras de desembocadura, sugerindo uma influência secundária de regime de maré, e influência glacial no topo deste. Tal modelo contempla em um único contexto a existência de frentes deltaicas com corpos sigmoidais formadas em condições de fluxos homopícnais, e laminação cruzada cavalgante, juntamente com um sistema de barras de desembocadura causando sedimentação em condições de fluxo hipopícnal.

O processo formador dos corpos sigmoidais que deu origem a fácies Acb segue a mesma linha de descrição de Della Fávera (1990). Tais corpos sigmoidais podem se desenvolver em lobos sem dimensões específicas com aspectos descritos neste trabalho, como estratificação cruzada sigmoidal assintótica no topo e na base, intensa bioturbação do tipo *Skolithos* e laminação cruzada cavalgante na base dos estratos formadas por fluxos de natureza homopícnal, sendo a fonte de sedimentos para a formação de tais corpos provenientes do influxo fluvial, causando sedimentação episódica e fazendo *bypass* na parte proximal do delta, conforme exemplificado na figura 21.

Freitas (1990), descreve um processo diferente para explicar a formação de sigmoides. Este autor descreveu que as formas sigmoidais apresentavam ciclicidade e abundantes superfícies de reativação bidirecionais. Não apenas este autor descreveu um processo diferente, como decidiu adotar ao invés do termo sigmoides, o termo “feixes de estratos de maré”, os quais foram interpretados como resposta de acreção frontal de barras de cristas retas ou sinuosas sob influência de correntes reversas. No caso dos corpos sigmoidais tratados neste trabalho, não foram descritas feições típicas de regime de maré como reversão de correntes ou *mud drapes*, afirmando que tais processos não se relacionam com processos relacionados a ambiente de maré, e sim adota-se o modelo de formação de geometria sigmoidal resultantes de fluxos homopícnais causados por sedimentação episódica, tais feições são mostradas na fotomontagem referente ao ponto 8 (figura 14). Supõe-se neste trabalho que a influência de ambiente de maré tenha sido atuante de forma secundária no modelo deposicional. Desta maneira, é possível explicar os pequenos corpos de granulometria

mais fina com pequenas ondulações (fácies Ar) e abundante bioturbação que são indicativos de parada de sedimentação, muito possivelmente resultantes de uma planície de maré mais proximal.

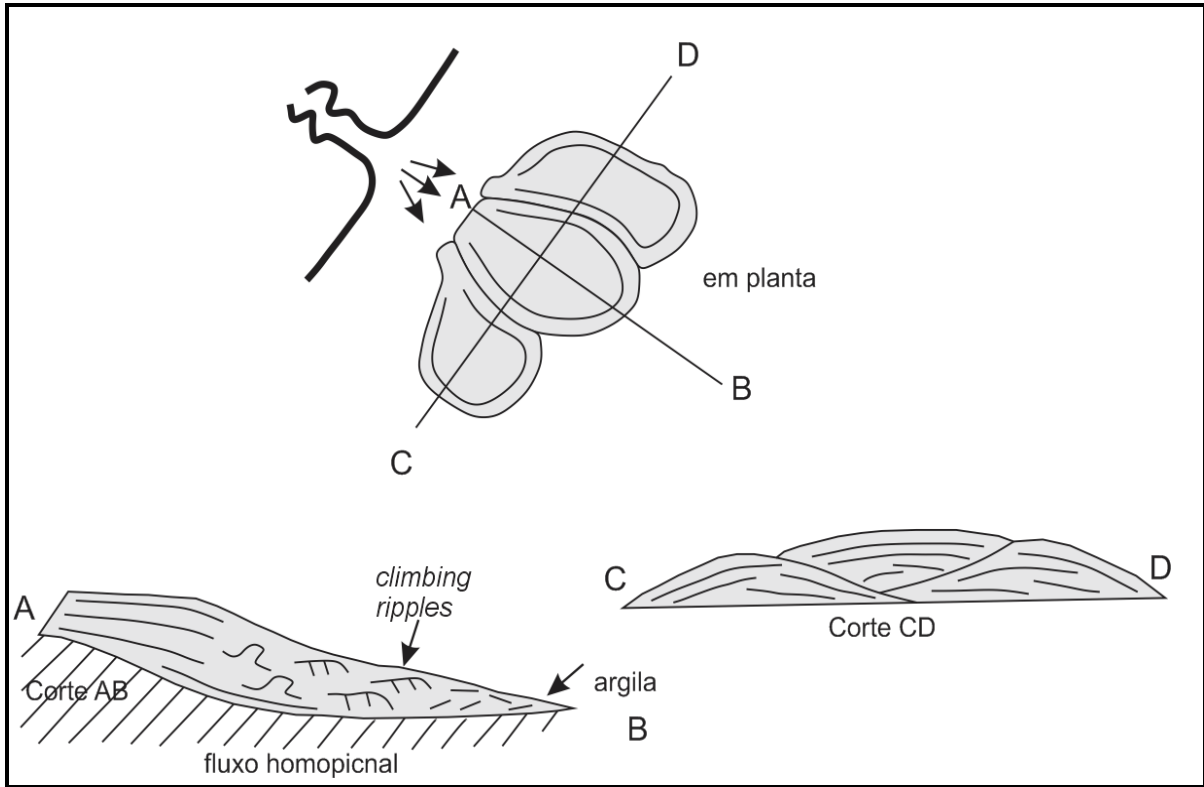


Figura 21 – Modelo de formação de sigmóides para explicar a formação da fácies Acb (Della Fávera, 1984).

Paralelamente, descreve-se a existência de um ambiente de barra de desembocadura, qua também já foi descrito em parte para a Formação Cabeças por Della Fávera (2001), no qual é mostrado um perfil progradante que separa nitidamente a barra de desembocadura fluvial em crista e talude, com camadas finas plano-paralelas caracterizando o talude, e estratificação cruzada do tipo festão em grande escala, conforme se pode ver na figura 22. A maior parte das estruturas reflete a ação de processos fluviais (corrente trativa unidirecional). O perfil progradante é esquematicamente representado na figura abaixo e é análogo ao afloramento referente à fotomontagem do ponto 14, no qual as fácies SA e At encontram-se esquematicamente representadas (figura 20).

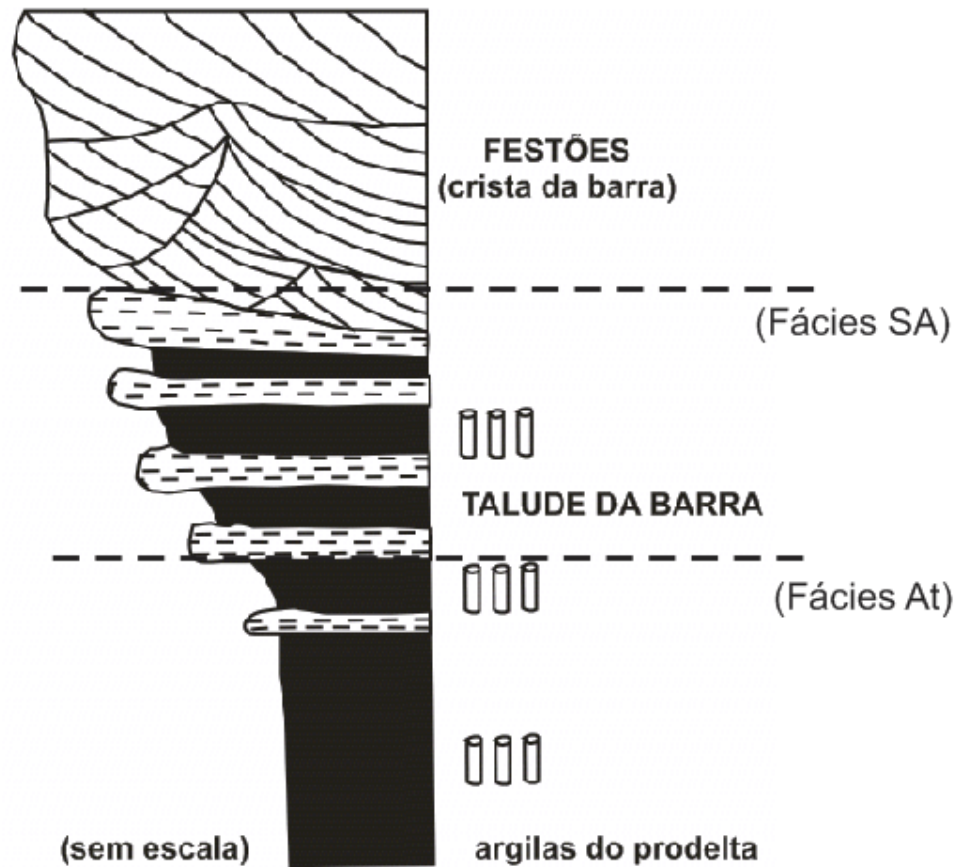


Figura 22 – Perfil esquemático representativo de ambiente deltaico dominado por rio. As fácies SA e At são indicadas no perfil. (modif. de Della Fávera, 2001)

No ápice glacial, as geleiras invadiram a área de estudo e lançaram para dentro da bacia sedimentos depositados em forma de fluxo de detritos, tal evento foi resultante do evento regressivo que ocorreu no fim do Devoniano, caracterizando assim um Limite Superior de Sequência (LSS), (FREITAS, 1990). Evidências de camadas deformadas, diamictitos, pavimentos estriados e polígonos associados a *permafrost* indicam um nítido rebaixamento do nível do mar no limite Frasniano/Fameniano. A competência do transporte neste processo é função não somente da densidade dos materiais envolvidos, mas também da quantidade material mais pesado, que representam os seixos e matacões, os quais aumentam a pressão de poro, sendo esta relação inversa a quantidade de água. Os fragmentos maiores vão sendo liberados à medida que a quantidade de água neste sistema vai aumentando. A fácies glacial identificada delinea um ambiente de frente de geleira (Dm), evidenciando fluxos de detritos canalizados que desabam acima de corpos ainda inconsolidados. Esta fácies permite inferir que esta foi depositada em ambiente subaquoso mais distal, pois não há a presença abundante de seixos e matacões, enquanto que a montante as fácies mais proximais ocorreriam

associadas a pavimentos estriados, polígonos de *permafrost* e grande quantidade de seixos, calhaus e matacões, feições típicas de fluxo subaéreo, como demonstrado na figura 24.

Assim, visualiza-se uma região com deposição proveniente de frente deltaica com influência fluvial e um regime de maré atuando de forma secundária, e ao topo uma frente glacial ocasionada pelo evento regressivo que ocorreu no fim do Devoniano. O bloco diagrama com o modelo integrado encontra-se na figura abaixo (figura 23).

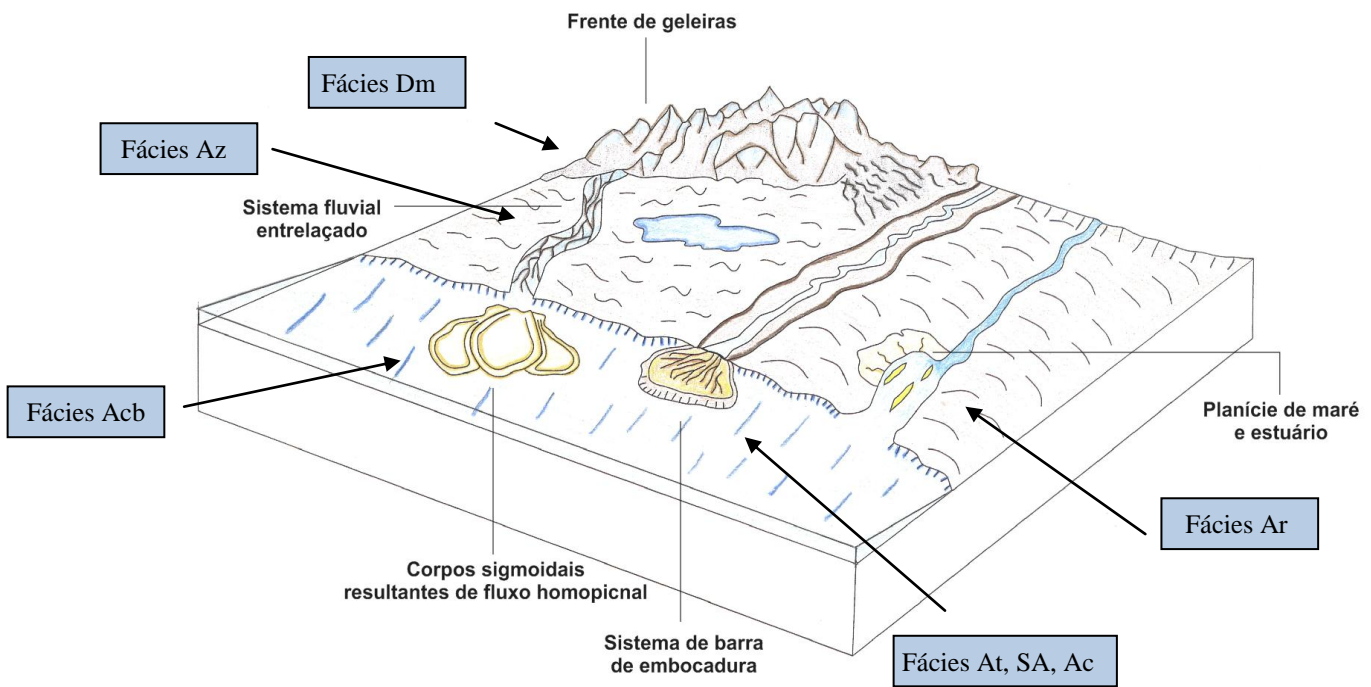


Figura 23 – Bloco diagrama apresentando os paleoambientes deposicionais e suas respectivas fácies.

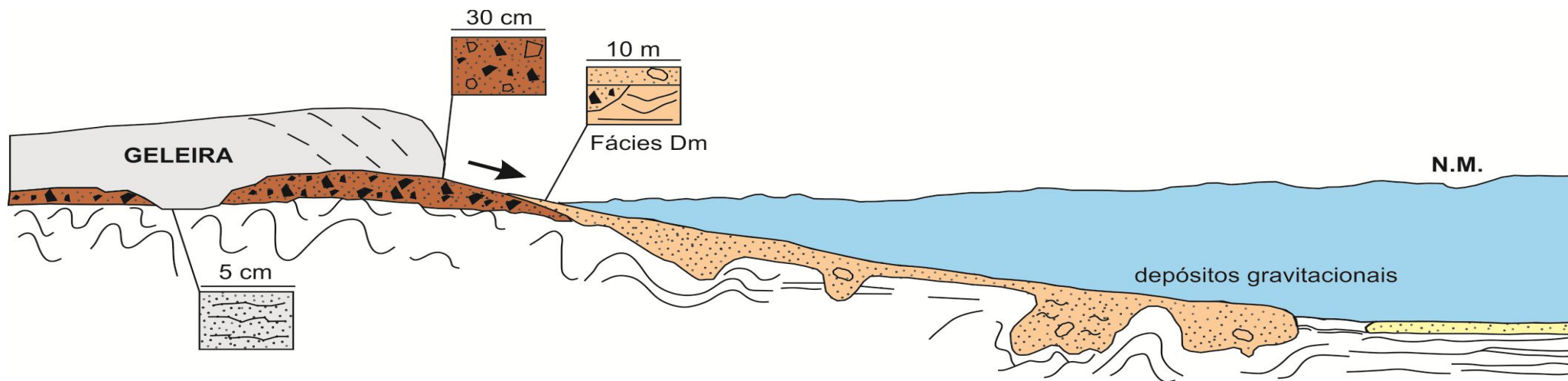


Figura 24 – Modelo deposicional das rochas do evento glacial. A fácies Dm reconhecida neste trabalho é mostrada na figura acima. As fácies proximais resultantes de fluxo de detrito subaéreo apresentam muitos matacões e seixos estão associadas a pavimentos estriados e *permafrost*, que gradam para fácies de fluxo de detritos subaquoso, com reduzidas quantidades de seixos e matacões. As deformações são geradas tanto pelo peso do gelo sobrejacente quanto pelos sedimentos depositados. (Modif. de Ankettel *et al.*, 1970)

5.2 Análise petrográfica

5.2.1 Textura e classificação

Para a etapa da análise petrográfica, foram utilizadas 13 amostras, cuja relação encontra-se no quadro 2, e a localização das mesmas na figura 1.

As 13 amostras de superfície analisadas representam a totalidade da Formação Cabeças na área de estudo, e são constituídas primariamente por arcóseos e secundariamente por quartzos arenitos, sendo apenas uma amostra representada como um subarcóseo, segundo a classificação de Folk (1980), (figura 25).

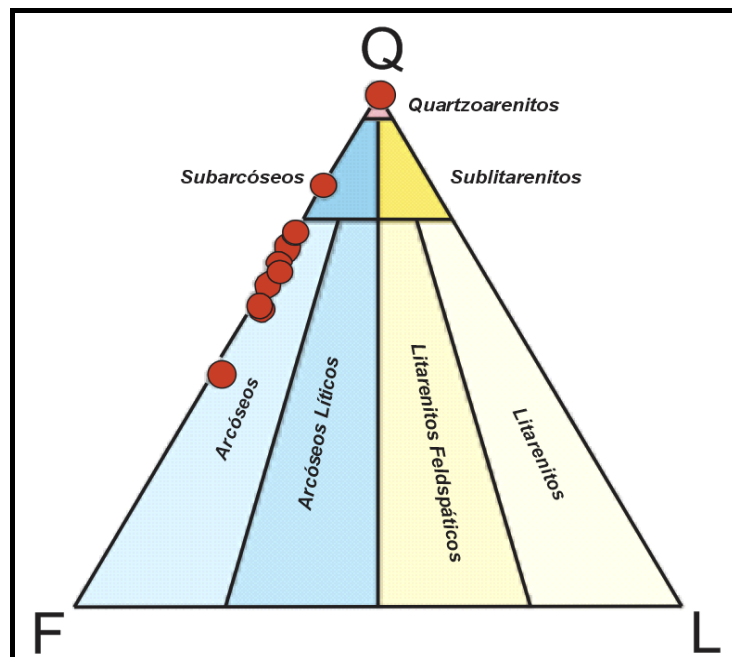


Figura 25 - Classificação de 13 amostras de superfície, que representam a totalidade da Formação Cabeças na área estudada no diagrama de Folk (1980). Q= Quartzo, F= feldspato, L= Fragmentos líticos

A granulometria que representa a totalidade das amostras na área de estudo é predominantemente areia fina superior, secundariamente areia média inferior, o histograma de frequência de granulometria representativo para as 13 amostras está representado na figura 27, e foi confeccionado no *software* de análise estatística *Facilis* (Lagesed-UFRJ). A porosidade estimada varia entre 19% e 30%. Em alguns casos, foi complicado determinar o grau de arredondamento em virtude de alterações diagenéticas, como a ocorrência de sobrecrescimento de quartzo e dissolução por pressão. De maneira geral, o grau de arredondamento varia de bem arredondado a subanguloso, indicando uma possível mistura de sedimentos mais antigos com sedimentos de primeiro ciclo deposicional. (figura 26)

O grau de seleção varia de moderada a bom, com contatos pontuais, longos a suturados e empacotamento normal. De maneira geral, o empacotamento fechado é observado em quartzarenitos, já em arcóseos e sublitarenitos o empacotamento é normal, mas não é representativo das condições do reservatório, uma vez que a dissolução atua mais intensamente em superfície (BOCARDI, 2005). Os cristais de quartzo são predominantemente monocristalinos, apresentando em abundância um notável sobrecrecimento sintaxial ao redor. Os cristais de quartzo policristalino aparecem em menor abundância e em algumas amostras, é quase inexistente. Os feldspatos que predominam nas amostras são os alcalifeldspatos, e secundariamente ocorrem os plagioclásios. Em quantidades menores estão as muscovitas, e minerais pesados representados pelo zircão, turmalina e rutilo. Os fragmentos líticos identificados correspondem predominantemente a fragmentos de filito.

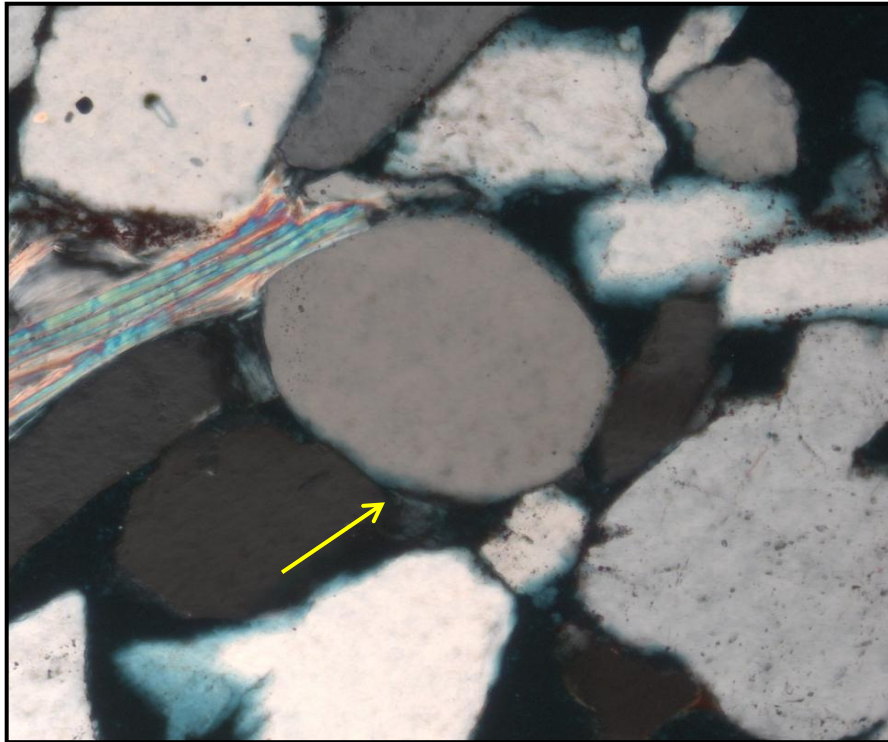


Figura 26 - A fotomicrografia evidencia um grão de quartzo arredondado (indicado pela seta amarela), em contato com grãos subangulosos e subarredondados, evidenciando uma possível mistura de sedimentos

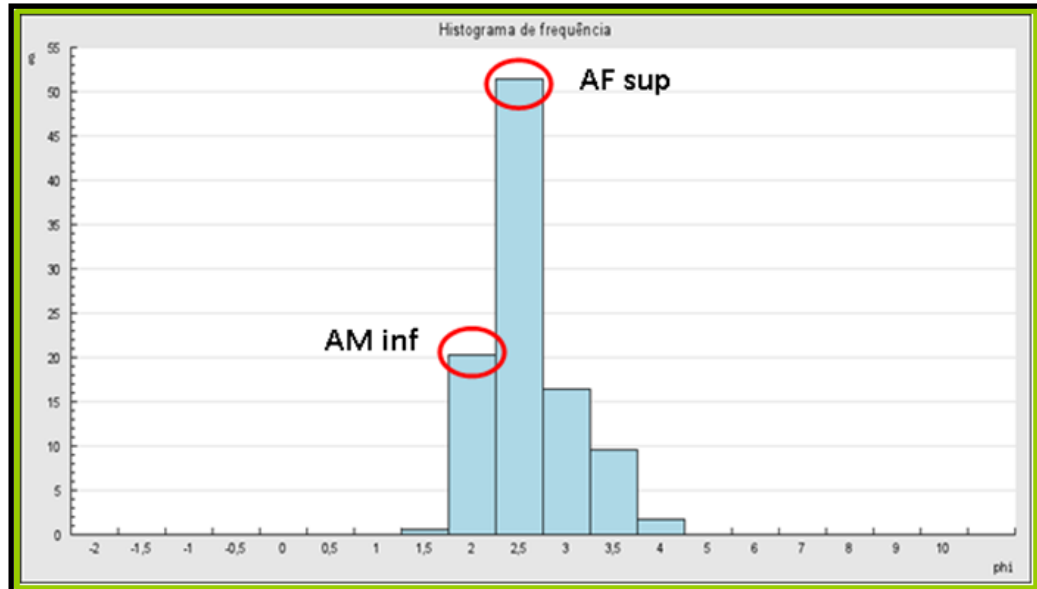


Figura 27 – Histograma de frequência de granulometria representativo para as 13 amostras analisadas, onde é possível notar que a moda é areia fina superior.

5.2.2 Elementos constituintes do arcabouço

Com base nos minerais constituintes, os sedimentos são classificados em termos de maturidade composicional. Tucker (1991), separou as fases detríticas de rochas siliciclásticas em seis categorias, a seguir: (1) quartzo, (2) feldspatos, (3) micas, (4) minerais pesados, (5) fragmentos líticos, (6) outros. A descrição abaixo segue este critério.

Quartzo – Nos arenitos estudados, o quartzo ocorre predominantemente na granulometria fina, de forma subangulosa a subarredondada. Este mineral é a principal fase detrítica das amostras, em alguns casos com quase 100% de ocorrência. O tipo mais comum é o quartzo monocristalino (média de 69%) com extinção homogênea, e em segundo lugar o quartzo policristalino (média de 2,3%)

Abundantemente os grãos de quartzo aparecem com sobrecrescimentos. Em algumas amostras os crescimentos sintaxiais de quartzo são formados após intensa dissolução por pressão, evidenciado pela ausência de crescimentos secundários de quartzo ao longo dos contatos intergranulares (figura 28). Em outras amostras os crescimentos sintaxiais de quartzo são formados após intensa dissolução por pressão, evidenciado pela ausência de crescimentos secundários de quartzo ao longo dos contatos intergranulares. Em alguns casos, os

sobrecrescimentos de quartzo não são muito reconhecíveis, uma vez que nem sempre é visível o limite grão – sobrecrescimento, dando aparência similar a de um quartzito.

De maneira geral, os cristais de quartzo em quase todas as amostras ocorrem com a presença de inclusões sólidas (na maioria rutilo), e inclusões fluidas em forma de “trens de inclusões”, chamadas de “Lamelas de Böhm” (BOGGS, 1992), ambas estas inclusões encontram-se distribuídas randomicamente, sendo estes trens de inclusões são resultantes de deformação que o cristal tenha sido submetido, devido a processos de compactação também a presença de alguns grãos policristalinos mostrando feições de deformação, este é um forte sinal de proveniência que será discutido mais adiante.

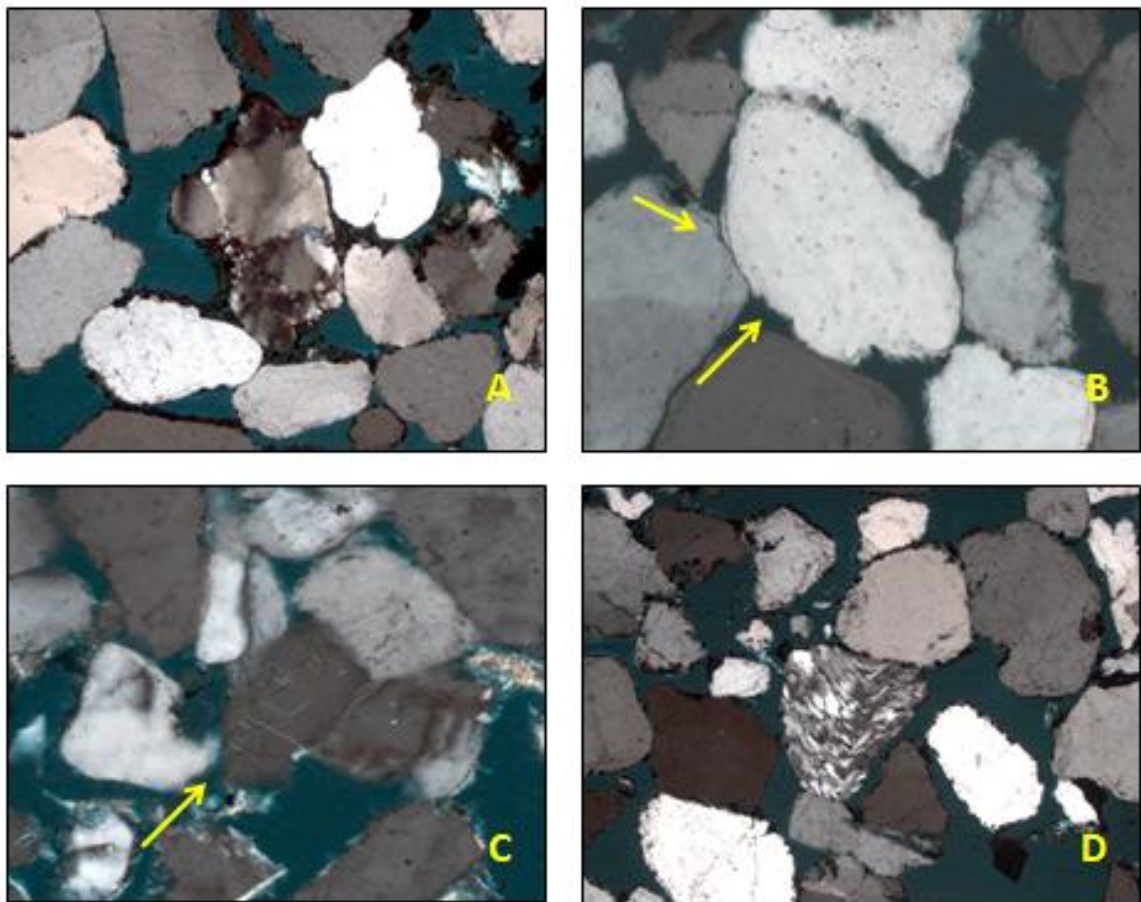


Figura 28 – (A) Quartzo policristalino (5x); (B) Quartzo com inclusões nas bordas (10x); (C) Quartzo com inclusões de rutilo (20x); (D) Quartzo crenulado (10x).

Feldspato – É o segundo componente detrítico mais abundante depois do quartzo em arenitos.

Do grupo dos feldspatos, o ortoclásio é um tanto quanto difícil de ser reconhecido e não é raro este mineral ser confundido com o quartzo, em algumas vezes pode ser reconhecido

por sua aparência “suja”. Com exceção dos testes ópticos, pode ser reconhecido desta maneira. Já a microclina foi facilmente reconhecida por aspecto “xadrez”, e o plagioclásio também é facilmente identificado pela geminação polissindética.

O tipo mais abundante encontrado foram os ortoclásios, logo depois a microclina, e em seguida os plagioclásios. A razão encontrada de k-feldspato/plagioclásio é de 24%, a porcentagem individual mais alta encontrada de k-feldspato foi de 25% (amostra 13), e na totalidade das amostras, a média de k-feldspato nas 13 amostras analisadas alcançou por volta de 24%, enquanto a de plagioclásio atingiu 1%.

Grande parte dos grãos detríticos desenvolveram sobrecrecimento autigênico (mais comumente nos feldspatos potássicos) com maior frequência sintaxiais, e com menor frequência epitaxiais (sem continuidade ótica com o grão). A microclina não ocorreu de maneira abundante nas amostras, mas foi facilmente identificada com geminação *tartan*.

Pontualmente, os grãos de feldspato potássico apresentaram-se com sutil alteração para argilominerais, evidenciada pelo aspecto “sujo”, sugere-se que estes cristais estão sofrendo alteração para caolinita ou ilita. De maneira geral, os feldspatos sofreram dissolução parcial formando grãos esqueletais, gerando porosidade intragranular e dissolução total (porosidade móldica), por percolação de águas alcalinas da formação. As principais formas de ocorrência dos feldspatos nas amostras analisadas está representado na figura 29.

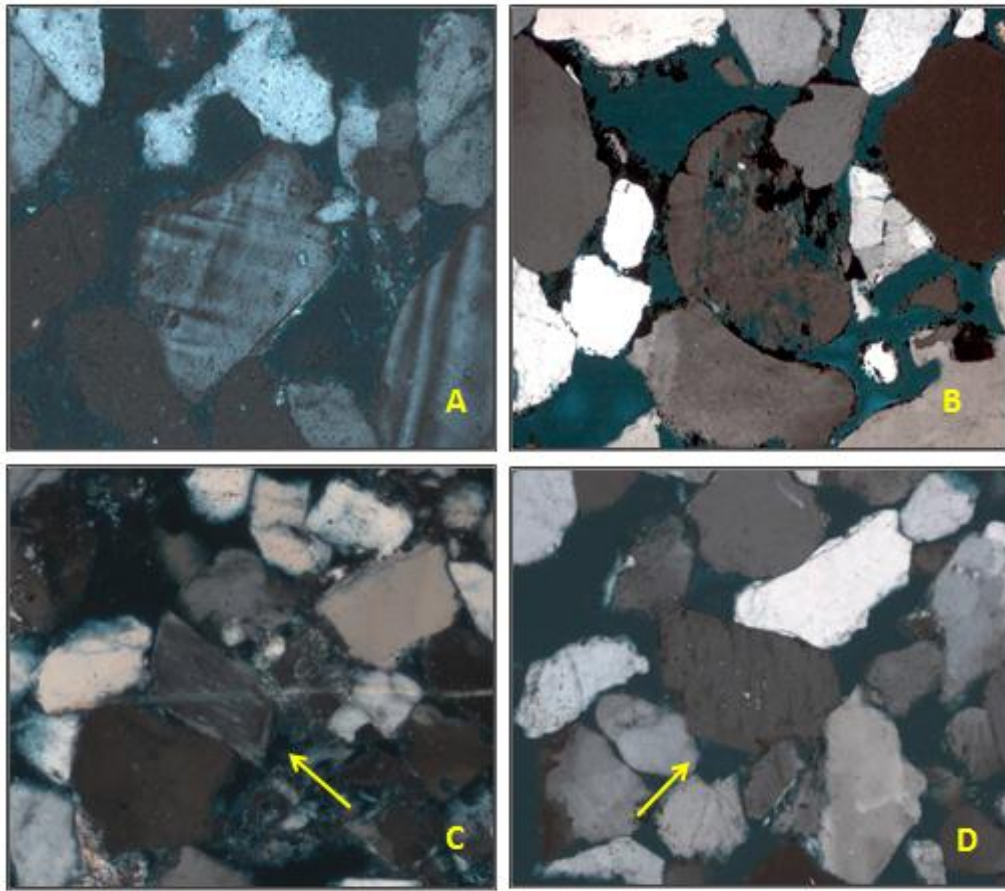


Figura 29 – (A) Microclina ao centro com crescimento epitaxial (20x); (B) k-feldspato semi-dissolvido (5x); (C) K-feldspato com crescimento epitaxial (10x); (D) Grão de K-feldspato (10x).

Micas – Os tipos principais de micas encontrados em arenitos são a muscovita e a biotita. A muscovita é incolor e a biotita pode apresentar coloração amarelada, marrom e até verde.

O tipo de mica mais abundante encontrado foi a muscovita. Não foi reportada a presença de biotita ou clorita na contagem de pontos, com exceção da biotita em forma de inclusão em grãos de K-feldspato (figura 30). A muscovita corre em algumas amostras em estado já parcialmente alterado, com aspecto de “vassoura”, isto ocorre num estado de alteração, causando o desprendimento das “folhas” do mineral, gerando porosidade intragranular. Em algumas amostras as micas sofreram processo de compactação, causando o surgimento de pseudomatriz.

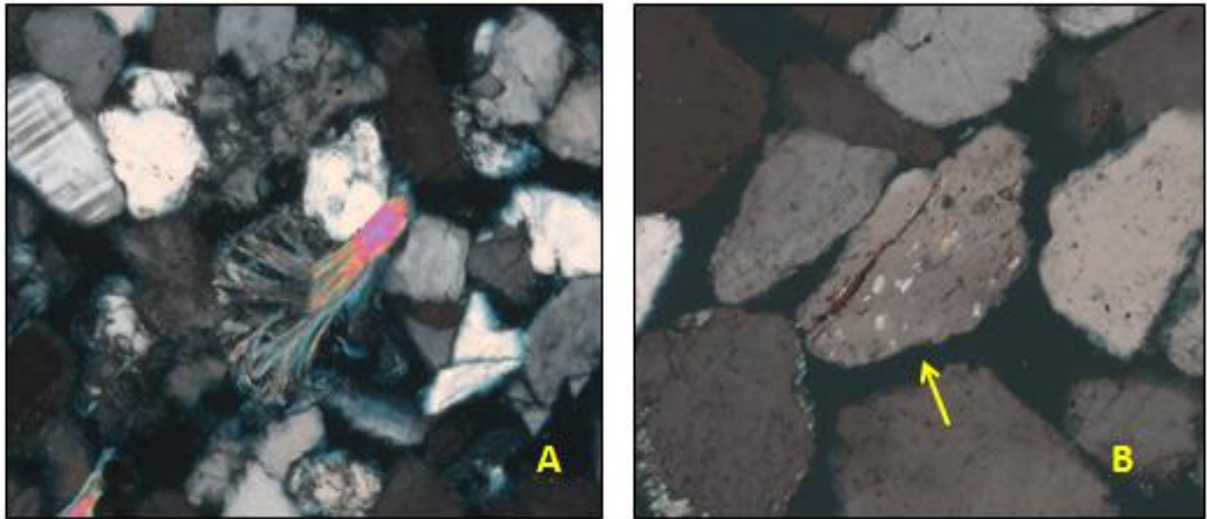


Figura 30 - (A) Muscovita sofrendo processo de alteração adquirindo aspecto de “vassoura” (10x); (B) K-feldspato com inclusões de biotita (10x)

Minerais acessórios – No grupo dos minerais não opacos, os mais identificados e descritos foram as turmalinas, zircões e rutilos (encontrados em maior abundância), estes três minerais formam o chamado índice ZTR. Este índice consiste em uma média de maturidade mineralógica baseada em conjuntos de minerais pesados em arenitos. Este índice é mais alto em arenitos com maiores teores de quartzo e menor em arenitos mais feldspáticos. Não é incomum ver nas amostras quantidades significativas de zircão (figura 31), o rutilo aparece mais comumente como inclusões sólidas nos grãos de quartzo, e destes a turmalina é o menos abundante.

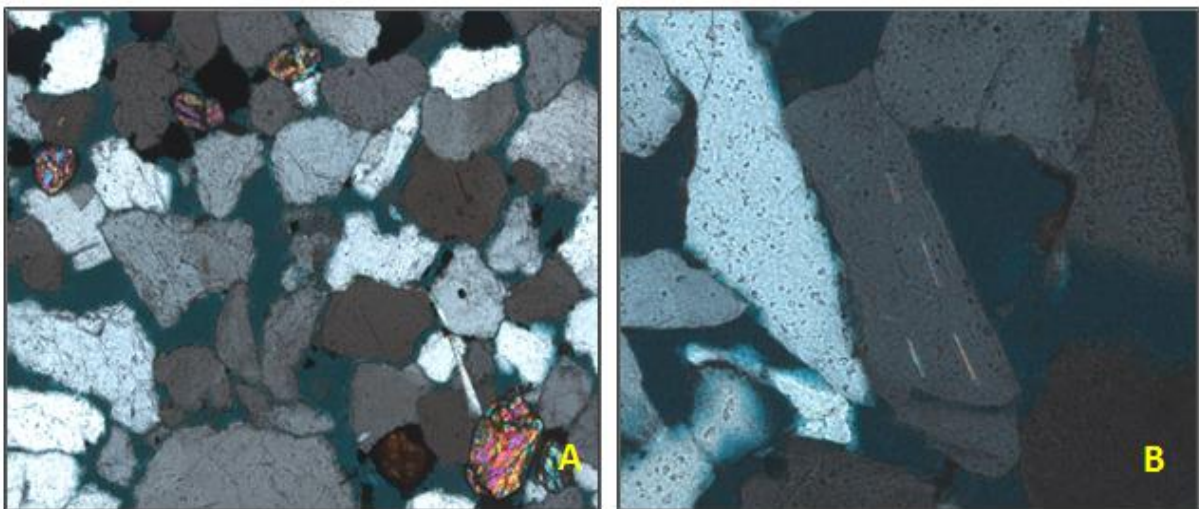


Figura 31– (A) Alta concentração de zircões, observa-se alinhamento dos grãos (10x). (B) K-feldspato com presença de inclusões sólidas de rutilo (10x).

Fragmentos líticos –A identificação de fragmentos líticos, foi de grande contribuição na delimitação da proveniência e do ambiente tectônico neste trabalho, até porque estes podem ter sofrido alteração durante o transporte até deformação durante a diagênese. Os fragmentos líticos nas amostras não foram encontrados em abundância nem em grande variedade. Mais comumente foram vistos fragmentos de filito e chert (figura 32). Os clastos de filito encontraram-se deformados devido ao processo de compactação, o qual culminou na formação de pseudomatrix. Em alguns pontos o chert ocorre em formato alongado com os grãos alinhados, indicando que foi submetido a algum processo metamórfico anterior.

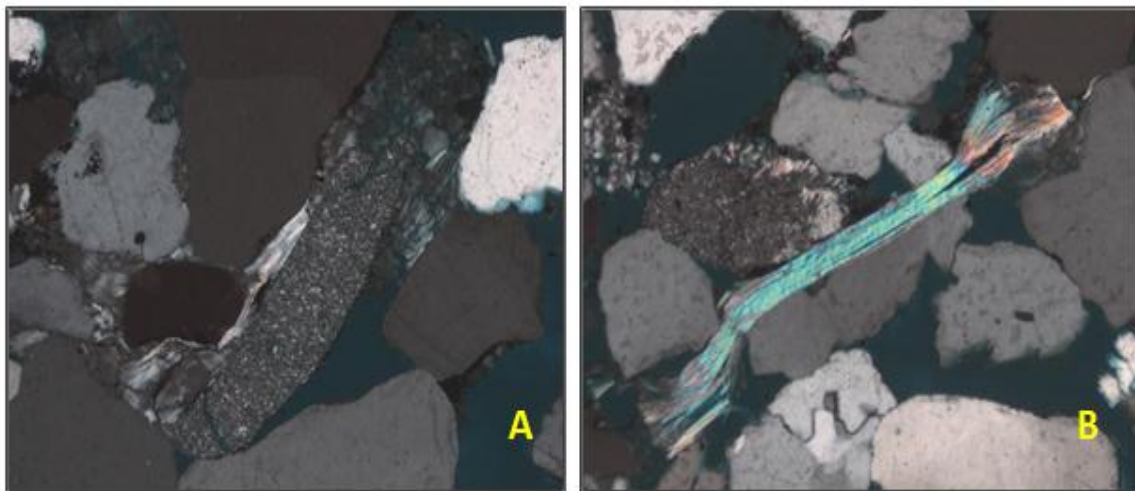


Figura 32 – (A) Fragmento de chert (10x) ; (B) Litoclasto de filito (10x).

5.2.3 Análise petrográfica diagenética

A diagênese engloba os processos físicos e químicos que afetam os sedimentos após a sua deposição e durante os primeiros milhares de metros de soterramento. Os processos diagenéticos encontram-se divididos nos termos **eodiagênese**, **mesodiagênese**, **telodiagênese**, o primeiro foi usado para diagênese precoce, o segundo para diagênese profunda e o terceiro denominado para diagênese de soerguimento. Engloba-se a seguir, como parte da descrição sobre a diagênese, as descrições de cimentação, matriz e porosidade.

Cimento – Seguindo a definição mais utilizada nos dias de hoje “minerais autigênicos são aqueles os quais preenchem áreas intersticiais as quais foram originalmente espaços porosos abertos” (BOGGS, 1992).

A cimentação por sílica nos arenitos da Formação Cabeças foi expressiva durante a mesodiagênese. A maioria dos modelos de cimentação por sílica refere-se a bacias profundas

que sofreram subsidência rápida (DE ROS, 1998). Nestas bacias a cimentação por quartzo aumenta sistematicamente com a profundidade. Segundo Wilson (1994) em escala regional, a dissolução por pressão é a única fonte volumetricamente adequada para explicar a cimentação por quartzo em arenitos. A cimentação de quartzo em arenitos torna a rocha mais resistente para suportar os efeitos do soterramento (dissolução por pressão e compactação).

Em algumas amostras, os crescimentos syntaxiais de quartzo são formados após intensa dissolução por pressão, evidenciado pela ausência de crescimentos secundários de quartzo ao longo dos contatos intergranulares. Já em algumas amostras os crescimentos syntaxiais de quartzo parecem ter sido formados entre os grãos antes de substancial compactação. Isto é indicado pela sua ocorrência de forma contínua ao redor dos grãos, inclusive nas áreas de contatos intergranulares. Desta forma, tais sobrecrecimentos poderiam ter sido formados em espaços gerados pela dissolução de um cimento anterior, o que nota-se em grande parte das amostras (figura 33). A cimentação de crescimento syntaxial de quartzo após dissolução de um cimento anterior é indicada pelas feições de corrosão ao longo dos contatos entre o quartzo detrítico e o crescimento syntaxial.

A precipitação de crescimentos secundários de quartzo em poros ocorre com frequência em amostras de subsuperfície. Esta morfologia é comum na fase mesodiagenética (DE ROS, 1998). Com base nestas observações é possível identificar pelo menos duas fases de cimentação por quartzo.

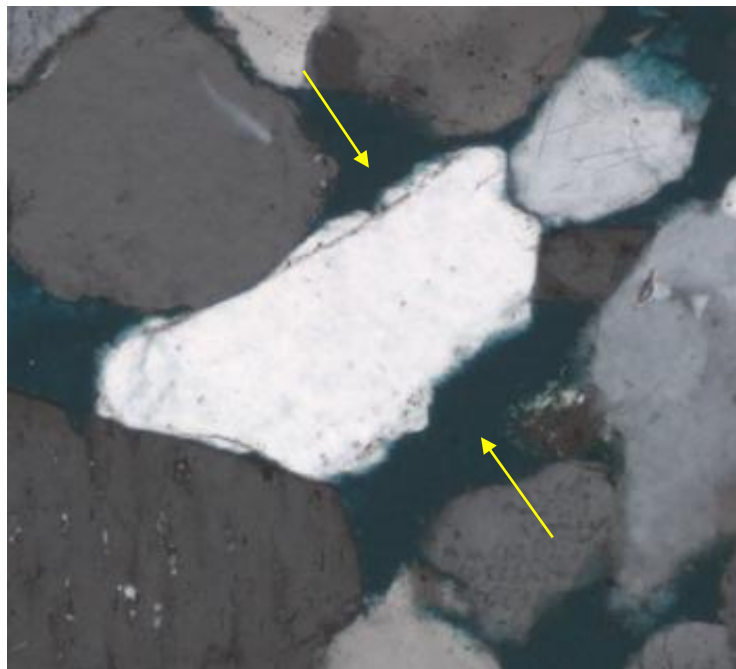


Figura 33 - Fotomicrografia de quartzo com crescimento syntaxial contínuo ao redor do grão, ocorrendo em algumas áreas de contatos intergranulares. As setas amarelas indicam o sobrecrecimento para dentro do espaço poroso (10x)

. A primeira fase deve ter ocorrido antes da compactação, indicado pelos crescimentos sintaxiais contínuos ao redor dos grãos de quartzo. A segunda fase de cimentação por crescimento sintaxial de quartzo relaciona-se à mesodiagênese sob condições efetivas de soterramento. Estas evidências sugerem que a cimentação por quartzo foi recorrente ao longo da evolução diagenética da Formação Cabeças.

A cimentação calcítica comumente é a primeira a se formar, e em alguns casos, pode inibir o crescimento de grãos de quartzo, e promover a alteração dos feldspatos, além de inibir a formação de porosidade. Não somente a calcita ocorre preenchendo o espaço poroso, mas também substituindo outros grãos do arcabouço. Os dois tipos principais de cimentação de calcita são as drusas e os cristais poiquilotópicos. Os cristais poiquilotópicos ocorrem na forma de grandes cristais, que são mosaicos constituídos de cristais de mesmo tamanho, precipitados no espaço poroso. Nas lâminas delgadas deste estudo, a calcita ocorre em forma de cristais poiquilotópicos. Este tipo de cimentação foi observado em apenas uma amostra e pode ser observada na figura 34.

Um outro tipo de cimentação que ocorre de forma significativa nestes arenitos é o de Fe_2O_3 , apresentando-se como grumos (aglomerados) e ao redor dos grãos. A origem mais provável desta acumulação ferrosa seria produto da alteração dos minerais mais instáveis tanto em profundidade, como fruto da alteração mais superficial. É possível identificar vários pontos com porosidade móldica, pois o cimento ferroso se acumulou ao redor do grão que já existiu. Acredita-se que esta cimentação tenha ocorrido num estágio diagenético posterior (telodiagênese), quando a cimentação ferrosa proveniente da alteração de minerais mais instáveis expostos na fase de soerguimento acumulou-se no arcabouço destes arenitos. Bons exemplos desta descrição referente à cimentação ferrosa são representadas nas fotomicrografias A e B da figura 34, com acumulação de óxido de ferro em grumos, e ao redor de grãos individuais.

A identificação dos argilominerais foi baseada basicamente na literatura e não foi realizada com profundidade com análises mais acuradas. Identificou-se com base em trabalhos que já descreveram precipitações de argilominerais anteriormente. Foi notada a presença de caolinita precipitada no formato “livrinho”. Leva-se a crer que a caolinita não é detrítica por ela estar frequentemente associada aos feldspatos e ser bastante comum em amostras de afloramento (BOCARDI, 2005). A fotomicrografia C da figura 34 mostra um exemplo de caolinita diagenética.

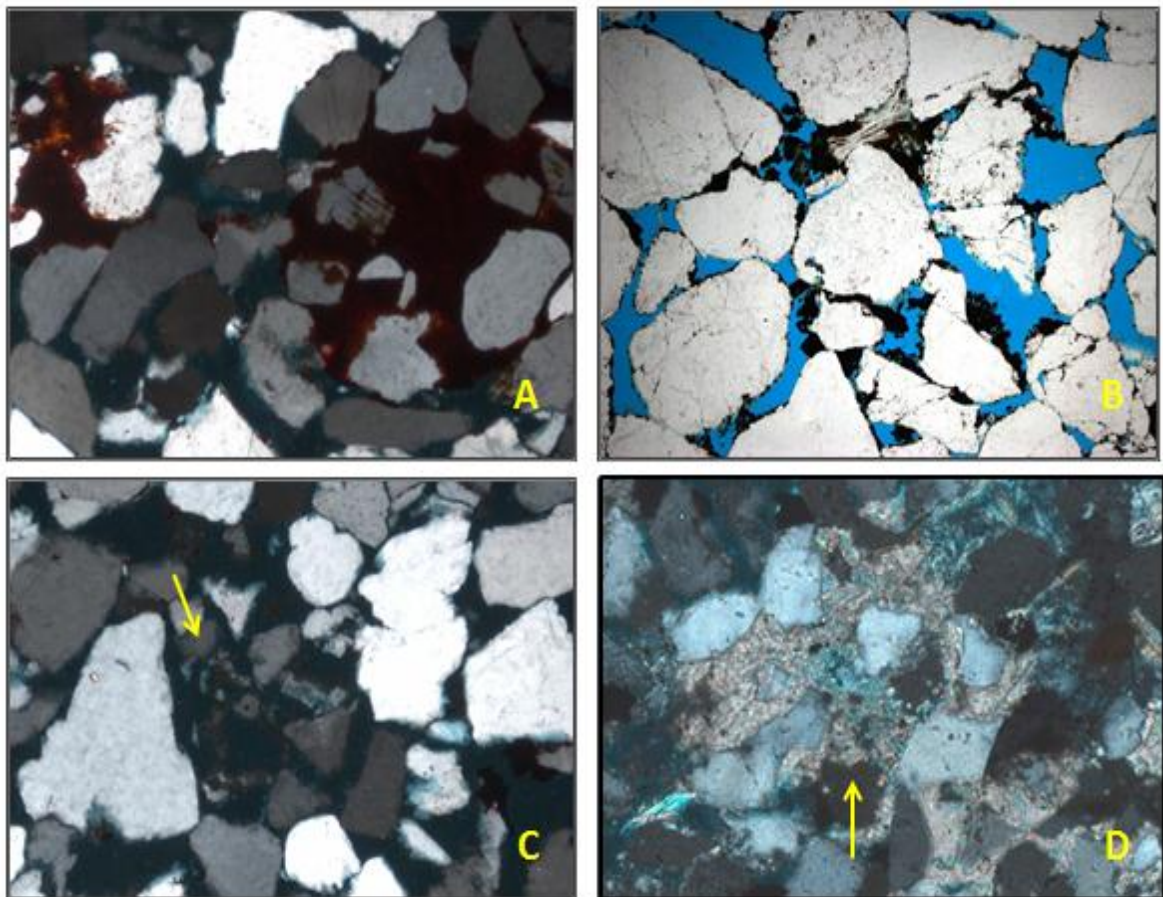


Figura 34 – (A) e (B) Cimentação de Fe_2O_3 tardia, em grumos e ao redor de grãos (20x); (B) (C) Neoformação de caulinita diagenética (10x); (D) Cimentação calcítica envolvendo grãos de quartzo e k-feldspato (10x)

Matriz – O conceito de matriz – Material fino que preenche espaços intersticiais entre os grãos do arcabouço (BOGGS, 1992). As rochas siliciclásticas que mais contém matriz são os folhelhos e rochas lamosas em geral. Os tipos de matriz mais observados nas lâminas delgadas descritas aqui são aqueles resultantes de alteração de grãos de feldspato, e que não foi lixiviada formando matriz residual, predominantemente caulinita e secundariamente illita. Este tipo não é visto em abundância nas amostras de maneira geral, podendo-se concluir parcialmente que a grande maioria das amostras foram submetidas aos mesmos processos.

E há também o tipo de matriz proveniente do esmagamento de grãos, como é o caso do esmagamento dos grãos de filito pela compactação gerando pseudomatriz. É visto em abundância a ocorrência de argila diagenética, o aparecimento desta foi interpretado como a alteração dos feldspatos e a posterior precipitação no espaço poroso, interpretando-se desta maneira a precipitação desta argila diagenética ter sido parte de um evento mais recente. Na figura 35 são mostrados exemplos de matriz residual que foram encontradas nas lâminas delgadas deste estudo

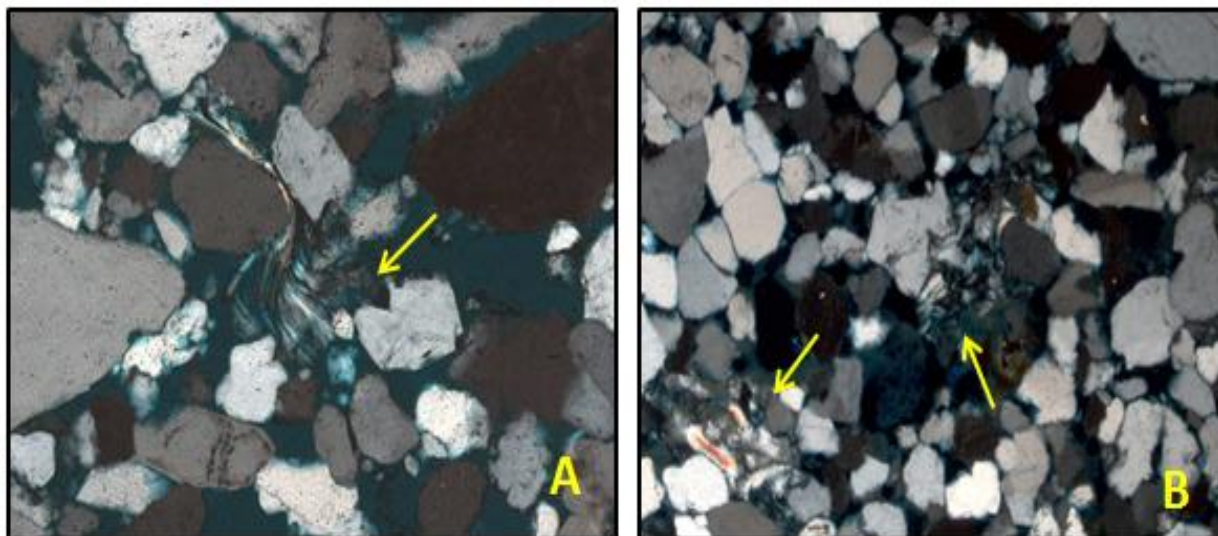


Figura 35 – (A) Matriz residual acumulada entre grãos de feldspato (10x); (B) Acumulações de argila residual concentrada em grumos;

Porosidade – Pode ser representada como o somatório das porosidades primária e secundária (porosidade total). Foram reconhecidos os tipos nas amostras analisadas: móldica – ocorre quando há intensa dissolução e é possível reconhecer o formato do grão inteiro pré-existente, algumas vezes até por cimentação ferrosa ao redor dos grãos; porosidade intragranular – formada pela dissolução parcial de grãos, em lâminas delgadas reconhece-se através de grãos esqueléticos, e a porosidade intergranular, que aparece entre os grãos.

A porosidade nas lâminas delgadas analisadas é predominantemente secundária, evidenciada pela dissolução de grãos, preferencialmente de feldspato. Os valores 34,6%.

A dissolução de grãos atuou preferencialmente nos grãos de feldspato (principalmente os k-feldspatos), e logo em seguida nos plagioclásios, onde esta ocorreu ao longo dos planos de clivagens e exsoluções. A dissolução ocorreu de forma total e parcial, formando grãos esqueléticos e porosidade móldica, em alguns a dissolução atuou de forma tão intensa que não foi possível visualizar vestígios para serem identificados. Em algumas amostras as micas também foram parcialmente alteradas, gerando porosidade intragranular. Além destas, também ocorre processo de formação de porosidade quando a matriz encolhe por perda de água, ocasionando espaços vazios bastante sutis na rocha. A presença de cimentação contribuiu significativamente para a redução dos valores de porosidade, observou-se que no grupo de amostras cuja média de cimentação foi menor do que 10% (*cutoff*), obteve-se uma média de porosidade de aproximadamente 27%, e nas amostras que apresentaram o valor médio de cimentação maior de 10%, o valor médio de porosidade destas diminuiu para 23% .

Ou seja, os valores de porosidade nas amostras aumentam conforme os valores de cimentação diminuem, sendo possível estabelecer a relação porosidade x cimentação (Tabela 1).

Tabela 1 – Relação cimentação x porosidade.

Amostra	Cimento (%)	Ø
1	26,7	14%
2.2	8,7	28%
3.	5,7	34,60%
4	2,3	14%
6	1,7	32,30%
7	0,7	17%
9	10,0	26,60%
10	4,3	23,60%
11.1	3,3	32%
11.2	16,0	24,60%
12.1	0,0	32,30%
13	1,3	27%
16	12,0	27%

Apesar de ser possível estabelecer a relação cimentação / porosidade, existem métodos que viabilizam avaliar os processos diagenéticos que tiveram maior influência na porosidade intragranular. A importância relativa dos processos de compactação e de cimentação na redução da porosidade também pode ser avaliada com a utilização do gráfico de volume intergranular *versus* cimentação (Houseknecht 1987, figura 36). Com este método, observa-se que a compactação foi mais importante que a cimentação, na redução da porosidade.

A redução de porosidade por compactação apresenta um aspecto irreversível na diminuição do sistema poroso e na geometria dos poros. Enquanto que a cimentação poderia atuar na preservação do arcabouço, durante o soterramento e posteriormente, favorecer um ganho de porosidade por dissolução, a compactação inibe reações diagenéticas posteriores.

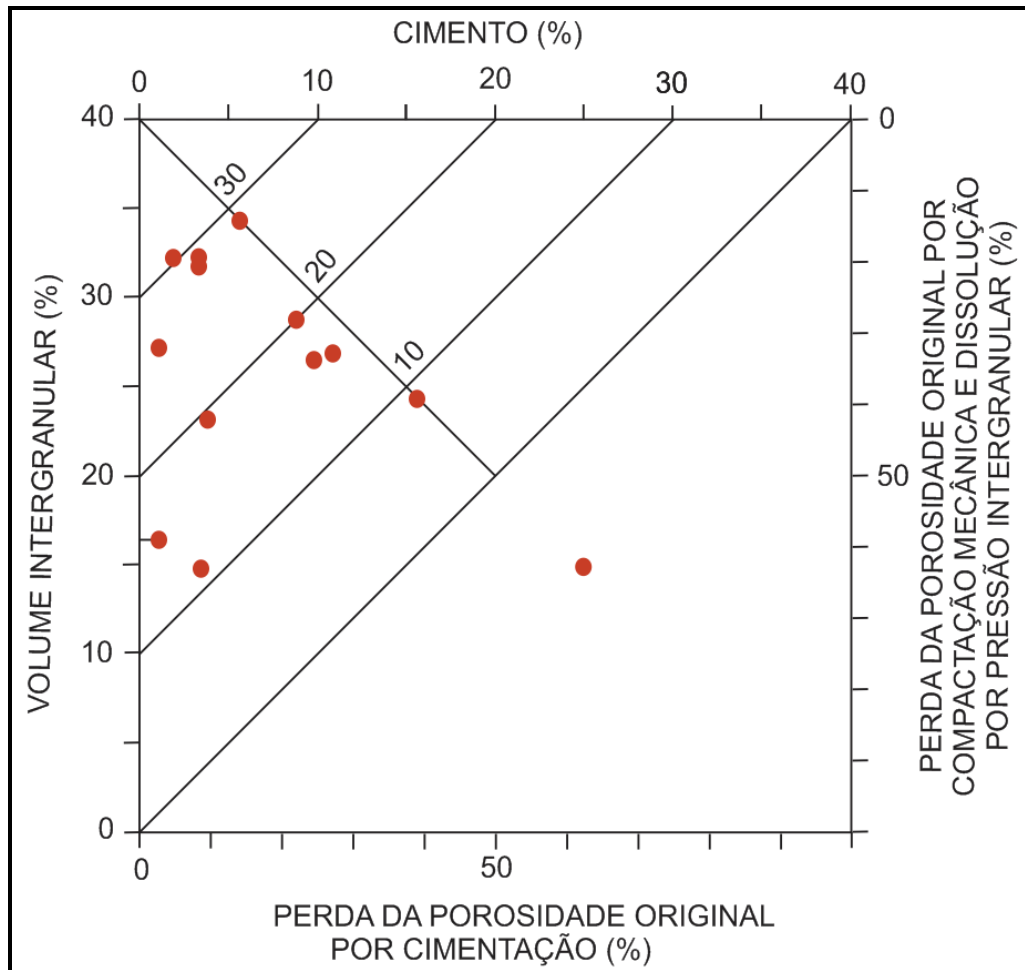


Figura 36 – Diagrama para avaliação da importância relativa da cimentação e da compactação na perda de porosidade em arenitos aplicado às amostras estudadas (Houseknecht 1987). Através deste método, observa-se que a compactação foi mais efetiva do que a cimentação na redução de porosidade.

Conforme dito anteriormente, a porosidade secundária é originada através da dissolução de minerais instáveis e cimentos. Este processo pode ser atribuído também à ação de ácidos orgânicos liberados durante a fase inicial de maturação da matéria orgânica proveniente das rochas potencialmente geradoras da Bacia do Parnaíba, cuja fase teve início no Jurássico Inferior, quando a Bacia foi afetada por uma anomalia térmica regional, decorrente do processo de abertura do Oceano Atlântico, resultando em um grande volume de intrusões ígneas e assim favorecendo este processo de maturação. A mesma afirmativa foi feita em estudos na Bacia do Paraná que é análoga a esta bacia, por França e Potter (1989), em estudos a respeito da geração de porosidade secundária e intrusões ígneas também ocorrentes nesta bacia na mesma época. Os principais tipos de porosidade nas amostras analisadas são expostos na figura 37.

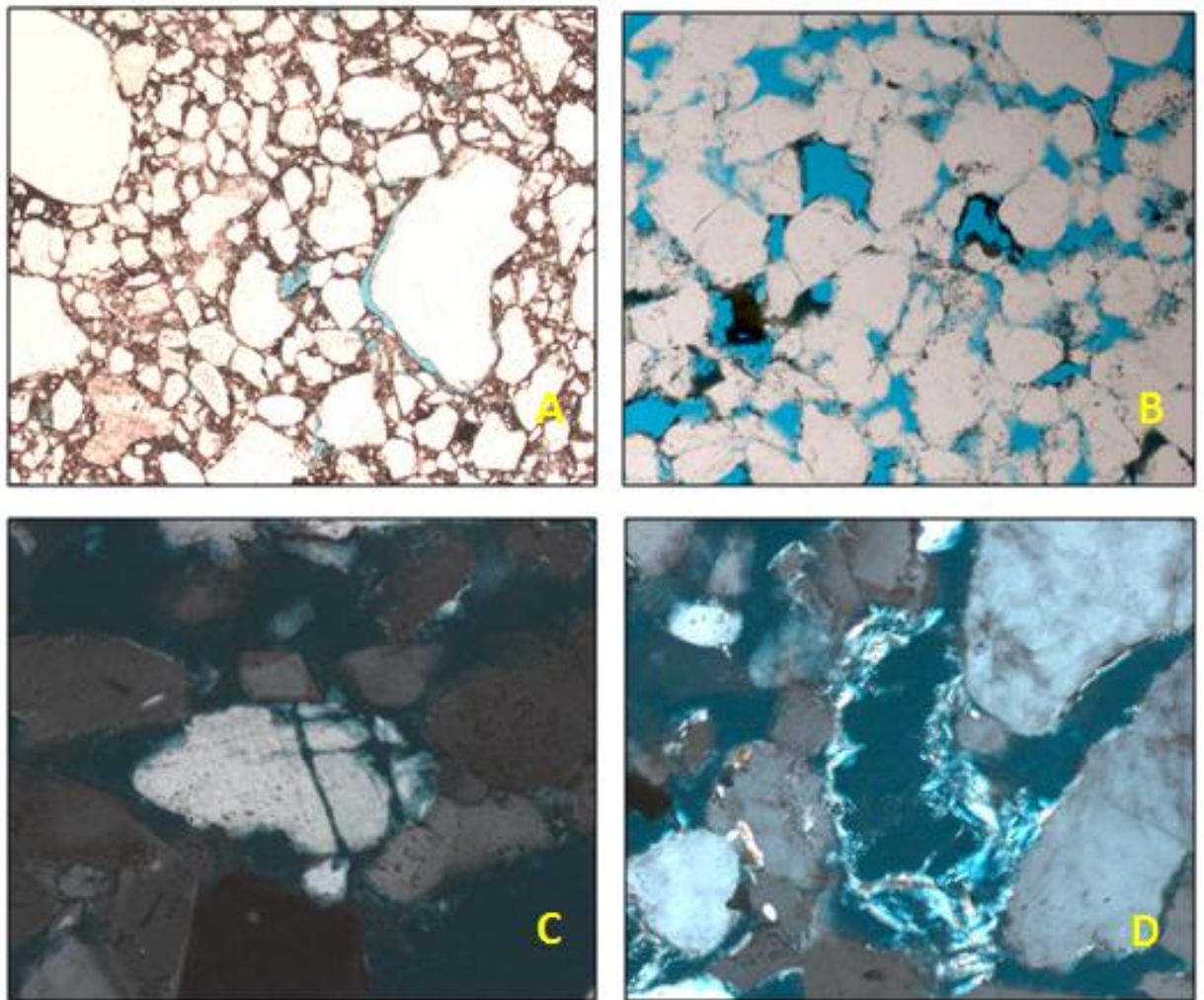


Figura 37 – (A) Porosidade por encolhimento em diamicrito (5x). (B) Grão de feldspato totalmente dissolvido, (C) Porosidade por fratura em grão de K-feldspato (20x). (D) Pode ser notado o formato do grão que já esteve presente através da presença de cimento ao redor (10x).

5.2.4 Proveniência e petrofácies

As evidências encontradas nas lâminas petrográficas fornecem subsídios para afirmar que a fonte para estes arenitos é oriunda essencialmente de terrenos metamórficos de grau baixo a alto. Produtos diagnósticos como quartzo com extinção ondulante em alto grau (maior que 5 graus de rotação), quartzo com subcristais e seus eixos ópticos alinhados e quartzo policristalino com subcristais mostrando variações na orientação dos grãos com formatos alongados (recristalização), são fortes indícios de terrenos de origem metamórfica (SCHOLLE, 1979), e leva a crer que foi a principal fonte de fragmentos líticos e destes tipos de quartzo na área estudada. Além destes, grãos de quartzo crenulados, fragmentos de filitos, presença de trens de inclusões nos grãos de quartzo (Lamelas de Böhm), predominam e

corroboram esta afirmativa, algumas destas evidências em lâmina delgada são expostas na figura 38.

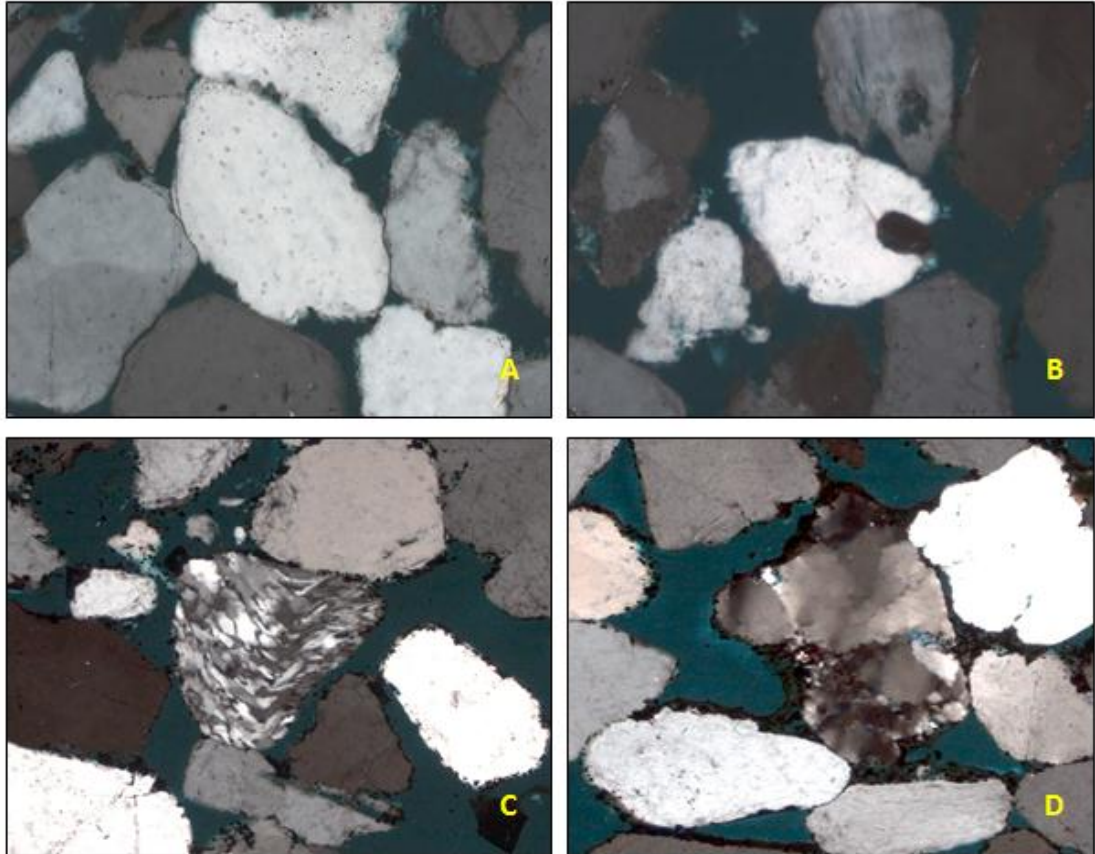


Figura 38 – Fotomicrografias A e B – Fragmentos indicativos de rocha vulcânica. Fotomicrografias C e D – Fragmentos indicativos de origem metamórfica.

A mais provável fonte para estes fragmentos estaria situada no cráton do São Francisco na associação de rochas do Supergrupo Espinhaço, composto na seção basal por quartzitos com intercalações de metasiltitos, filitos e conglomerados, e no topo destacando-se a presença de rochas vulcânicas preenchendo diques verticais de direção NS e EW, que cortam o embasamento na base deste supergrupo (DUSSIN *et al.*, 1995). As medidas de paleocorrentes extraídos em campo predominantemente com direção NW corroboram esta afirmativa de que a fonte de fato está situada a sudeste e esteve ativa no período de deposição das rochas da Formação Cabeças. Um mapa com as médias das paleocorrentes referentes a cada *cluster* de petrofácies, discutidas a seguir, está representada na figura 39.

Paralelamente, supõe-se que haja uma fonte secundária para estes arenitos em virtude de indícios de fonte vulcânica encontrados em menor abundância do que os que foram citados primeiramente. As mais fortes evidências atribuídas à fonte vulcânica são fragmentos são

cristais de quartzo monocristalino com faces cristalinas bem definidas e ausência de inclusões no centro dos grãos, e cristais de quartzo monocristalino com inclusões nas bordas (SCHOLLE, 1979), (figura 38). Estes são poucos e fortes indícios, levando a crer que a provável fonte são rochas intrusivas que ocorrem na base do supergrupo cortando ou intercaladas com a sequência sedimentar. Apesar da mineralogia destas rochas pertencentes às intrusões serem metamórficas, a maioria delas possui fonte ígnea plutônica e estão metamorfisadas, o que permite a liberação de fragmentos de quartzo monocristalinos para a bacia, com estas características.

Dentro deste contexto, também é citada a relevância de estudos feitos a cerca da proveniência destas rochas através da datação de cristais de zircão, utilizando o método de datação de U/Pb para desvendar a idade de zircões detríticos. Em várias amostras da Formação Cabeças na borda leste foram reconhecidos cristais de zircões com idades datadas em aproximadamente 1.7 Ga e secundariamente apresentando idades aproximadas em 500-700 Ma. A idade dos zircões mais antigos sugere uma forte contribuição de terrenos paleoproterozóicos (correlatas ao Supergrupo Espinhaço), provenientes de magmatismo ocorrente nesta época devido ao acontecimento da Tafrogênese Estateriana. Já os zircões mais jovens são correlatos aos Grupos Macaúbas e Bambuí, cujos cristais são provenientes do magmatismo ocorrente na fase extensional responsável pela abertura do rift Macaúbas – Santo Onofre (900-650 ? Ma), (BRITO NEVES, *et al.*, 1979).

O estudo de petrofácies torna-se de suma importância para delinear a evolução geológica da área fonte. Areias derivadas de rochas-fonte similares em condições similares apresentarão composições similares (DICKINSON, 1985). Quando as areias são estudadas dentro de uma região bem definida, e é determinado que tais amostras possam ser agrupadas com base em sua composição, definimos petrofácies. Existem inúmeras formas de classificar objetos pela observação das semelhanças e das dissemelhanças entre eles, esta informação conhecida é organizada em grupos homogêneos, chamados de *clusters*. Através das semelhanças mineralógicas entre as amostras com base nas porcentagens normalizadas das fases detríticas básicas observadas (tabela 2), foi feita a análise de *clusters*, cujo agrupamento está representado na figura 40.

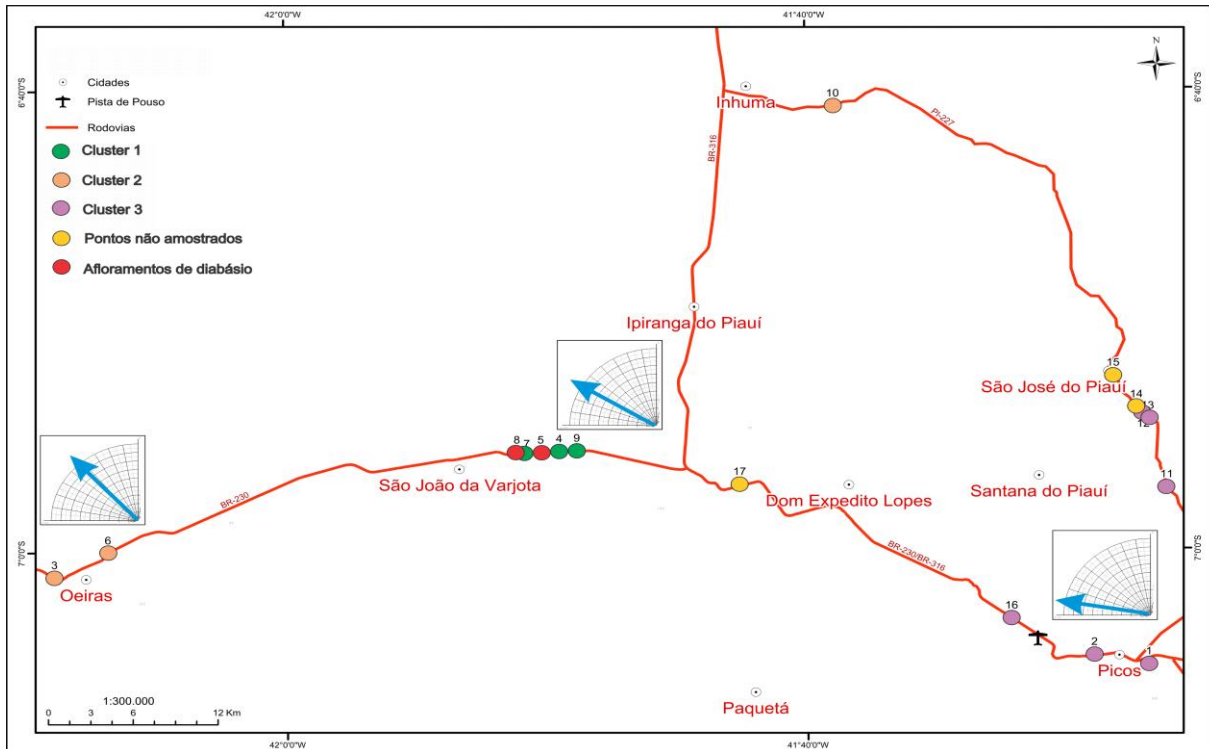


Figura 39 – Mapa mostrando as médias das medidas de paleocorrentes separadas por petrofácies.

O agrupamento foi realizado no software *Statistica* seguindo o Método de *Ward*, o qual diz que a formação dos grupos se dá pela maximização da homogeneidade dentro dos grupos. A soma de quadrados dentro dos grupos é usada como medida de homogeneidade, pretendendo-se inferir distância entre indivíduos do mesmo grupo e distância entre indivíduos de grupos diferentes; dispersão dos indivíduos dentro do grupo; densidade dos indivíduos dentro e fora dos grupos.

No gráfico que mostra o resultado do agrupamento final (figura 40), três petrofácies (distintas nas cores verde, laranja e lilás) foram reconhecidas através da normalização dos valores das principais fases detríticas que foram utilizadas, (estes valores encontram-se resumidos na tabela 2), quartzo monocristalino, quartzo policristalino, fragmentos líticos, mica, K-feldspato, plagioclásio e minerais acessórios. A elipse verde representa o *cluster1*; a elipse laranja representa o *cluster 2*; a elipse lilás representa o *cluster 3*.

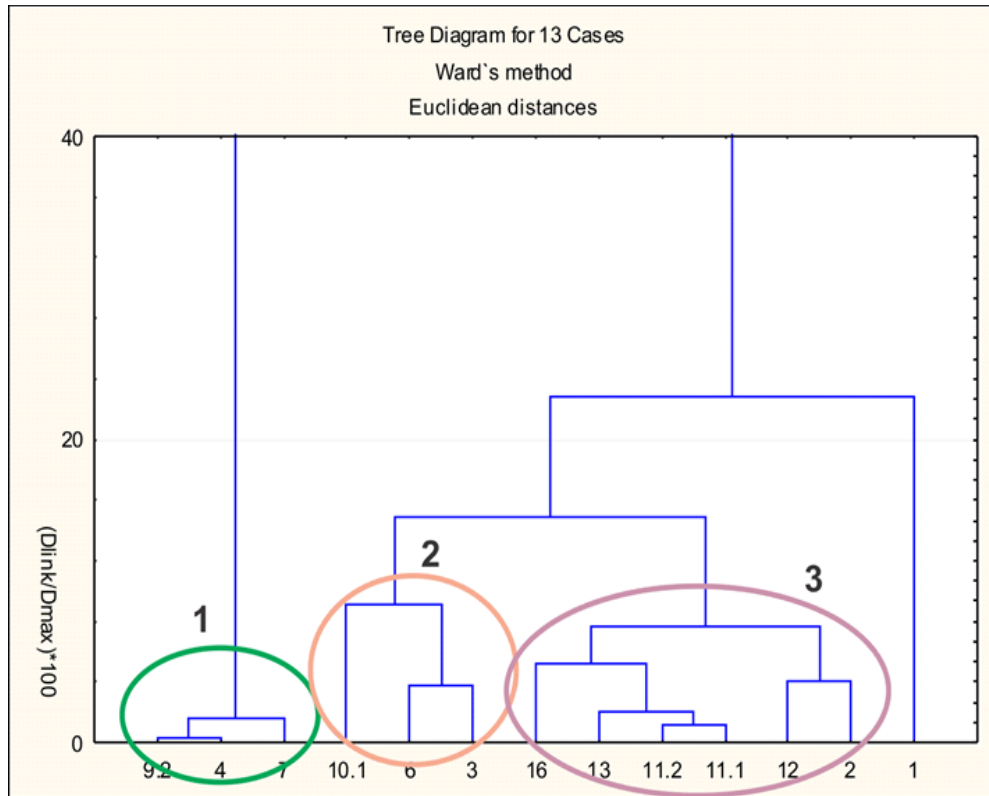


Figura 40 – Gráfico mostrando o resultado do agrupamento das amostras. As elipses verde, rosa e lilás representam as petrofácies 1, 2 e 3, respectivamente.

Tabela 2 – Porcentagens normalizadas para aplicação do método de análise de *clusters*. O agrupamento em verde representa o *cluster* 1, os agrupamentos rosa e lilás representam os *clusters* 2 e 3 respectivamente.

Amostra	Qp (%)	Qm (%)	Líticos (%)	Mica (%)	K-Felds (%)	Plag (%)	Acessórios (%)
4	0,00	98,4	0,0	0,00	0,0	0,0	1,6
7	0,00	100,0	0,0	0,00	0,0	0,0	0,0
9	0,00	97,9	0,0	0,00	0,0	0,0	2,1
Média	0	98,8	0	0	0	0	1,2
3	0,55	71,8	0,0	0,00	27,6	0,0	0,0
6	0,52	65,6	0,0	1,04	29,7	0,0	3,1
10	8,25	68,0	0,0	3,40	16,5	0,0	3,9
Média	3,1	68,5	0	1,48	24,6	0	2,3
1	0,58	39,0	1,2	2,91	38,4	1,2	16,9
2	0,67	57,3	0,0	2,00	30,7	7,3	2,0
11.1	3,13	61,3	1,3	0,00	33,1	0,0	1,3
11.2	4,00	62,3	0,0	0,57	33,1	0,0	0,0
12	0,52	54,9	1,6	3,11	35,8	2,1	2,1
13	2,79	60,0	0,5	0,00	34,4	2,3	0,0
16	9,94	60,2	0,0	0,00	29,8	0,0	0,0
Média	3,1	56,4	0,6	1,2	33,6	1,8	3,2

A petrofácies 1 (pontos 4, 7 e 9; figura 41), corresponde aos quartzarenitos, apresenta a menor média de porosidade e empacotamento fechado. São amostras composicionalmente supermaturas por apresentarem quase 100% de quartzo em seu arcabouço, e secundariamente como mineral acessório, o zircão somente. Não foi reportada a presença de outros minerais como feldspato, ou micas. Uma peculiaridade deste grupo que vale a pena ressaltar, é a proximidade com intrusões que ocorreram na área, resultando em feições como grãos de quartzo estirados e abundância de grãos deformados com extinção ondulante, feições típicas resultantes de metamorfismo. A cimentação é basicamente de quartzo. A intensidade da compactação foi tão alta que o limite grão - sobrecrecimento quase sempre não é tão evidente.

A petrofácies 2 (pontos 3, 6 e 10; figura 42) é constituída por arcóseos e caracterizada principalmente pela dissolução de constituintes mais instáveis. É mais matura composicionalmente do que a petrofácies 3 e menos matura do que a petrofácies 1, a qual é constituída de quartzarenitos. Das três petrofácies identificadas é a que apresenta a maior média de porosidade, a qual foi provavelmente originada da intensa dissolução dos feldspatos, cimentos e dos fragmentos líticos. A quantidade de cimentação ferrosa neste grupo é a maior em comparação aos outros dois grupos, e não se observa cimentação carbonática. São observados contatos pontuais, longos e suturados, em termos de qualidade de reservatório, esta petrofácies é a mais representativa para a área de estudo.

A petrofácies 3 (pontos 1, 2, 11.1, 11.2, 12, 13, e 16; figura 43), é também representadas por arcóseos, mas com conteúdo superior de feldspatos e fragmentos líticos em relação aos outros grupos, tornando esta mais imatura composicionalmente. Foi observada em uma amostra a presença de cimentação calcítica. Está presente o sobrecrecimento de quartzo, precipitação de argila diagenética e pseudomatriz, ocorrente em virtude do esmagamento dos fragmentos líticos. Assim como as demais petrofácies, apresenta contatos suturados, evidenciando compactação mecânica.

A partir do cálculo das porcentagens normalizadas de cada grupo, foi possível notar que a petrofácies 3 é composicionalmente mais imatura e lítica do que as petrofácies 1 e 2, apresentando teores de K-feldspato, plagioclásio e fragmentos líticos mais elevados do que estes dois últimos grupos, caracterizando o estágio mesodiagenético na Formação Cabeças, com a maioria dos produtos observados, como compactação química decorrente da dissolução por pressão ao longo dos contatos, crescimento secundário de quartzo e feldspatos, precipitação de argilominerais e dissolução dos grãos. Em contrapartida, as amostras dos

grupos 1 e 2 apresentam-se composicionalmente mais maduras, com teores de quartzo (monocristalino) mais elevado do que a petrofácies 3.

Desta maneira, obtém-se subsídio para afirmar que as amostras correspondentes ao *cluster* 3 estão localizadas mais próximas a fonte principal, sugerida o Craton do São Francisco (figura 39), por serem mais líticas e apresentarem-se mais composicionalmente imaturas, com teores mais elevados de feldspato. As petrofácies do *cluster* 2 apresentam-se composicionalmente similar a do *cluster* 3, diferenciando-se por menor quantidade de fragmentos líticos e feldspato. Este fato permite supor que os feldspatos e estes litoclastos sofreram dissolução e/ou lixiviação ao longo da evolução geológica da área. Foi possível observar condições telodiagénéticas nos arenitos desta petrofácies, cujas modificações mais importantes são produzidas pelo fluxo de água meteórica nas unidades, e inclui a dissolução de minerais, em geral de feldspatos ao longo de clivagens e planos de fraturas, fragmentos líticos e cimentos instáveis (MORAD *et al.* 2000). Nas amostras estudadas de superfície a dissolução é muito intensa, seguida de preenchimento do espaço gerado, por óxidos ou hidróxidos de ferro, todas estas características são visíveis neste *cluster* de amostras. O estágio telodiagénético ocorre quando unidades sedimentares que foram submetidas à eodiagênese e mesodiagênese sofrem soerguimento e posteriormente influência de fluidos meteóricos.

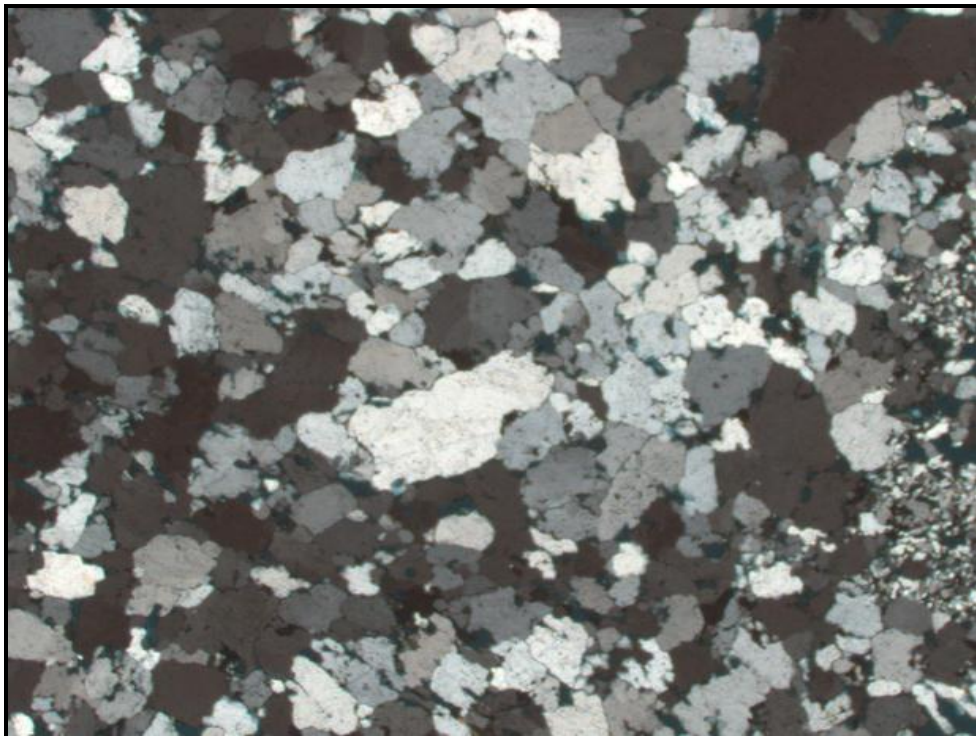


Figura 41- Fotomicrografia da petrofácies pertencente ao *cluster* 1, quartzoarenitos. Observar o alto grau de compactação.

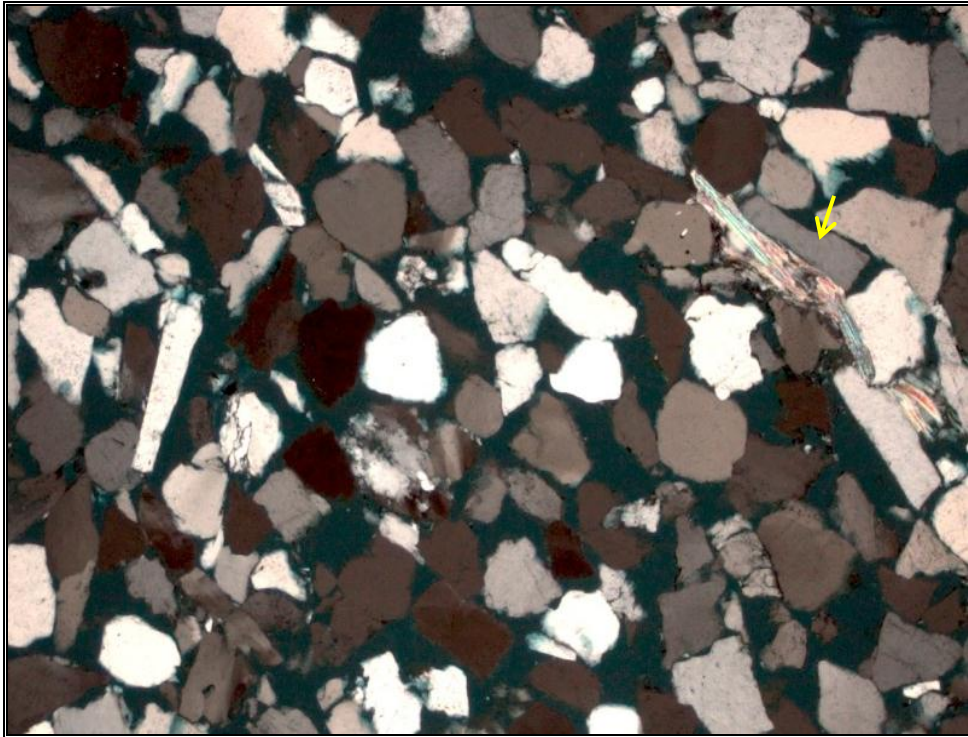
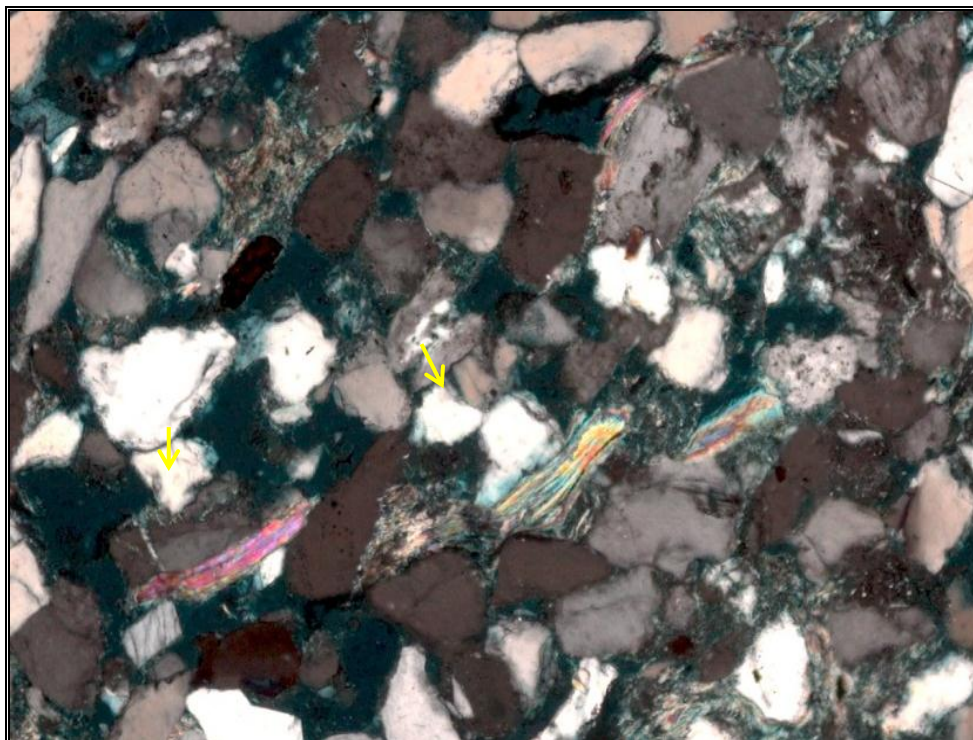


Figura 42- Petrofácies pertencente ao *cluster 2*. Observar que a quantidade de constituintes mais instáveis é praticamente ausente.



.Figura 43 - Petrofácies pertencente ao *cluster 3*. Observar significativa quantidade de produtos mais instáveis.

5.3 Inferências sobre a qualidade dos arenitos estudados como reservatórios

Os arenitos da Formação Cabeças têm sido considerados como potenciais reservatórios, descobertas feitas no passado demonstram tal potencialidade, muito embora ainda não tenham sido realizados estudos mais aprofundados acerca deste tema. O sistema petrolífero Pimenteira – Cabeças (!), na Bacia do Parnaíba, conforme estudo bibliográfico realizado, aponta para uma demanda quanto a necessidade de pesquisas para o seu maior entendimento. Um aspecto a ser destacado, consiste em que, embora diferentes autores considerem a existência de porosidade secundária como importante fator que implique na qualidade do reservatório, o mesmo ainda constitui-se fator de discussão na comunidade científica. Na década de 70 surgiram os primeiros trabalhos que falam a respeito da dissolução de componentes do arcabouço de arenitos, e resultados de pesquisas afirmam que a porosidade secundária nada tem a ver com o aumento de porosidade total, independente do tipo de porosidade secundária que foi observada (BJØRLYKKE *et al.*, 1989).

O volume poroso que teria sido produzido por dissolução de cimentos seria contrabalançado por volume similar representado por produtos de reações de dissolução (BOCARDI, 2005), tais produtos causam a redistribuição de fases diagenéticas, com efeito insignificante na geometria dos poros, e por conseguinte, no volume de vazios. Para que houvesse um incremento no aumento da porosidade, seria necessária a retirada dos produtos resultantes da dissolução num sistema aberto, sob condições de diagênese controladas. Não necessariamente o aumento na porosidade em escala de reservatório será ocasionado da mesma maneira que em escala microscópica, uma vez que processos de transferência de massa são notados somente em escala microscópica.

Em escala microscópica, a porosidade nos arenitos da Formação Cabeças é predominantemente secundária, resultante da dissolução de cimentos e grãos. Em contrapartida, a compactação foi um fator muito importante na redução da porosidade, uma vez que esta causa impacto direto na oclusão do sistema poroso. Observa-se em quase na maioria das amostras deste estudo que os poros não apresentam continuidade, existe o ganho de porosidade total, mas sem impactar a porosidade efetiva, uma vez que o espaço gerado por dissolução muitas vezes não apresenta continuidade, mesmo em escala de seção delgada. É possível afirmar que a compactação causou a significativa redução da porosidade em especial na petrofácies “1” representada pelos quartzarenitos. Além da compactação química ter impactado fortemente na redução da porosidade este é um caso especial, devido ao fato de

uma intrusão ígnea estar localizada muito próxima destas amostras, causando alto grau de compactação e um nível significativo de cimentação silicosa, que tende a causar a perda de porosidade de maneira irreversível.

Considerando o ganho de porosidade por dissolução, é possível inferir que os melhores reservatórios de hidrocarbonetos na Formação Cabeças ocorrem nos arenitos arcoseanos da petrofácies “2”. Em comparação aos arenitos arcoseanos da petrofácies “3”, notou-se que o grau de dissolução atuou mais intensamente neste *cluster* refletindo em maior maturidade composicional, além deste ter apresentado maiores valores de porosidade total em relação aos demais grupos.

6. CONCLUSÕES

1 - A caracterização de 7 litofácies neste trabalho (Ac, Az, At, Ar, Acb, Dm, SA), refletiu em um modelo faciológico que comporta uma gama de sistemas deposicionais presentes durante o período Devoniano na borda leste da bacia do Parnaíba, permitindo assim, maior compreensão e comparação ao que já foi apresentado por outros autores. Apesar do extenso trabalho de levantamento das litofácies já descritas realizado, nem todas as litofácies descritas em campo foram correlacionadas com o que já foi descrito na literatura, pelo fato do número de litofácies descritas em campo ser bem inferior ao que foi compilado.

2- O paleoambiente contextualizado para a Formação Cabeças neste estudo foi deltaico com forte influência fluvial, com formação de corpos sigmoidais por fluxos homopícnais, sendo tais corpos descritos como sem dimensões específicas, e apresentando estratificação cruzada sigmoidal assintótica no topo e na base, intensa bioturbação do tipo *Skolithos* e laminação cruzada cavalgante na base dos estratos formadas por fluxos de natureza homopícnal, sendo a fonte de sedimentos para a formação de tais corpos provenientes do influxo fluvial, causando sedimentação episódica. Contextualizou-se também, um ambiente fluvial de barras de desembocadura caracterizado por um perfil progradante separando em crista e talude, com camadas finas plano-paralelas caracterizando o talude, e estratificação cruzada do tipo festão em grande escala, e também dando relevância ao modelo deposicional glacial caracterizados por fluxos gravitacionais confinados em vales-túnel, sendo tais fluxos ocasionados devido ao derretimento de base de geleiras, ocorrendo no fim do período Devoniano, caracterizando assim um limite superior de sequência (LSS).

3- As amostras contempladas na análise Petrográfica foram classificadas dentro do grupo dos quartzarenitos e dos arcóseos. Foram obtidas 3 petrofácies obtidas através do método de análise de *clusters*, sendo a primeira constituída por quartzarenitos e as duas últimas constituídas basicamente por arcóseos. A petrofácies 1 é representada por quartzarenitos que se localizam muito próximas a intrusões ígneas. As petrofácies 2 e 3 são mineralogicamente muito similares, diferindo no grau de maturidade composicional e na média de porosidade, que apresenta-se maior na petrofácies 2, levando a sugerir que os constituintes mais instáveis sofreram dissolução ao longo da evolução geológica da área fonte.

4- Compilando-se as informações de paleocorrentes coletadas em campo, as quais mostraram sentido preferencial para noroeste, juntamente com a discussão das petrofácies concluiu-se

que a fonte principal destes sedimentos está localizada no Cráton do São Francisco, na associação de rochas do Supergrupo Espinhaço.

4- Este trabalho permitiu tecer considerações iniciais acerca da caracterização dos arenitos da Formação Cabeças aos olhos da petrografia. Carece que se iniciem estudos destes arenitos como potenciais reservatórios, uma vez que o play Cabeças-Pimenteiras foi comprovado na bacia, mas sem grande compreensão destas rochas.

Referências Bibliográficas

- ABELHA, M. Análise estratigráfica do intervalo Carbonífero/Permiano da Bacia do Parnaíba em testemunhos de sondagem. 2010. 119 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-graduação em Geologia, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro.
- ANDRADE, S.M.. *Geologia do Sudeste de Itacajá*. Rio de Janeiro, Petrobras, 38p. 1968 (Relatório Interno, 293)
- ANKETELL, J.M.; CEGLA, J.; DZULYNSKI, S. On the deformational structures in systems with reversed gradients. *Roczn. Pol. Tow. Geol*, 41: 3-20. 1970.
- BEURLLEN, K.; Observações no Devoniano do Estado do Piauí. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 37, (1):61-67, 1965.
- BJØRLYKKE, K.; RAMM, M.; SAIGAL, G.S. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geologische Rundschau*, 78(1): 243–268. 1989.
- BOCARDI, L.B. *Petrologia e aspectos diagenéticos de arenitos reservatórios do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) da Bacia do Paraná*. 2005. 103 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- BOGGS, S.. *Petrology of sedimentar rocks*. Macmillan Publishing Company, New York. 1992. 707 p.
- BORGHI, L. *Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional*. Rio de Janeiro, Museu Nacional, (Boletim, Nova Série, Geologia, n.53). 26p. 2000.
- BRISTOW, C.S. Brahmaputra River: channel migration and deposition. In: Ethridge, F.G.; Flores R.M.; Harvey M.D. (Eds.). *Recent developments in fluvial sedimentology*. SEPM Special Publication, 39: 83-91, 1987.
- BRITO NEVES, B.B; KAWASHITA, K.;CORDANI, U.G.; DELHAL, J.. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9:71-85. 1979.
- CAPUTO, M.V. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern of Brazil*. 1984. 583 p . Tese (Doutorado em Geologia). Universidade da Califórnia, Santa Barbara.
- CAPUTO, M.V. Late Devonian Glaciation in South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. 51: 291—317. 1985.
- CAPUTO, M.V.; MELO, J.H.G.; STREEL, M; ISBELL, J.L. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. In: FIELDING, C.R; FRANK, T.D; ISBELL,

J.L. (Eds). Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. *Geological Society of America Special Paper*, Boulder, 441:161-173. 2008.

CARVALHO, M.G.P. *Trilobitas Devonianos da bacia do Parnaíba (Formações Pimenteira, Cabeças e Longá)*. 1995. 132p. Tese (Doutorado em Geologia), IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro.

CASTER, K. E.Excursão geológica ao Estado do Piauí. *Mineração e Metalurgia*, 12 (72): 271-272. 1948.

CORDANI, U. G. *The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic*. *Revista Brasileira de Geociências*.(12),78 – 88. 1982 .

CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 2012. Disponível em < <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>>. Acessado em 16 de outubro de 2012.

CUNHA, F.M.B. *Evolução paleozóica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. 1986. 107p. Dissertação (Mestrado em Geologia), IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro.

DELLA FÁVERA, J.C. Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais na Bacia do Parnaíba. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31,1980, Camboriú. Anais. Santa Catarina: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980,v. 2: 356-357.

DELLA FÁVERA, J.C. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras: Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. *In: Congresso Brasileiro de Geologia* , 33, 1984. Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG. 1984. v.3, 489-501.

DELLA FAVERA, J.C. *Tempestitos da bacia do Parnaíba: um ensaio holístico*. 1990. 243p. Tese (Doutorado em Geologia), IG-UFRGS, Porto Alegre.

DELLA FAVERA, J.C.. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro, Ed UERJ. 2001. 263p.

DE ROS, L.F. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Siluro-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **116**:99-128. 1998.

DICKINSON, W.R. Interpreting Provenance from detrital modes of sandstones, *In: G.G. Zuffa, ed., Provenance of arenites: NATO-ASI Series C*, Dordercht, The Netherlands, D. Riedel Pub. Co., p.333-361. 1985.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, E.M. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*. 3(1): 19-26. 1995.

DUTRA, V.P.L. Análise faciológica e petrográfica da Formação Poti (Mississipiense, Bacia do Parnaíba), em testemunhos de sondagem. 2011. 32 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro.

FOLK, R.L.. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill Publishing. 1980. 184 p.

FONSECA, V.M.M. Chonetoidea (Brachiopoda) do Devoniano Médio das Bacias do Amazonas e Parnaíba, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*. 62 (2): 193-215. 2004.

FONSECA, V.M.M.; FERNANDES, A.C.S.; SILVA, C.F.; SCHEFFLER, S.M. Crinóides da borda leste da Bacia do Parnaíba (Formação Cabeças, Devoniano Médio). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências Naturais*, 5 (2): 165-173. 2010.

FRANÇA, A.B.; POTTER, .E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim Geociências Petrobras*, 2:147-191. 1988.

FREITAS, E.L.; *Análise estratigráfica da seqüência Devoniana aflorante na bacia do Parnaíba entre as cidades de Picos e Oeiras (PI)*. 1990. 175p. Dissertação (Mestrado em Geologia), EM-UFOP, Ouro Preto.

GABAGLIA, G.P.R.; FIGUEIREDO, A.M.F. Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (eds.), 1990, *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras, p. 31-45. 1986.

GÓES, A.M.O.; FEIJÓ, F.J.; Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8 (1):57-67. 1994.

GÓES, A.M.O.; SOUZA, J.M.P.; TEIXEIRA, L.B. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4 (1):55-64. 1990.

GRAHN, Y.; LOBOZIAK, S.; MELO, J.H.G., 2001. Integrated miospore-chitinozoan biozonation of the Parnaíba Basin and its correlation with PETROBRAS (Müller 1962) Silurian – Lower Carboniferous palynozones. In: *Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul-Americanas*. (Melo, J.H.G. & Terra, G.J.S., eds.), Ciência- Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo. 20:81-89, 2001.

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 Micropaleontologia*, Madrid. 37, (2): 183-204. 2005.

HOUSEKNECHT, D.W.. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 71:633-642. 1987.

JOHNSON, J.G; KLAPPER, G.; SANDBERG, C. A. Devonian Eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 567-587. 1985.

KEGEL, W. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral*, Rio de Janeiro, (141):1-48. 1953.

KEGEL, W. Rastos de bilobites no Devoniano Médio do Piauí. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral*, Rio de Janeiro, 122: 1-11. 1965.

LIMA, E.A.M.; LEITE, J.F. *Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética. Relatório final da etapa III.* Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 212 p. 1978.

LOBATO, G. Estratigrafia do Intervalo Neodevoniano/Mississippiano da bacia do Parnaíba em testemunhos de sondagem. 2010. 96 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-graduação em Geologia, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro.

MABESOONE, M.J. Sedimentary basins of Northeast Brazil. Recife: DG-CT-UFPe, 1994. 308p. (*Special Publication*, 2)

MELO, J.H.G.A. *Província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil: estado atual dos conhecimentos.* 1985. 357 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MELO, J.H.G. *The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil.* In: N.J. MCMILLAN; A.F. EMBRY & D.J. GLASS (eds.) *Devonian of the World. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Calgary. 14.1988. (1): 669-703.

MELO, J.H.G.; LOBOZIAK, S. *Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. Review of Palaeobotany and Palynology.* 124, (3-4): 131-202. 2003.

MESNER, J.C.; WOOLDRIDGE, C.P.. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, North Brazil. *AAPG Bulletin*, 1964 48 (9):1475-1512.

MIALL, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits.* Berlim, Springer. 586p.

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*, 47:1-27. 2000.

OLIVEIRA, J.C.; BARROS, F.L. *Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio. Relatório Final.* Recife: Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 175p.1976.

OLIVEIRA, M. J. *Caracterização Faciológica de sedimentos glaciais da Formação Cabeças na borda sudoeste na Bacia do Parnaíba.* 1997. 142 p. Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém.

PONCIANO, L.C.M.O. *Tafofácies da Formação Cabeças, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí.* 2009. 88 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro.

PONCIANO, L.C.M.O.; DELLA FAVERA, J.C. Flood-dominated fluvio deltaic system: A new depositional model to Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências.* 2009. 81(4): 769-780.

PLUMMER, F.B. Estados do Maranhão e Piauí. *In*: BRASIL, Conselho Nacional do Petróleo. Relatório de 1946. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo. 1948. p. 87-134.

RODRIGUES, A.S.. Revisão dos icnofósseis descritos por Wilhelm Kegel para as formações Cabeças e Longá (Devoniano Médio e Superior da Bacia do Parnaíba). *In*: Jornada de Iniciação Científica – Universidade Federal do Rio de Janeiro, 23, Rio de Janeiro. *Resumos*, 2001, 123 p.

SANTOS, M.E.C.M. *Reconstituições paleobiológicas nas bacias do Parnaíba e de São Luís*. 1998. 280p. Tese de Doutorado, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro.

SANTOS, V.H. Sequências Siluro-Devoniana e Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Brasil, como análogos para a exploração para hidrocarbonetos. 2005. 236p. Tese de Doutorado, Centro de Tecnologia e Ciências – UFPE, Recife.

SANTOS, M. E.; CARVALHO, M. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luis – *Reconstituições Paleobiológicas*. CPRM. 39(4): 669-678. 2009.

SCHOLLE, P.A. *A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements and Porosities of Sandstones and Associated Rocks*. AAPG Memoir 28. Tulsa, Oklahoma. 1979. 201p.

SILVA, V.F.. *Estudo sedimentológico da Formação Pimenteira (Devoniano) na borda sudoeste da bacia do Parnaíba (TO)*. 1998. 73p Dissertação (Mestrado em Geologia), CG-UFPA, Belém.

TUCKER, M.E.. *Sedimentary Petrology – An introduction to the origin of sedimentary rocks*. 2nd ed. New York, Ed. John, Wiley and Sons, 1991.p.252.

YOUNG, C.G.K. *Contribuição à análise da Formação Pimenteira (Devoniano, bacia do Parnaíba): caracterização de um potencial intervalo de rochas-reservatório*. 2003. 84p. Trabalho de Conclusão de Curso, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro.

YOUNG, C.G.K. *Estratigrafia de alta resolução da Formação Pimenteira (Devoniano, bacia do Parnaíba)*. 2006. 174p. Dissertação (Mestrado em Geologia), IGEO – UFRJ, Rio de Janeiro.

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

WALKER, R.G. General Introduction: facies, facies sequences and facies models. *In* Walker, R.G. (Ed), *Facies Models*. Toronto: Geoscience Canada (Reprint Series), 1984.p. 1-9.

WILSON, M. D. Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks, SEPM Short Course 30, Tulsa, Oklahoma, 432 p. 1994