



**Universidade de Brasília**  
**Instituto de Geociências**

**GEOLOGIA DO GRUPO ARAÍ:  
REGISTRO DE RIFTEAMENTO CRUSTAL NO BRASIL  
CENTRAL**

**Dissertação de Mestrado N°309**

**Maria Luiza Nascentes Tanizaki**

**Orientador:  
José Eloi Guimarães Campos**

**Brasília**

**2013**

**MARIA LUIZA NASCENTES TANIZAKI**

**GEOLOGIA DO GRUPO ARAÍ:  
REGISTRO DE RIFTEAMENTO CRUSTAL NO BRASIL  
CENTRAL**

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geologia, na área de concentração de Geologia Regional.

Orientador:

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos

Examinadores:

Prof Dr. Carlos José de Souza Alvarenga (UnB)

Prof. Dr. André Danderfer Filho (UFOP)

**Brasília 2013**

*Ao grande mestre Dardenne  
(in memoriam)*

*E à minha mãe Rosa.*

## AGRADECIMENTOS

Ao Mestre Dardenne, pelos ensinamentos e pelo incentivo à carreira acadêmica.

Ao Prof. Dr. Eloi, pela atenção, apoio, dedicação e acolhimento durante o processo de definição e orientação.

À Marina Dalla, pelas críticas, discussões e sugestões.

Aos amigos Priscila Ernesto, Ítalo Oliveira, Pamela Paiva e Ricardo Tepedino pela atenção, paciência, companhia, apoio, discussões e incentivo.

A todos os geólogos que participaram dos Projetos Finais de Graduação: São Félix-Serra da Mesa (TF1978), Colinas (TF1984), Paranã (TF1995), Cavalcante-Teresina (TF1998), Monte Alegre de Goiás (TF1999), Arraias (TF2001), Nova Roma-Porto Real (TF2005), Colinas-Minaçu (TF2009) e Paranã-São Salvador (TF2010), pela aquisição e disponibilização dos dados. Em especial, Camila Pohren, Rômulo Mendes, Allan Nunes, Carolina Prescott e seus respectivos parceiros de campo por terem me concedido fotografias.

À Mariana Carriconde e, mais uma vez, à Priscila Ernesto e ao Ítalo Oliveira, pela companhia, apoio e dedicação durante os trabalhos de campo.

À Universidade de Brasília e ao Instituto de Geociências pela infraestrutura oferecida para a realização deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela bolsa de estudo concedida.

À minha amada mãe, meu pai, todos os meus irmãos e sobrinhos, por todo apoio e compreensão durante a realização do trabalho.

A Deus, por tudo.

*"De Tudo Ficam Três Coisas:  
A certeza de estarmos sempre começando  
A certeza de que é preciso continuar  
E a certeza de que podemos ser  
Interrompidos antes de terminarmos.*

*Portanto:  
Fazer da interrupção um caminho novo,  
Da queda um passo de dança,  
Do medo uma escada,  
Do sonho uma ponte,  
Da procura um encontro."*

*(Fernando Sabino)*

## RESUMO

O Grupo Araí, composto por um conjunto de rochas metassedimentares e metavulcânicas, de baixo grau metamórfico, sobreposto a Suíte Aurumina e a Formação Ticunzal, constitui uma sucessão depositada em uma bacia do tipo rifte intracontinental passivo, cuja evolução iniciou antes de 1,77 Ga no Paleoproterozóico. Esse grupo foi subdividido, classicamente, em Formação Arraias (sequência continental) e Formação Traíras (sequência marinha). Entretanto, a análise, compilação e integração dos dados geológicos no que tange à geologia sedimentar e a tectono-estratigrafia, mostraram a necessidade de subdividi-lo em quatro unidades: Água Morna, Arraias, Caldas e Traíras.

A **Formação Água Morna** representa um sistema deposicional fluvial entrelaçado do tipo *Saskatchewan Sul*, instituído em uma bacia do tipo SAG-intracontinental, no contexto tectônico da fase pré-rifte, representando a **Tectonossequência Água Morna** submetida a processos de subsidência termal.

A **Formação Arraias** constitui um espesso pacote de sedimentos continentais, subdividida nos membros: Cubículo (leques aluviais), Prata (fluvial entrelaçado), Mutum (eólico), Ventura (lacustre) e Buracão (vulcânicas e piroclásticas), que representam a **Tectonossequência Arraias**, a qual constitui os tratos de sistema rifte inicial e de clímax do rifte inicial, em um contexto cujo processo de subsidência da bacia era essencialmente mecânico.

A **Formação Caldas** compõe a sequência deposicional transicional do Grupo Araí, subdividida em dois membros que constituem um sistema de praia: **membro inferior** (*backshore* e *foreshore*) e **membro superior** (*shoreface*).

A **Formação Traíras** representa a sequência marinha, subdividida em: Membro Boqueirão (plataforma mista dominada por marés), Membro Rio Preto (plataforma siliciclástica dominada por marés) e Membro Rosário (plataforma mista dominada por marés), que constituem a **Tectonossequência Traíras** desenvolvida num contexto de subsidência flexural.

Essa proposta estratigráfica se mostrou bastante funcional, permitindo a realização de correlações regionais entre diferentes áreas de ocorrência do Grupo Araí nos estados de Goiás e Tocantins.

**Palavras-chave:** Grupo Araí, rifteamento Paleoproterozóico, sedimentologia, tectono-estratigrafia.

## ABSTRACT

The Araí Group is characterized by a succession of low grade metasedimentary and metavolcanic rocks that overlaps the Aurumina Suit and the Ticunzal Formation, is a sequence deposited in an intracontinental rift basin, whose evolution initiated before 1,770 million years in the Paleoproterozoic. This group was initially subdivided, in the Arraias Formation (continental sequence) and Traíras Formation (marine sequence). However, the analysis, compilation and integration of the geologic data, mainly related to the sedimentary geology and the tectono-stratigraphy, had shown the necessity to formalize four unit subdivisions, including: the Água Morna, Arraias, Caldas and Traíras formations.

The **Água Morna Formation** represents a braided river fluvial depositional system of the South Saskatchewan type, evolved in a intracontinental SAG basin type, in a tectonic context of pre-rift, representing the **Água Morna Tectonosequence** submitted to thermal subsidence processes.

The **Arraias Formation** represents a thick package of continental sediments, subdivided in four members: Cubículo (aluvial fans), Prata (braided river), Mutum (aeolian), Ventura (lacustrine) and Buracão (volcanic and pyroclastic), representing the **Arraias Tectonosequence**, which constitute the initial rift system and the climax initial rift system, in a context of essential mechanic subsidence.

The **Caldas Formation** represents the transitional depositional sequence of the Araí Group, subdivided in two members that constitute a beach system: Lower Member (backshore and foreshore) and Upper Member (shoreface).

The **Traíras Formation** represents the marine sequence, subdivided in the Boqueirão Member (mixed platform dominated by tides), Rio Preto Member (siliciclastic platform dominated by tides) and Rosário Member (mixed platform dominated by tides), that constitute **Traíras Tectonosequence** developed in a flexural subsidence context.

This proposed stratigraphy has shown sufficiently functional and allowed to carry through regional correlations between different areas of occurrence of the Araí Group in Goiás and Tocantins states.

**Keyword:** Araí Group, Paleoproterozoic rifting, sedimentology, tectono-stratigraphy.

## LISTA DE FIGURAS

### CAPÍTULO 01

**Figura 1.1** - Mapa de localização e vias de acesso às diferentes áreas de ocorrência do Grupo Araí. Em detalhe mapa geológico regional simplificado do Grupo Araí com a localização das principais toponímias, dos municípios e das estruturas regionais, além das regiões mapeadas pelos trabalhos finais de graduação (TF1978, TF1984, TF1995, TF1998, TF1999, TF2001, TF2005, TF2009 e TF2010). .....4

### CAPÍTULO 02

**Figura 2.1** - Figura esquemática da morfologia e das configurações tectônicas da maioria das bacias sedimentares. **A)** Sag-intracratônica desenvolvida no interior da crosta continental; **B)** Bacia strike-slip; **C)** início do rifte, desenvolvimento da bacia com separação crustal; **D)** desenvolvimento de margem passiva (Adaptada de Selley, 1988). ...9

**Figura 2.2** - Modelo deposicional dos sistemas fluvial meandrante (**A**) e entrelaçado (**B**), com as suas respectivas seções esquemáticas (Adaptado de Walker & Cant, 1984). ..... 16

**Figura 2.3** - Perfis generalizados dos seis modelos deposicionais em rios entrelaçados (Adaptado de Miall, 1978). ..... 17

**Figura 2.4** - Diagrama de representação da classificação de ambientes costeiros, segundo Yang *et al* (2005). ..... 21

**Figura 2.5** - **A:** Estratigrafia típica de um ciclo deltaico completo. **B:** Classificação de deltas a partir de processos dominantes que variam de fluviais, ondas ou marés. (Adaptada de Castro & Castro, 2008). ..... 22

**Figura 2.6** - Modelos idealizados ilustrando a morfologia e a distribuição dos principais depósitos em estuário dominado por onda (**A**) e estuário dominado por maré (**B**). (Rossetti, 2008). ..... 23

**Figura 2.7** - Seção transversal generalizada do perfil de praia, *shoreface* até seu limite com *offshore* (Modificada de Boggs, 2006). ..... 25

**Figura 2.8** - Distribuição das zonas com formas de leito ao longo dos cursos de transporte pela maré na plataforma: **A)** Modelo geral; **B)** modelo com alto suprimento de areia; e **C)** modelo com baixo suprimento de areia. (modificado de Johnson & Baldwin, 1986). ..... 29

**Figura 2.9** - **A)** Padrão estratal e suas discordâncias em bacias rifte propostas por Bosence (1998). **B)** Sucessões deposicionais em bacias rifte (Lambiase, 1990). ..... 33

**Figura 2.10** - Figura esquemática dos tratos de sistemas de Prosser (1993). ..... 34

### CAPÍTULO 03

**Figura 3.1** - Mapa geológico simplificado da Faixa Brasília (Modificado de Pimentel & Botelho, 2001), com destaque para o Grupo Araí. .... 38

**Figura 3.2** - Correlação estratigráfica das propostas de Dyer (1970), Araújo e Alves (1979), Braun (1980), Dardenne *et al.* (1999), Martins (1999) e Marques (2009). A linha pontilhada vermelha mostra a base e o topo do Grupo Araí e a linha pontilhada azul mostra o limite superior da sequência continental. .... 42



## CAPÍTULO 04

- Figura 4.1** - Representação da estratigrafia integrada das bacias riftes do Grupo Araí. ....50
- Figura 4.2** - Mapa geológico da região de Paranã/São Salvador-TO produzido turma do trabalho final de graduação do IGD/UnB do ano de 2010, sob a orientação do professor Dr. José Eloi Guimarães Gampos. ....52
- Figura 4.3** - Litofácies metaconglomerado fino da Formação Água Morna, composto por grânulos e seixos de quartzo e feldspato subarredondados a angulosos. ....54
- Figura 4.4** - Metarcóseos e quartzitos feldspáticos da Formação Água Morna: **A)** Estratificação cruzada tabular em metarcóseos grosso; **B)** Estratificação cruzada acanalada em quartzito feldspático; **C)** Marca ondulada em quartzito feldspático; **D)** Clasto de quartzo isolado em metarcóseos.....55
- Figura 4.5** - Fotomicrografia da litofácies quartzito feldspático da Formação Água Morna. A) Nicóis paralelos (PLG: Plagioclásio, FL: Fragmento Lítico, KF: Feldspato Potássico, Cb: cimento de carbonato); B) Nicóis cruzados.....55
- Figura 4.6** - Metagrauvaca da Formação Água Morna. **A)** Aspecto macroscópico de amostra de mão. **B)** Fotomicrografia mostrando a textura sedimentar remanescente dos grãos angulosos a subangulosos de quartzo e a grande quantidade de muscovita recristalizada.....56
- Figura 4.7** - Bloco diagrama esquemático do sistema deposicional fluvial da Formação Água Morna em uma bacia do tipo *sag*-intracontinental, durante o estágio pré-rifte da Bacia Araí.....58
- Figura 4.8** - Mapa geológico da região de Monte Alegre de Goiás, nas redondezas das serras do Cubículo e da Prata (Recorte da Carta Monte Alegre SD.23-V-C-III, CPRM ). 59
- Figura 4.9** - Metaconglomerado matriz-suportado, mal selecionado e imaturo. Afloramento na área tipo do Membro Cubículo, Serra do Cubículo, cerca de 20 km a sudoeste da sede do município de Monte Alegre de Goiás. ....60
- Figura 4.10** - Diferentes composições da litofácies metaconglomerados matriz-suportado do Membro Cubículo. **A)** Metaconglomerado matriz-suportado, mal selecionado, composto por clastos de quartzo, quartzito, granitos da Suíte Aurumina e da Suíte Pedra Branca, destaque para o matacão de biotita granito da Suíte Aurumina. Afloramento no leito do Rio Areias, cerca de 20 km a Noroeste de Nova Roma-GO. **B)** Metaconglomerado matriz-suportado, mal selecionado e imaturo, sem contribuição de rochas vulcânicas, composto por clastos de quartzo, quartzito e granitos da Suíte Aurumina, afloramento no município de Campos Belos-GO. **C)** Metaconglomerado matriz-suportado, mal selecionado e imaturo, com contribuição de rochas vulcânicas, principalmente, em sua matriz, composto por clastos de quartzo, quartzito e riolito, afloramento na trilha da Fazenda Caldas, na Serra de Caldas-TO, município de Paranã-TO. **D)** Fotomicrografia da matriz do conglomerado do Rio Areias (amostra TF05-X-06), destaca-se a presença de grãos de cassiterita e alanita em meio a massa de quartzo, feldspato e micas. ....61
- Figura 4.11** - Bloco diagrama esquemático ilustrativo do sistema deposicional de leques aluviais do Membro Cubículo, marcando a fase clímax do Rifte Araí. ....62
- Figura 4.12** - Litofácies quartzito do Membro Prata. **A)** Clasto isolado de metarcóseo da Formação Água Morna depositado no Membro Prata; **B)** Estratificação cruzada acanalada de grande porte, afloramento no vale do rio Formoso, Arraias-TO **C)** Estratificação cruzada tabular; **D)** Marca ondulada assimétrica com cristas retilíneas e paralelas. ....65
- Figura 4.13** - Fotomicrografia de grauvaca quartzosa, litofácies metagrauvaca do Membro Prata. **A)** Nicóis paralelos (FL: Fragmento Lítico); **B)** Nicóis cruzados. ....66

|   |    |
|---|----|
| <b>Figura 4.14</b> - Estrutura de corte e preenchimento na litofácies metaconglomerados matriz-suportado, Membro Prata. ....  | 66 |
| <b>Figura 4.15</b> - Litofácies metaconglomerados clasto-suportado. <b>A)</b> Lente métrica em meio aos quartzitos; <b>B)</b> Camada decamétrica, Serra das Caldas, região de Paranã/São Salvador-TO.....   | 67 |
| <b>Figura 4.16</b> - Modelo esquemático do sistema deposicional do Membro Prata, semelhante ao modelo proposto por Prosser (1993) para o estágio rifte inicial. <b>A)</b> Bloco diagrama; <b>B)</b> Perfil. ....  | 70 |
| <b>Figura 4.17</b> - Estratificação cruzada de grande porte em quartzito puro, Membro Mutum. Afloramento no córrego Água Fria, município de Monte Alegre de Goiás.....  | 71 |
| <b>Figura 4.18</b> - Fotomicrografia de quartzito puro com grãos arredondados, cimento de carbonato (Cb) e de sílica, litofácies quartzito estratificado: <b>A)</b> Nicóis cruzados; <b>B)</b> Nicóis paralelos. ....   | 71 |
| <b>Figura 4.19</b> - Fotomicrografia de quartzito puro, recristalizado, com bimodalidade granulométrica remanescente, em litofácies de quartzito estratificado.....   | 72 |
| <b>Figura 4.20</b> - Modelo esquemático do sistema deposicional desértico do Membro Mutum, com a presença da contribuição de um sistema fluvial-eólico. ....  | 73 |
| <b>Figura 4.21</b> - Afloramento no leito do Rio Ventura - área tipo do Membro Ventura, mostrando intercalações de metamargas e metagrauvas. ....   | 74 |
| <b>Figura 4.22</b> - Fotomicrografia das diferentes litofácies do Membro Ventura. <b>A)</b> Metamarga dolomítica; <b>B)</b> Metagrauva com grãos de Feldspato potássico (KF) e quartzo (Qtz). ....  | 75 |
| <b>Figura 4.23</b> - Distribuição esquemática de vários tipos de sedimentos depositados por preenchimento de um lago por progradação deltaica. Os sedimentos pelíticos horizontais do fundo da sequência exibem características nitidamente lacustres e os depósitos arenosos grosseiros do topo apresentam propriedades próprias de sedimentos fluviais. Os sedimentos arenosos com estratificações cruzadas possuem características mistas flúvio-lacustres (modificado de Wagner, 1950 <i>apud</i> Suguio, 1980). .... | 76 |
| <b>Figura 4.24</b> - Bloco diagrama esquemático da formação dos depósitos sedimentares do Membro Ventura: Leques aluviais próximas e distais interdigitados lateralmente com o pacote de margas intercaladas com grauvas. ....  | 77 |
| <b>Figura 4.25</b> - Fotomicrografia de Metabasalto (B2) com textura fanerítica média. <b>A)</b> Nicóis cruzados; <b>B)</b> Nicóis paralelos. ....  | 79 |
| <b>Figura 4.26</b> - Fotomicrografia de metariodacito. Grão de quartzo com golfo de corrosão em meio a matriz quartzo-feldspática fina. <b>A)</b> Nicóis paralelos. <b>B)</b> Nicóis cruzados. ....   | 80 |
| <b>Figura 4.27</b> - Fotomicrografia de riolito. Cristal de quartzo com golfo de corrosão; cristal de plagioclásio alterado. <b>A)</b> Nicóis paralelos. <b>B)</b> Nicóis cruzados. ....  | 81 |
| <b>Figura 4.28</b> - Fotomicrografia de depósito de surge riolítico com acamamento gradacional. ....  | 82 |
| <b>Figura 4.29</b> - Metaconglomerado clasto-suportado mal selecionado. Afloramento na Serra das Caldas, município de São Salvador-TO.....  | 83 |
| <b>Figura 4.30</b> - Litofácies quartzito. <b>A)</b> Acamamento e laminação plano-paralela. <b>B)</b> Marcas onduladas assimétricas de crista reta.....   | 84 |
| <b>Figura 4.31</b> - Litofácies quartzito fino. <b>A)</b> Estratificação cruzada tabular; <b>B)</b> Marcas onduladas assimétricas; <b>C)</b> Moldes silicificados de gretas de contração; <b>D)</b> Pseudo-morfos de cubos de sais, destaque para os moldes melhor preservados.....   | 84 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>Figura 4.32</b> - Litofácies psamo-pelítica, intercalação decimétrica de quartzitos puros com delgadas camadas xistosas. Afloramento na Serra do Ticunzal, município de Cavalcante-GO.....   | 85  |
| <b>Figura 4.33</b> – Sucessão psamo-psefítica, representada por intercalação centimétrica de metaconglomerado fino com quartzito puro com estratificação cruzada tabular. Afloramento na Serra das Caldas, localizada na região de Paranã/São Salvador-TO (Marques, 2009). .....  | 86  |
| <b>Figura 4.34</b> - Seção transversal generalizada do perfil de praia, <i>shoreface</i> até seu limite com <i>offshore</i> , definindo o sistema deposicional dos membros inferior e superior da Formação Caldas (modificada de Boggs, 2006). .....  | 86  |
| <b>Figura 4.35</b> - Mapa geológico da região de Alto Paraíso do Goiás, incluindo uma porção do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros. (Fonte: recorte da carta Alto Paraíso, inédito). .....  | 89  |
| <b>Figura 4.36</b> - Calcixisto laminado em meio ao domínio de filitos, Serra do Boqueirão na região de Paranã/São Salvador-TO. ....  | 91  |
| <b>Figura 4.37</b> - Sucessão quartzito-carbonoso, intercalação de camadas métricas de quartzito com xisto carbonoso. Afloramento na rodovia TO-387 que interliga Paranã-TO a São Salvador-TO. ....   | 91  |
| <b>Figura 4.38</b> - Fotomicrografia de mármore calcítico impuro. <b>A)</b> nicóis paralelo; <b>B)</b> nicóis cruzados.....   | 92  |
| <b>Figura 4.39</b> - Figura esquemática do modelo deposicional do Membro Boqueirão, em uma plataforma mista. ....   | 92  |
| <b>Figura 4.40</b> - Metaconglomerado clasto-suportado intercalado com quartzito laminado, afloramento no Córrego do Roncador (Martins, 1999). ....   | 94  |
| <b>Figura 4.41</b> - Quartzito puro do Membro Rio Preto. <b>A)</b> Estratificação cruzada do tipo Espinha de Peixe; <b>B)</b> Estratificação cruzada revirada; <b>C)</b> Estratificações cruzadas tabulares; <b>D)</b> Nível de areia muito grossa a grânulos de quartzito, característico dos quartzitos do Membro Rio Preto. .... | 95  |
| <b>Figura 4.42</b> - Quartzito do Membro Rio Preto com feixes de maré ( <i>TidalBundles</i> ), afloramento no <i>Canyon I</i> do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (Martins, 1999). .....  | 96  |
| <b>Figura 4.43</b> - Microfotografia da litofácies quartzito do Membro Rio Preto, mostrando a elevada maturidade e grau de compactação da rocha. <b>A)</b> Nicóis paralelos; <b>B)</b> Nicóis cruzados.....   | 96  |
| <b>Figura 4.44</b> - Lente de metassiltito cinza esverdeado em meio ao pacote de quartzitos....   | 96  |
| <b>Figura 4.45</b> - Figura esquemática do modelo deposicional do Membro Rio Preto, em uma plataforma siliciclásticas dominada por marés.....   | 97  |
| <b>Figura 4.46</b> - Unidade psamo-pelítica. <b>A)</b> Fotografia da paisagem mostrando a alternância de camadas decamétricas de quartzitos em meio ao domínio arrasado pelítico; <b>B)</b> Intercalação milimétricas de material pelítico e arenoso. ....  | 99  |
| <b>Figura 4.47</b> - Quartzitos finos a médios, com estratificação cruzada tipo <i>hummocky</i> . Afloramento em corte de estrada, entre as cidades de Alto Paraíso e Colinas de Goiás, próximo ao Povoado de São Jorge (Martins, 1999). ....   | 100 |
| <b>Figura 4.48</b> - Microfotografia do metassiltito com intercalações de lâminas de areia fina. ....   | 101 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>Figura 4.49</b> - Metassilto do Membro Rosário, na região do PNCV. <b>A)</b> Acamamento <i>Wavy and Linsen</i> deformado; <b>B)</b> Diques de areia (vista em planta).....                   | 101 |
| <b>Figura 4.50</b> - Estratificação cruzada tabular de pequeno porte na porção psamítica da unidade psamo-pelítica do Membro Rosário. ....  | 101 |
| <b>Figura 4.51</b> - Lentes de mármore em meio ao pacote da sequência psamo-pelítica. ....  | 103 |
| <b>Figura 4.52</b> - Microfotografia do quartzito com matéria orgânica: as setas em vermelho apontam as acumulações de matéria orgânica. <b>A)</b> Nicóis paralelos; <b>B)</b> Nicóis cruzados. | 104 |
| <b>Figura 4.53</b> - Figura esquemática do modelo deposicional do Membro Rosário, em uma plataforma mista.....  | 104 |

## CAPÍTULO 05

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figura 5.1</b> - Figura esquemática do arabouço tectono-estratigráfico da Bacia Araí com idades interpretadas a partir de correlações regionais. Do lado direito, equivalência com os TST descritos por Prosser (1993)..... | 108 |
| <b>Figura 5.2</b> - Mapa regional e perfis geológicos esquemáticos dos sítios-chaves do Grupo Araí mostrando a distribuição lateral e espacial das unidades litológicas e suas respectivas nomenclaturas.....                  | 112 |
| <b>Figura 5.3</b> - Correlação regional da estratigrafia sugerida pelos principais trabalhos realizados no Grupo Araí com a proposta estratigráfica atual. ....  | 113 |
| <b>Figura 5.4</b> - Aplicação da proposta estratigráfica atual para diferentes regiões de exposição do Grupo Araí.....   | 114 |
| <b>Figura 5.5</b> - Discordâncias do Grupo Araí e suas características principais.....   | 117 |

## LISTA DE TABELAS

### CAPÍTULO 02

|   |    |
|---|----|
| <b>Tabela 2.1</b> - Classificação de fácies fluviais (Miall, 1996)..... | 15 |
|---|----|

### CAPÍTULO 04

|  |    |
|--|----|
| <b>Tabela 4.1</b> - Correlação das litofácies da Fm Água Morna com as litofácies de Miall (1996). .... | 56 |
| <b>Tabela 4.2</b> - Correlação das litofácies do Membro Prata com as litofácies de Miall (1996). ....  | 68 |

# SUMÁRIO

**RESUMO**

**ABSTRACT**

**LISTA DE FIGURAS**

**LISTA DE TABELAS**

|   |          |
|---|----------|
| <b>CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO .....</b>                                | <b>1</b> |
| 1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA .....                            | 2        |
| 1.2 LOCALIZAÇÃO.....  | 3        |
| 1.3 OBJETIVOS .....   | 5        |
| 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....                                      | 5        |
| 1.4.1 Elaboração do mapa regional atualizado .....                | 5        |
| 1.4.2 Levantamento de dados bibliográficos e secundários .....    | 6        |
| 1.4.3 Trabalhos de campo.....                                     | 6        |
| 1.4.4 Descrição de litofácies.....                                | 6        |
| 1.4.5 Petrografia .....   | 6        |
| 1.4.6 Análise e associação de Fácies .....                        | 7        |
| 1.4.7 Interpretação dos processos e ambientes deposicionais ..... | 7        |
| 1.4.8 Correlação Estratigráfica .....                             | 7        |
| 1.4.9 Formalização da estratigrafia do Grupo Araí .....           | 7        |
| 1.4.10 Tectono estratigrafia .....                                | 7        |
| <br>  |          |
| <b>CAPÍTULO 2.....</b>  | <b>8</b> |
| 2.1 INTRODUÇÃO.....   | 9        |
| 2.2 BACIAS SAGS .....   | 10       |
| 2.3 BACIAS RIFTE .....  | 10       |
| 2.2.1 Bacias Continentais Rifte .....                             | 10       |
| 2.2.3 Bacias Proto-Oceânicas .....                                | 11       |
| 2.3 SISTEMAS DEPOSICIONAIS .....                                  | 12       |
| 2.3.1 Sistemas Depositionais Continentais .....                   | 12       |
| 2.3.2 Sistemas Depositionais Transicionais.....                   | 21       |
| 2.3.3 Sistemas Depositionais Marinhos .....                       | 27       |
| 2.4 ROCHAS VULCÂNICAS .....                                       | 30       |
| 2.5 ESTRATIGRAFIA.....  | 31       |
| 2.5.1 Considerações sobre Estratigrafia de Sequências.....        | 32       |
| 2.5.2 Tectono-Estratigrafia.....                                  | 32       |

|   |           |
|---|-----------|
| <b>CAPÍTULO 3.....</b>                                      | <b>36</b> |
| 3.1 INTRODUÇÃO.....   | 37        |
| 3.1.1 FAIXA BRASÍLIA .....                                  | 37        |
| 3.2 EMBASAMENTO DO GRUPO ARAÍ.....                          | 39        |
| 3.2.1 Formação Ticunzal .....                               | 39        |
| 3.2.2 Suíte Aurumina.....                                   | 40        |
| 3.3 GRANITOS ANAROGÊNICOS .....                             | 40        |
| 3.4 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DO GRUPO ARAÍ.....             | 41        |
| 3.4.1 Geocronologia e estudos isotópicos .....              | 44        |
| 3.5 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E METAMORFISMO .....               | 44        |
| 3.5.2 Evento E <sub>2</sub> : Tafrogênese Estateriana ..... | 46        |
| 3.5.3 Evento E <sub>3</sub> : Ciclo Brasileiro.....         | 47        |
| <br>  |           |
| <b>CAPÍTULO 4.....</b>                                      | <b>48</b> |
| 4.1 INTRODUÇÃO.....   | 49        |
| 4.2 FORMAÇÃO ÁGUA MORNA.....                                | 51        |
| 4.2.1 Sistema Depositional da Formação Água Morna .....     | 56        |
| 4.3 FORMAÇÃO ARRAIAS .....                                  | 58        |
| 4.3.1 Membro Cubículo.....                                  | 58        |
| 4.3.2 Membro Prata .....                                    | 63        |
| 4.3.3 Membro Mutum.....                                     | 70        |
| 4.3.4 Membro Ventura .....                                  | 74        |
| 4.3.5 Membro Buracão .....                                  | 77        |
| 4.3.5.1 METABASALTOS .....                                  | 78        |
| 4.3.5.2 METARIODACITOS.....                                 | 79        |
| 4.3.5.3 METADACITOS .....                                   | 80        |
| 4.3.5.4 METARIOLITOS.....                                   | 80        |
| 4.3.5.5 METAPIROCLÁSTICAS .....                             | 81        |
| 4.4 FORMAÇÃO CALDAS .....                                   | 82        |
| 4.4.1 Membro Inferior .....                                 | 82        |
| 4.4.2 Membro Superior.....                                  | 85        |
| 4.4.3 Sistema deposicional da Formação Caldas.....          | 86        |
| 4.5 FORMAÇÃO TRAÍRAS .....                                  | 87        |
| 4.5.1 Membro Boqueirão.....                                 | 88        |
| 4.5.2 Membro Rio Preto .....                                | 93        |
| 4.5.3 Membro Rosário.....                                   | 98        |

|   |            |
|---|------------|
| <b>CAPÍTULO 5.....</b>  | <b>106</b> |
| 5.1 INTRODUÇÃO.....   | 107        |
| 5.2 TECTONO ESTRATIGRAFIA .....   | 107        |
| 5.2.1 Tectonossequência Água Morna .....  | 109        |
| 5.2.2 Tectonossequência Arraias .....   | 109        |
| 5.2.3 Tectonossequência Caldas.....   | 110        |
| 5.2.4 Tectonossequência Traíras .....   | 110        |
| 5.3 CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS<br>FORMAÇÕES E MEMBROS DO GRUPO ARAÍ..... | 111        |
| 5.3.1 Estudos anteriores e a aplicabilidade da proposta estratigráfica .....                        | 115        |
| 5.4 DISCORDÂNCIAS.....  | 117        |
| <b>CAPÍTULO 6.....</b>  | <b>120</b> |
| 5.1 SÍNTESE DOS RESULTADOS .....  | 121        |
| 5.2 RECOMENDAÇÕES PARA FUTURAS INVESTIGAÇÕES .....  | 124        |

**CAPÍTULO 1**  
**INTRODUÇÃO**



## 1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

O Grupo Araí é composto por um conjunto de rochas metassedimentares e metavulcânicas, de grau anquimetamórfico a xisto-verde baixo (Dardenne *et al.*, 1999) depositado sobre a Suíte Aurumina e sobre a Formação Ticunzal. Esse conjunto de rochas é sobreposto pelas rochas dos grupos Paranoá, Bambuí e Serra da Mesa. O Grupo Araí aflora na porção nordeste do estado de Goiás e sul do estado de Tocantins no contexto geotectônico da porção norte da Faixa Brasília.

As rochas do Grupo Araí foram descritas pela primeira vez no Projeto Brasília-Goiás (Barbosa *et al.*, 1969) e formalmente definidas como Grupo Araí por Dyer (1970) em homenagem a um pequeno povoado existente a NNW do município de Cavalcante-GO. Araújo & Alves (1979) e Braun (1980) propuseram diferentes subdivisões para o grupo de rochas que mais tarde foram modificadas por Martins (1999), Dardenne *et al.* (1999) e recentemente por Marques (2009).

Por meio de análises estratigráficas, Martins (1999) definiu, na área do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, dois conjuntos estratigráficos principais do Grupo Araí: a Sequência Continental e a Sequência Transicional/Marinha.

Dardenne *et al.* (1999) dividiram o Grupo Araí em três unidades principais: Unidade Continental Basal, Unidade Continental Intermediária e Unidade Marinha Superior. A Unidade continental Basal, relacionada à fase pré-rifte, é composta por quartzitos fluviais e eólicos. A Unidade Continental Intermediária, relacionada à fase rifte, é composta, na base, por brechas e conglomerados intraformacionais e no topo, por quartzitos grossos com níveis conglomeráticos e dentro desta unidade estão presentes rochas vulcânicas ácidas e básicas. A Unidade Marinha Superior é constituída de metassiltitos intercalados com quartzitos finos, representando a fase pós-rifte acompanhada de uma transgressão marinha regional.

Marques (2009) produziu diversos dados geoquímicos, geocronológicos e litoestratigráficos dos grupos Araí e Serra da Mesa no sudeste do Tocantins. Assim, propôs a hierarquização do Grupo Araí em três divisões tectono estratigráficas (Megassequência, Superssequência e Tectonossequência). A Megassequência corresponde ao Grupo Araí que é subdividido em quatro supersequências: pré-rifte, rifte, transicional e pós-rifte.

O Serviço Geológico do Brasil (CPRM) desenvolve o Programa Geologia do Brasil (PGB) que consiste em realizar levantamentos geológicos básicos em todo o país. Esse programa incluiu rochas do Grupo Araí no mapeamento das folhas Monte Alegre de Goiás (SD.23-V-C-III), Nova Roma (SD.23-V-C-VI) e Cavalcante (SD.23-V-C-V) (Alvarenga *et al.*, 2006), além das folhas de Alto Paraíso de Goiás e Porto Real (em desenvolvimento). Todavia, nem sempre utilizam a mesma nomenclatura para se referir ao mesmo conjunto

litoestratigráfico, tendo em vista que as subunidades do Grupo Araí ainda não foram formalmente definidas. Nesse contexto, a integração e aplicação desses dados é complexa devido à quantidade de nomenclaturas distintas não padronizadas e uso de diferentes designações para litofácies similares.

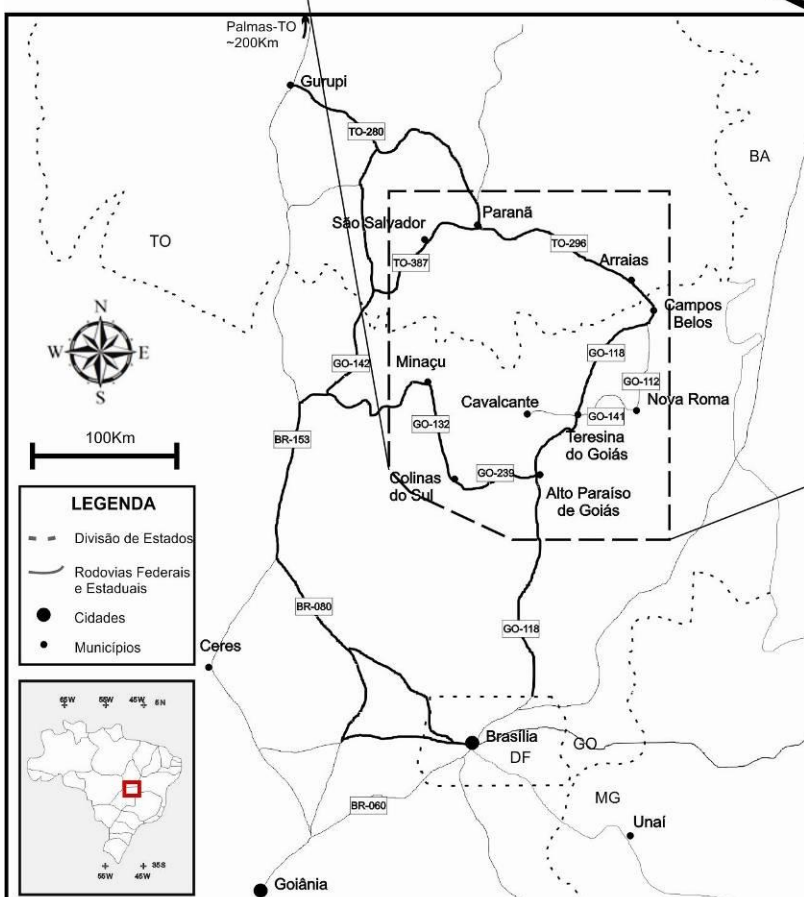
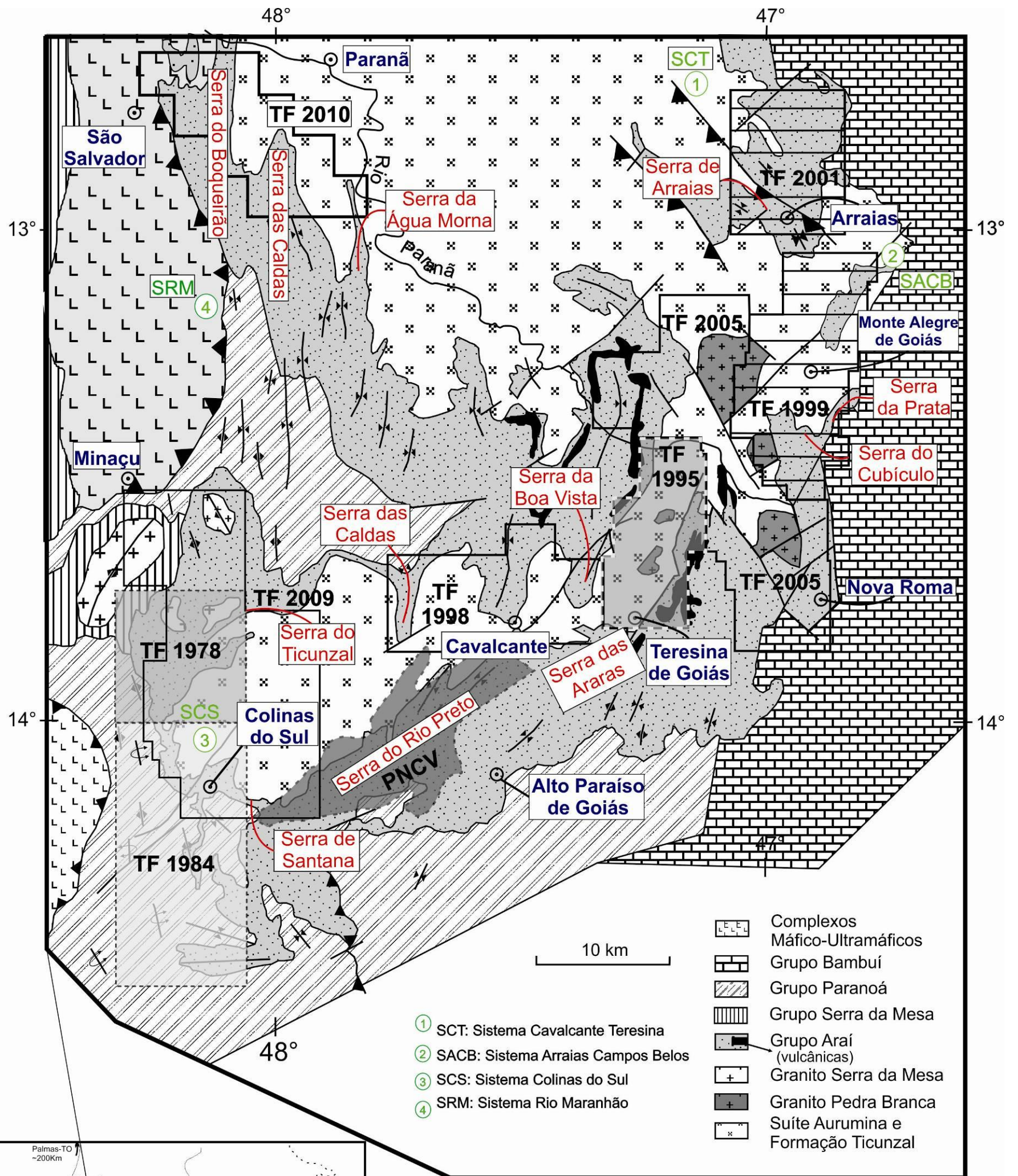
Além desses estudos publicados, diversos projetos de Trabalho Final de Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB) desenvolveram pesquisas no sentido de aquisição de dados visando ao mapeamento geológico regional em diversas áreas que incluem rochas do Grupo Araí. Dentre estes se destacam os projetos: São Félix-Serra da Mesa (TF1978), Colinas (TF1984), Paranã (TF1995), Cavalcante-Teresina (TF1998), Monte Alegre de Goiás (TF1999), Arraias (TF2001), Nova Roma-Porto Real (TF2005), Colinas-Minaçu (TF2009) e Paranã-São Salvador (TF2010).

Face ao exposto, o Grupo Araí apresenta uma grande quantidade de informações isoladas, não correlacionadas entre si, e assim, exhibe uma grande defasagem de dados integrados e com foco sedimentológico/estratigráfico em um contexto regional o que é essencial para a evolução do conhecimento geológico do grupo e da sedimentação paleo e mesoproterozóica na região central do Brasil. Essa defasagem estimula a propagação de erros em mapeamentos regionais nos quais, muitas vezes, são estabelecidas diferentes nomenclaturas de um estudo para o outro quando, na realidade, ambos se referem à mesma unidade litoestratigráfica. Diante disso, é importante definir nomenclaturas formais e compreender os aspectos genéticos e as características de cada uma das unidades.

## **1.2 LOCALIZAÇÃO**

As rochas do Grupo Araí afloram no nordeste do estado de Goiás e sul do estado do Tocantins, na região central do Brasil, ocupando uma área de cerca de 650 km<sup>2</sup> englobando os municípios de São Salvador do Tocantins - TO, Paranã - TO, Arraias - TO, Campos Belos - GO, Monte Alegre de Goiás - GO, Nova Roma - GO, Teresina - GO, Alto Paraíso de Goiás - GO, São Jorge - GO, Colinas do Sul - GO e Cavalcante - GO (Figura 1.1).

O acesso, a partir de Brasília, se dá pela BR-020, seguindo pela GO-118 que passa pelos municípios de Alto Paraíso de Goiás, Teresina de Goiás, Monte Alegre e Campos Belos, seguindo a norte pela TO-296 acessa-se o município de Arraias - TO, Paranã - TO e São Salvador do Tocantins - TO. O acesso a Colinas do Sul - GO e Minaçu - GO se dá pela GO-239, conectada à GO-118 em Alto Paraíso de Goiás. O acesso ao município de Cavalcante-GO é dado pela GO-241, rumo a oeste, na altura de Teresina de Goiás. Outro acesso, a partir de Brasília, para o município de São Salvador do Tocantins e Paranã se dá pela BR-080/BR-153 e pelas rodovias estaduais GO-142 e TO-387.



**Figura 1.1** - Mapa de localização e vias de acesso às diferentes áreas de ocorrência do Grupo Araí. Em detalhe mapa geológico regional simplificado do Grupo Araí com a localização das principais toponímias, dos municípios e das estruturas regionais, além das regiões mapeadas pelos trabalhos finais de graduação (TF1978, TF1984, TF1995, TF1998, TF1999, TF2001, TF2005, TF2009 e TF2010).

## **1.3 OBJETIVOS**

Esta dissertação tem como objetivo geral sistematizar o conhecimento sobre o Grupo Araí, desta forma, visa determinar e atualizar a nomenclatura de suas unidades, bem como aprimorar as descrições e interpretações dos ambientes e sistemas deposicionais de cada unidade, contribuindo, assim, para o conhecimento da sedimentação paleo e mesoproterozóica na região central do Brasil.

Os objetivos específicos são:

- Compilação de dados cartográficos para elaboração de um mapa regional atualizado;
- Compilação e integração de dados secundários (Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e Trabalhos Finais de Graduação);
- Padronização das informações geológicas
  - Petrografia;
  - Descrição faciológica;
  - Análise de associação de fácies;
  - Interpretação de sistemas deposicionais;
- Análise Estratigráfica
  - Tectono-Estratigrafia;
  - Correlações estratigráficas regionais;
- Formalização das subunidades do Grupo Araí e suas respectivas áreas-tipo.

## **1.4 MATERIAIS E MÉTODOS**

### **1.4.1 Elaboração do mapa regional atualizado**

O mapa regional (1:500.000) foi gerado com base no mapa regional da Faixa Brasília de Pimentel & Botelho (2001) adicionado de informações cartográficas dos trabalhos finais de graduação desenvolvidos no âmbito do Grupo Araí, que são os projetos: São Félix-Serra da Mesa (TF1978), Colinas (TF1984), Paranã (TF1995), Cavalcante-Teresina (TF1998), Monte Alegre de Goiás (TF1999), Arraias (TF2001), Nova Roma-Porto Real (TF2005), Colinas-Minaçu (TF2009) e Paranã-São Salvador (TF2010). Alguns desses projetos geraram mapas na escala de 1:50.000 enquanto outros geraram mapas na escala de 1:25.000. Porém, para a elaboração do mapa regional atualizado foram utilizados apenas as informações de área de ocorrência do Grupo Araí, sendo ignoradas as subdivisões de suas unidades devido à simplificação para a escala regional de 1:500.000.

A elaboração do mapa com referência geográfica foi realizada com o auxílio dos programas ArcGis 9.3 e Google Earth. Além disso, foi utilizado o programa CorelDraw X6 para o aprimoramento estético e para a inserção de dados meramente gráficos.

Dessa forma, o produto final dessa etapa constitui um mapa geológico simplificado (Figura 1.1) que mostra a área de ocorrência do Grupo Araí, na escala de 1:500.000, com suas principais estruturas regionais e as suas unidades soto e sobrepostas (Suíte Aurumina, Formação Ticunzal, Granitos Serra da Mesa, Granitos Pedra Branca, Grupo Bambuí, Grupo Paranoá e Grupo Serra da Mesa).

#### **1.4.2 Levantamento de dados bibliográficos e secundários**

Os dados bibliográficos foram compilados e organizados de maneira que expõem o contexto geológico de ocorrência do Grupo Araí, essas informações estão dispostas no Capítulo 3.

A compilação e integração dos dados do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, bem como dos diversos projetos de Trabalho Final de Graduação do IGD/UnB, além de teses e dissertações foram realizadas por meio de exaustivas leituras e avaliações da qualidade dessas informações com base na coerência do contexto geológico descrito e nas interpretações geológicas do conjunto de dados, sempre com o auxílio e a checagem de informações verbais e escritas do orientador (Prof. José Eloi Guimarães Campos) e de outros professores que participaram dos projetos citados. A unificação desse conjunto de informações constitui a base principal de dados que geraram essa dissertação.

#### **1.4.3 Trabalhos de campo**

Após o levantamento dos dados pré-existentes, fez-se necessário a aquisição de alguns dados específicos, bem como a verificação de algumas informações. Para isso e para o reconhecimento de cada uma das subunidades foram realizados 15 dias de campo em sítios considerados chave.

#### **1.4.4 Descrição de litofácies**

Reconhecimento no campo e nos textos compilados das litofácies sedimentares e elaboração de texto com suas respectivas descrições com base na sua caracterização, detalhando as suas composições, geometrias, texturas e estruturas sedimentares.

#### **1.4.5 Petrografia**

As análises petrográficas foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IGD/UnB) com a utilização de microscópio ótico.

As seções delgadas analisadas correspondem às lâminas confeccionadas dos projetos de trabalho final supracitados (lista de lâminas, suas localizações e fichas petrográficas em seus respectivos trabalhos). Além dessas, foram confeccionadas lâminas das amostras adquiridas durante o trabalho de campo.

#### **1.4.6 Análise e associação de Fácies**

A análise de fácies foi baseada na metodologia de Lames & Walker (1992) que estabelece: i) reconhecimento no campo das fácies sedimentares por meio de caracterização e descrição, detalhando a composição, geometria, texturas e estruturas sedimentares; ii) compreensão dos processos sedimentares que formaram as fácies; iii) associação de fácies contemporâneas e cogenéticas.

#### **1.4.7 Interpretação dos processos e ambientes deposicionais**

Por meio das estruturas e características de cada associação de fácies foram desenvolvidas interpretações de processos e ambientes deposicionais, sempre de acordo com o referencial teórico exposto no capítulo 2.

#### **1.4.8 Correlação Estratigráfica**

Para correlação estratigráfica foi utilizada a litocorrelação, ou seja, correlação baseada na equivalência das características litofaciológicas de cada unidade. Nesse contexto, as unidades foram consideradas cogenéticas, mesmo se, em alguns casos, existirem fácies ou associação de fácies com ampla diversidade de tipos petrográficos.

#### **1.4.9 Formalização da estratigrafia do Grupo Araí**

Após as descrições e associação de fácies com suas respectivas interpretações de processos e sistemas deposicionais, o Grupo Araí foi subdividido em quatro formações que são separadas entre si por discordâncias regionais. As formações compostas por sucessões de associação de fácies distintas, foram subdivididas em membros de acordo com o representado e descrito no capítulo 4. Nesse capítulo também são apresentadas as denominações formais e suas respectivas áreas-tipo.

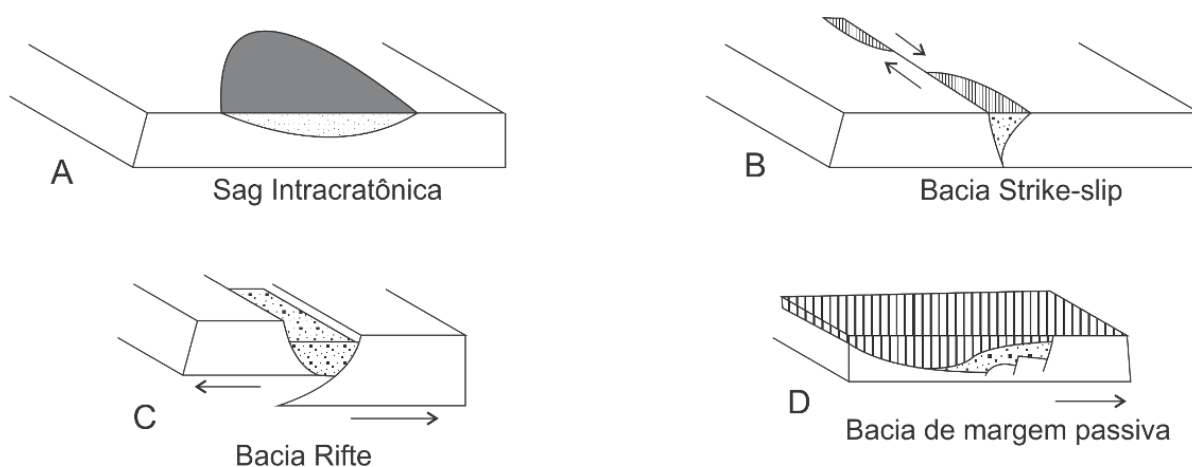
#### **1.4.10 Tectono estratigrafia**

A análise tectono-estratigráfica foi realizada a partir da determinação dos ambientes tectônicos nos quais os diferentes conjuntos de rochas foram depositados. Para tanto foram propostos limites entre as sucessões, representados por discordâncias ou superfícies de truncamentos. Tais superfícies marcam as passagens entre diferentes estágios tectono-estratigráficos, interdigitações regionais ou bordas de blocos de embasamento elevados.

**CAPÍTULO 2**  
**REFERENCIAL TEÓRICO**  
**SOBRE AMBIENTES RIFTE E**  
**SISTEMAS DEPOSICIONAIS**  
**ASSOCIADOS**

## 2.1 INTRODUÇÃO

O modelo tectônico do ciclo completo de formação, desenvolvimento e fechamento de um oceano se inicia com o desenvolvimento da fase embrionária rifte em crosta continental, evoluindo para um oceano juvenil e, finalmente, para o desenvolvimento de um oceano maduro (Wilson, 1974 *apud* Veevers, 1981). Comumente, uma bacia continental rifte é precedida de uma bacia *sag* intracratônica (Figura 2.1A), podendo ou não passar pelo estágio de bacia *strike-slip* (Figura 2.1B), estagnar em um rifte abortado (Figura 2.1C), ou ainda, evoluir para uma bacia de margem passiva (Figura 2.1D), ao desenvolver um oceano maduro.



**Figura 2.1** - Figura esquemática da morfologia e das configurações tectônicas da maioria das bacias sedimentares. **A)** Sag-intracratônica desenvolvida no interior da crosta continental; **B)** Bacia strike-slip; **C)** início do rifte, desenvolvimento da bacia com separação crustal; **D)** desenvolvimento de margem passiva (Adaptada de Selley, 1988).

Bacias sedimentares tipo rifte são cinturões, comumente estreitos (<100 km) e alongados (>1000 km), de litosfera continental sujeitos à extensão, como o atual sistema de riftes do leste africano. Esse cinturão pode ser formado por diferentes processos de extensão litosférica que configuram diferentes tipos de rifte, possibilitando a sua classificação em riftes ativos ou passivos.

No Paleoproterozóico, o contexto geológico mundial de consolidação de grandes blocos crustais possibilitou a imposição de processos predominantes de extensão, ou simplesmente tafrogenético (Krenkel, 1922; Sengor, 1990 *apud* Brito e Neves *et al.*, 1995), definido por Brito Neves *et al.* (1995) como Tafrogênese Estateriana. Nesse contexto, houve a formação de bacias continentais relativamente sincrônicas com grande variedade nos registros tectônicos, magmáticos e sedimentares no mundo todo, inclusive o sistema Rifte Araí (Brito Neves *et al.*, 1995).



## 2.2 BACIAS SAGS

Bacias *Sags* são bacias intracratônicas caracterizadas por subsidência prolongada, lenta, bem como pela falta de atividade tectônica sin-sedimentar. Os sistemas de abastecimento sedimentares de *sags* intracratônicas são comumente terrestres, muitas vezes, caracterizadas por rios que drenam para uma localização central onde estão situados lagos rasos. Tais sistemas endorréicos são encontrados na Bacia do Chad, no norte da África central, na Bacia Eyre do sul da Austrália (Allen & Allen, 2005) e no Supergrupo Espinhaço, no Brasil, em Minas Gerais e na Bahia (Martins-Neto, 1998).

Há inúmeros mecanismos plausíveis para a subsidência das *sags* intracratônicas, alguns dos quais podem atuar em combinação: subsidência como resposta à recuperação da litosfera seguindo uma perturbação térmica; subsidência impulsionada por mudanças de fase no manto subjacente; subsidência relacionada à topografia dinâmica associada, por sua vez, à subducção de placas oceânicas em torno da margem de placa; e subsidência sobre uma placa subductante. Independente do mecanismo primário, o afundamento das *sags* intracratônicas é fortemente amplificado pelos efeitos da carga de água e do sedimento (Allen & Allen, 2005).

## 2.3 BACIAS RIFTE

### 2.2.1 Bacias Continentais Rifte

A fase rifte é a fase inicial de uma sequência maior que completa a divisão e geração de um assoalho oceânico (Veevers, 1981), frequentemente, intercalada com períodos relativamente quiescentes (Allen & Allen, 2005). Comumente, o rifteamento se desenvolve em regiões com antigas estruturas na litosfera que facilitam o processo de rifteamento, como é o caso da abertura do oceano Atlântico ao longo da sutura Paleozóica *Lapetus* (Wilson, 1966 *apud* Allen & Allen, 2005) e do sistema Rifte do Leste Africano que segue as tendências estruturais pré-cambrianas (McConnell, 1977; 1980 *apud* Allen & Allen, 2005).

Nesse estágio de evolução, o desenvolvimento da bacia se dá por diferentes processos de subsidência térmica e/ou mecânica. Estudos a respeito de processos de extensão litosférica, classificam os riftes em: **ativos** e **passivos** (Allen & Allen, 2005).

Os riftes ativos são formados por processos associados à presença de uma pluma térmica que transfere calor, permitindo a geração de magmas, o afinamento da litosfera e a elevação isostática que gera tensões responsáveis pelo processo de rifteamento. Dessa forma, o domeamento da litosfera antecede o processo de fraturamento da litosfera e, comumente, são relatadas as formações de junções tríplices, ou seja, três riftes com ângulos de 120° entre si, e a ocorrência de vulcanismo bimodal típico, com grandes derrames continentais (Neves, 2008).

Os riftes passivos são gerados por tensões distensivas da litosfera continental que permitem a penetração do manto na litosfera. O domeamento crustal e a atividade vulcânica podem estar presentes, mas são apenas processos secundários, posteriores ao rifteamento de fato, e não antecessores como no caso do rifteamento ativo. Esse é o modelo clássico de McKenzie (1978) que afirma que o processo de rifteamento ocorre em resposta a um esforço regional pré-existente.

A natureza do preenchimento sedimentar de uma bacia rifte depende da sua zona climática, da elevação dos blocos que atuam como fontes de sedimentos ou barreiras, da taxa de subsidência do vale central do rifte que determina os níveis de base aluviais e a profundidade das águas dos lagos, e da evolução tectônica dos sistemas de falhas extensionais. Os depósitos da fase rifte têm como característica o ambiente não-marinho, compreendendo depósitos fluviais, lacustres, eólicos e vulcanoclásticos (Allen & Allen, 2005).

A atividade vulcânica tem uma grande influência sobre a sedimentação durante o rifteamento, como exemplificado pelo Rifte do Quênia do leste e pelo Rifte Rio Grande, no sudoeste dos EUA (Mack & Seager, 1990 *apud* Allen & Allen, 2005). O vulcanismo exerce essa influência por meio da intercalação de fluxos de lava subaéreos e subaquosos dentro da estratigrafia terrestre e lacustre, por desvio ou represamento de drenagem de superfície devido às erupções vulcânicas, e por sobrecarga de córregos com material vulcânico, especialmente detritos piroclásticos. A lixiviação de material vulcânico torna as águas subterrâneas alcalinas a hiperalcalinas e as fontes termais influenciam a química do lago, como no lago Magadí, no Quênia (Allen & Allen, 2005).

A subsidência controlada por falhas supera, geralmente, a sedimentação em fases posteriores ao desenvolvimento do rifte, incentivando incursões marinhas na fase clímax do Rifte (Prosser, 1993).

### **2.2.3 Bacias Proto-Oceânicas**

A fase final sin-rifte se transforma em uma nova bacia oceânica pela continuação dos processos distensivos, formando um vale proto-oceânico. A transição dessas fases pode ser vista hoje no nordeste da África e Arábia, ao longo dos 50 km do Mar Vermelho Sul, onde ocorre a formação de crosta oceânica jovem (< 5Ma), enquanto no Mar Vermelho Norte encontra-se o Golfo de Suez (Miall, 2000).

Durante a fase de transição para bacia proto-oceânica a subsidência supera o fornecimento de sedimentos, levando à deposição de associações de fácies indicativas de falta de suprimento sedimentar (Allen & Allen, 2005).

A bacia proto-oceânica pode continuar a acumular sedimentos clásticos em condições de águas progressivamente mais profundas, ou pode conter um dos três conjuntos constituídos por outras fácies de sedimentos químicos, que são particularidades características deste estágio de desenvolvimento da bacia, quais sejam: evaporitos, folhelhos pretos orgânicos, carbonatos restritos e sedimentos pelágicos (Miall, 2000).

Evaporitos são minerais e rochas que se depositam pela evaporação da água. Assim, são compostos extremamente solúveis e móveis, tanto quimicamente (solução) como fisicamente (fluxo sólido) devido à fraca atração entre os seus íons (Mohriak *et al*, 2008). Os evaporitos são formados pela ligação intermitente da bacia com o mar, durante a fase de transição que fornece condições ideais para a sua formação. Tais evaporitos ocorrem ao longo das margens do Oceano Atlântico e no Mar Vermelho (Lowell & Genik, 1972 *apud* Allen & Allen, 2005). Devido à alta solubilidade e mobilidade dos sais, não é esperada a preservação desses depósitos em riftes proterozóicos, e parte desses depósitos pode, ainda, estar recristalizada na forma de feldspatos alcalinos (plagioclásios sódicos).

Folhelhos negros ricos em matéria orgânica são formados devido à alta produtividade orgânica e circulação marinha restrita. Durante o Fanerozóico, incluindo o Paleozóico, o Jurássico e o Cretáceo, foram formados extensos depósitos de folhelhos negros nos oceanos do mundo (Miall, 2000).

Em locais de baixo relevo na margem continental, onde o fornecimento de sedimentos é mínimo, a sedimentação pode ser dominada por plataforma carbonática ou por outras fácies pelágicas. Nesse contexto, a distribuição de fácies é controlada pela topografia do terreno. Blocos erguidos e montes submarinos vulcânicos são locais de sedimentação carbonática, que podem mostrar transições rápidas para as fácies de águas profundas (Allen & Allen, 2005; Miall, 2000). Esse padrão de sedimentação relacionado com blocos soerguidos e vales profundos tem sido interpretado no sul do Europa, desde o Jurássico-Triássico até o Jurássico superior. A maioria dos blocos de falha apresenta radiolários, margas vermelhas de granulometria fina a calcários pelágicos brancos (Bernoulli & Jenkyns, 1974 *apud* Allen & Allen, 2005).

## **2.3 SISTEMAS DEPOSICIONAIS**

### **2.3.1 Sistemas Depositionais Continentais**

Os sistemas Depositionais Continentais são aqueles que se desenvolvem no interior dos continentes, sem a influência de mares, como é o caso de: sistema de leques aluviais, sistemas fluviais, sistemas eólicos e sistemas lacustres.

### 2.3.1.1 Sistema de Leques Aluviais

Leque aluvial (*aluvial fan*) se refere a sistemas aluviais com padrão preferencialmente distributário (Miall, 1990) os quais formam depósitos com geometria de leque aberto ou de um segmento de cone. Esse tipo de sistema se forma tipicamente em planícies ou vales com alto gradiente topográfico e pode ser classificado em leques dominados por fluxo de gravidade ou leques dominados por correntes fluviais.

Os leques aluviais dominados por fluxo de gravidade possuem dimensão pequena a média (centenas de metros a poucos quilômetros), e são formados pela interação de processos gravitacionais e fluviais (Assine, 2008).

Os processos deposicionais básicos em leques dominados por fluxo de gravidade são: **fluxo de detritos** (*debris flow*) e **fluxo fluidizado** (*sediment fluidal flow*) (Lower, 1979).

O fluxo de detritos é o fluxo cujo peso do sedimento é maior que 80% do total da massa, correspondendo assim ao fluxo responsável pela deposição de blocos e calhaus que pode ocorrer confinado em canais nas porções axiais ou em lobos e diques marginais. O fluxo de detritos pode ser mais ou menos viscoso a depender da quantidade de material fino presente, desta forma, quanto mais viscoso mais maciço será o depósito, podendo apresentar gradação normal e alinhamento dos clastos. Lower (1979) classifica os fluxos de detritos em coesivos e não-coesivos, sendo estes caracterizados por baixa quantidade de sedimentos finos, originando conglomerados clasto-suportados, enquanto aqueles apresentam alta porcentagem de sedimentos finos e originam conglomerados matriz-suportados devido ao comportamento plástico e movimento interno laminar.

O fluxo fluidizado, por sua vez, é um fluxo com comportamento de fluido viscoso com características de fluxo laminar e turbulento, o que produz conglomerados clasto-suportados com gradação normal, dispostos em camadas tabulares ou canalizadas, com arenitos estratificados no topo (Assine, 2008).

### 2.3.1.2 Sistema Fluvial

A morfologia dos sistemas fluviais resulta da interação entre processos erosivos e deposicionais, o que define as características gerais do sistema que podem variar no tempo e no espaço. Fatores como relevo e a descarga de sedimentos controlam a capacidade e competência do rio, ou seja, o tipo de sedimento transportado e a morfologia do canal. Outros fatores condicionantes são a subsidência, presença ou não de vegetação e a tectônica ativa ou passiva. Os tipos de padrões morfológicos dos sistemas fluviais foram designados por Miall (1977): retilíneo, meandrante, anastomosado e entrelaçado.

O transporte e a deposição fluvial ocorrem por carga de fundo (arrasto, rolamento e saltação) e carga em suspensão. A carga de fundo é o mecanismo principal de transporte em

ambientes fluviais, e o transporte de sedimentos ocorre por meio de correntes trativas, gerando diferentes morfologias de formas de leito: marcas onduladas ou dunas, a depender da velocidade do fluxo e da granulometria (Ashley, 1990 *apud* Scherer, 2008). As marcas onduladas são formadas na fração silte e areia fina, com altura máxima de 5 cm e comprimento de onda inferior a 0,5m, sendo desenvolvidas em condições de baixa velocidade de fluxo (<1m/s). As dunas podem ser bidimensionais (linha crista reta) ou tridimensionais (linha crista curva). A carga em suspensão é resultado de sedimentos finos carregados por suspensão devido à turbulência dos fluxos, que pode ser o principal meio de transporte, o que ocorre somente em rios onde a carga sedimentar é predominantemente silto-argilosa. Neste caso, a deposição se dá por assentamento gravitacional, assim, esta deposição associada aos processos de tração gera a formação de marcas onduladas cavalgantes. Schumm (1981) relacionou os padrões de rios com base no regime predominante do transporte da carga sedimentar, desta forma é possível desmembrar os padrões morfológicos principais em tipos intermediários.

Walker & Cant (1984) criaram propostas de modelos deposicionais fluviais para rios meandранtes e entrelaçados (Figura 2.2 - Modelo deposicional dos sistemas fluvial meandrante (A) e entrelaçado (B), com as suas respectivas seções esquemáticas (Adaptado de Walker & Cant, 1984). Os meandранtes são caracterizados pela alta sinuosidade, predomínio de material transportado por suspensão e declividades suaves, enquanto os entrelaçados apresentam um arranjo deposicional caracterizado pela presença de sedimentos grossos, resultante de intensas descargas; complexidade de feições deposicionais, com formas de leitos individuais (dunas 2D e 3D), barras transversais e longitudinais; e planícies arenosas.

Smith & Smith (1980) descreveram o modelo deposicional do sistema anastomosado, o qual é composto por rede de canais interconectados, relativamente profundos e estreitos. Porém, esse modelo é bastante criticado por diversos pesquisadores por considerarem um modelo prematuro, tendo em vista os poucos exemplos modernos e antigos existentes.

Miall (1977, 1978 *apud* Riccomini & Coimbra, 1993) estabeleceu as litofácies presentes em um sistema fluvial e as correlacionou com os seus processos de formação. Em 1996, o mesmo autor aperfeiçoou seu estudo definindo novas litofácies que estão listadas na Tabela 2.1, com suas respectivas descrições e interpretações.

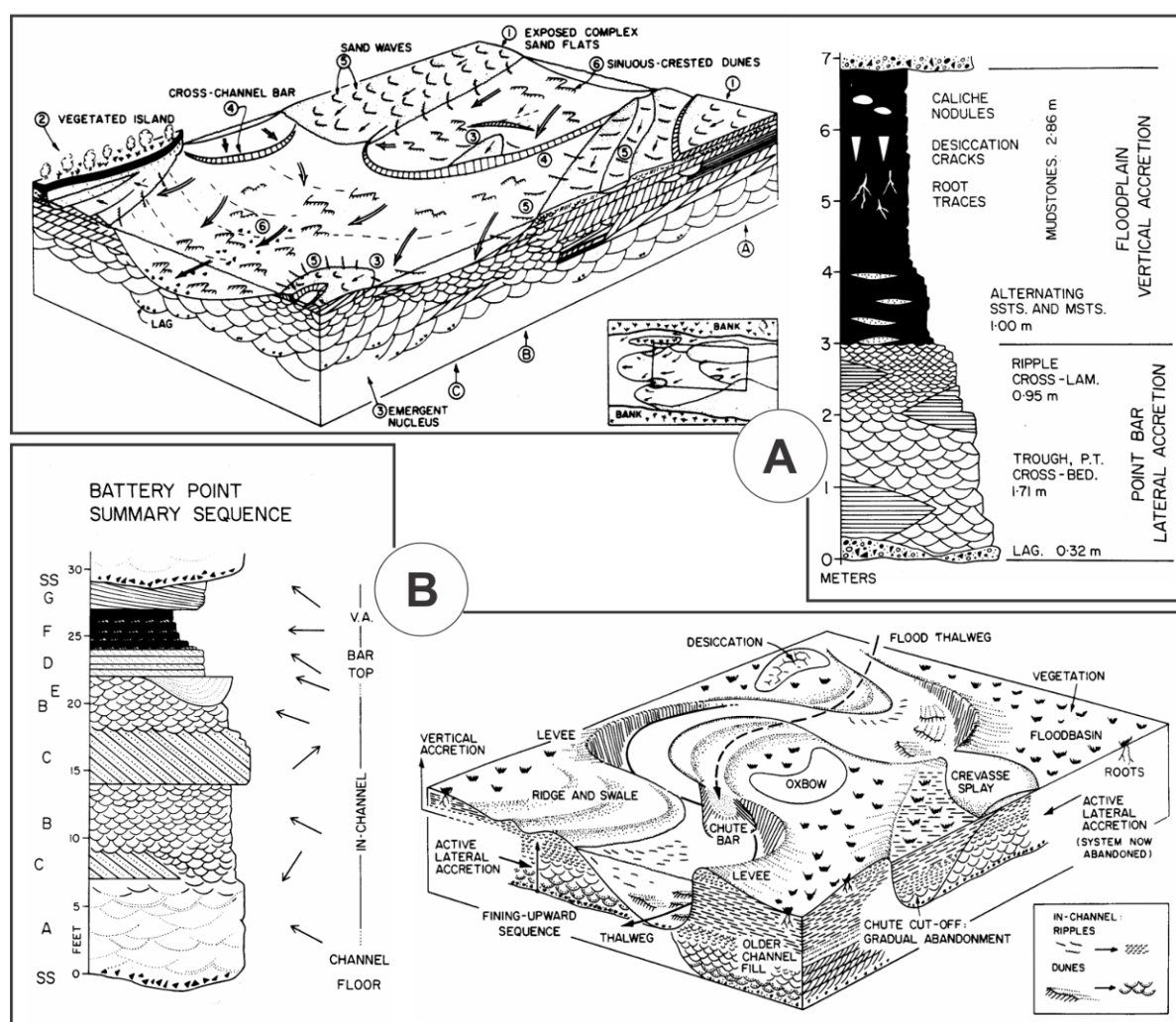
Miall (1977,1978) afirma que um mesmo rio pode apresentar modelos deposicionais distintos, conforme a posição de um determinado segmento do canal em relação à cabeceira, ou ainda como decorrência da variação de sua energia de transporte, por exemplo, na enchente e na vazante. Dos seis modelos básicos de Miall, dois representam leques aluviais

| <b>Código</b> | <b>Fácies</b>                                      | <b>Estruturas Sedimentares</b>   | <b>Interpretação</b>  |
|---------------|--|--|---|
| <b>Gmm</b>    | Cascalho maciço matriz-suportado                   | Gradação incipiente  | Fluxo de detritos, fluxo viscoso, alta coesão interna   |
| <b>Gmg</b>    | Cascalho matriz-suportado                          | Gradação inversa e normal  | Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna   |
| <b>Gci</b>    | Cascalho clasto-suportado                          | Gradação inversa   | Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplásticos (baixa coesão) |
| <b>Gcm</b>    | Cascalho maciço clasto-suportado                   |  | Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)   |
| <b>Gh</b>     | Cascalho clasto-suportado, acamamento incipiente   | Acamamento horizontal, imbricamento  | Formas de leito longitudinais, depósitos residuais ( <i>lags</i> )  |
| <b>Gt</b>     | Cascalho estratificado                             | Estratificações cruzadas acanaladas  | Preenchimento de pequenos canais  |
| <b>Gp</b>     | Cascalho estratificado                             | Estratificações cruzadas planares  | Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes                                       |
| <b>St</b>     | Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa) | Estratificações cruzadas acanaladas  | Dunas 3D, cristais sinuosos ou linguoides   |
| <b>Sp</b>     | Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa) | Estratificações cruzadas planares  | Dunas transversais 2D   |
| <b>Sr</b>     | Areia muito fina a grossa                          | Laminações cruzadas de marcas onduladas  | Marcas onduladas (regime de fluxo interior)   |
| <b>Sh</b>     | Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa) | Laminação horizontal, lineação de partição                                       | Formas de leito plano (regime de fluxo superior/ crítico)   |
| <b>Sl</b>     | Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa) | Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais).        | Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scour fills</i> ), dunas atenuadas, antidunas                                    |
| <b>Ss</b>     | Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa) | Amplas e suaves depressões   | Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scour fills</i> )  |
| <b>Sm</b>     | Areia fina a grossa                                | Maciça ou laminação indistinta   | Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidização ou intensa bioturbação   |
| <b>Fl</b>     | Areia, silte, lama                                 | Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte | Depósitos externos ao canal ou canais abandonados ou depósitos de inundação   |
| <b>Fsm</b>    | Silte, lama  | Maciço   | Depósitos externos ao canal ou canais abandonados   |
| <b>Fm</b>     | Lama, silte  | Maciço, gretas de contração  | Depósitos externos ao canal ou canais abandonados   |
| <b>Fr</b>     | Lama, silte  | Maciço, raízes, bioturbação  | Solo incipiente   |
| <b>C</b>      | Carvão, lama carbonosa                             | Restos vegetais, filmes de lama  | Depósitos de pântanos vegetados ( <i>swamps</i> )   |
| <b>P</b>      | Paleossolo carbonático (calcita, siderita)         | Feições pedogênicas: nódulos, filamentos   | Solo com precipitação química   |

**Tabela 2.1** - Classificação de fácies fluviais (Miall, 1996).

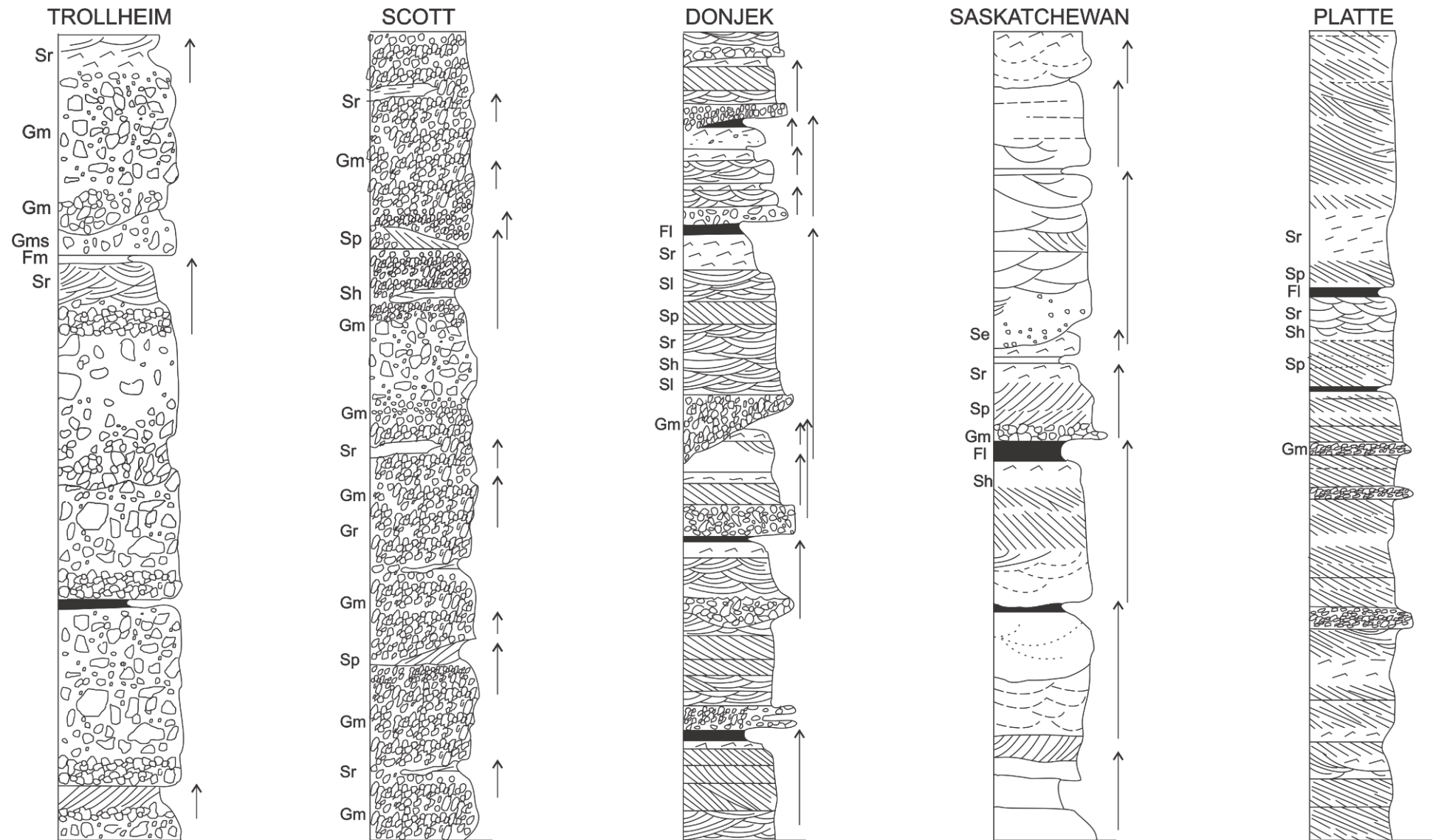
(Trollheim e Scott), um é característico de rios entrelaçados em posição fracamente distal, dominados por inunditos (*Bijou*), e três são típicos de canais entrelaçados (*Donjek*, *Saskatchewan Sul* e *Platte*).

Nos rios entrelaçados tipo *Donjek* (Figura 2.3), há depósitos cíclicos de rios entrelaçados, com canais ativos bem definidos e carga de fundo essencialmente de areia e cascalho (Miall, 1981). Nesse sistema, o desnível do topo das barras em relação ao fundo dos canais pode atingir dimensões da ordem de 3 a 7 metros. Os sedimentos mais grossos ocorrem nas porções mais profundas, podendo constituir barras longitudinais, transversais e lobadas.



**Figura 2.2 - Modelo deposicional dos sistemas fluvial meandrante (A) e entrelaçado (B), com as suas respectivas seções esquemáticas (Adaptado de Walker & Cant, 1984).**

Os rios entrelaçados tipo *Saskatchewan Sul* (Figura 2.3) derivam do tipo *Donjek* (Miall, 1978). É comum a presença de cascalhos residuais na base (**Gm**) desses depósitos, acima dos quais, as areias grossas são transportadas como carga de fundo. As estruturas do leito, nos canais com profundidades superiores a 3m, tendem a ser dunas de crista sinuosas que originam a litofácies **St**. Ondas de areia representam a litofácies **Sp**, que se desenvolve



**Figura 2.3** - Perfis generalizados dos seis modelos deposicionais em rios entrelaçados (Adaptado de Miall, 1978).



nas porções rasas dos canais e também sobre as planícies arenosas pela coalescência de pequenas barras ao redor de um núcleo (Cant, 1978). No topo das barras, durante as enchentes, podem desenvolver-se as litofácies **Sr** e **Sh**, eventualmente constituindo também depósitos marginais de granulação fina em áreas inativas (Miall, 1981).

A acumulação de grandes pacotes de sedimentos fluviais não é comum no registro geológico. Porém, esta acumulação é favorecida em ambientes que propiciam a acumulação subaérea, como é o caso de bacias tipo rifte. Isso pode ser explicado pela influência de eventos tectônicos no perfil de equilíbrio do sistema fluvial, ou seja, a ocorrência de subsidência gera uma subida do perfil de equilíbrio, o que possibilita maior acumulação fluvial.

### **2.3.1.3 Sistema Eólico**

Sistemas deposicionais eólicos constituem domínios fisiográficos de sedimentação em que o vento é o principal agente geológico (Giannini *et al.*, 2008), dessa forma, podem ocorrer em diferentes ambientes deposicionais: regiões litorâneas, planícies aluviais e desertos. Esses sistemas são caracterizados, principalmente, por arenitos esbranquiçados ou avermelhados dispostos na forma de grandes conjuntos de estratificações cruzadas.

Os processos eólicos e suas formas de leito características foram descritos por diversos autores, a partir da década de 1970. Bigarella (1972), Hunter (1977), Brookfield (1977), entre outros, propiciaram a compreensão dos diferentes tipos de estratificações resultantes da ação do vento (Scherer, 2004).

O transporte de partículas pelo vento ocorre, basicamente, por três mecanismos: saltação, suspensão e rastejamento (Bagnold, 1941 *apud* Scherer, 2004). A saltação corresponde a um movimento com trajetória parabólica causada pelo choque entre partículas que as arremessa para cima e para frente; a suspensão ocorre no transporte de partículas menores que 0,15cm; e o rastejamento ocorre nas partículas maiores que são arrastadas para frente. Esses mecanismos de transporte pelo vento são excelentes meios de selecionamento dos grãos.

O vento constituiu um excelente selecionador de diferentes granulometrias, além de um eficiente retrabalhador, assim espera-se que os depósitos eólicos sejam bem selecionados e texturalmente maduros. Entretanto, diversos estudos relatam a presença de arenitos com pseudo matriz argilosa, como por exemplo, os arenitos eólicos da Formação Pirambóia, na Bacia do Paraná. A presença de matriz nessas rochas é explicada pelo processo de infiltração mecânica de argila que, segundo Crone (1975), ocorre após a deposição dos sedimentos,

com a introdução das argilas por meio de águas de enxurradas episódicas que as conduzem pela garganta dos poros, decantando-nas nas superfícies dos grãos. Walker (1979) descreve três origens para a infiltração de argilas: concentrações de argilas em zonas vadasas, no nível freático e sob barreiras impermeáveis.

Os depósitos mais expressivos formados neste sistema são os lençóis de areia e os campos de dunas. Os lençóis de areia são massas de areia eólica em movimento, com superfície de relevo arrasado, ou seja, sem a presença de dunas. A estrutura característica deste tipo de depósitos é a estratificação plana de baixo ângulo ( $< 15^\circ$ ). Os campos de dunas são grandes massas individuais de areias em movimento, constituídas de dunas eólicas simples e/ou compostas, cavalgantes ou coalescentes, entre as quais podem existir áreas interdunas (Giannini *et al.*, 2008). Em geral, as partículas de granulometria silte e argila são carregadas do domínio desses depósitos e decantadas onde as correntes atmosféricas se tornam mais fracas e incapazes de transportá-las, formando os depósitos de *loess*.

As dunas consistem em formas de leito com comprimento de onda variando de 3 a 500 metros e altura de 0,1 a 100 metros (Scherer, 2004). Caracteristicamente, as dunas apresentam estratos cruzados internos, formados por diferentes processos deposicionais. Além dos processos trativos, responsáveis pelo desenvolvimento de marcas onduladas, a face frontal da duna é caracterizada por processos gravitacionais que geram dois tipos distintos de depósitos: fluxo de grãos e queda livre de grãos. Os estratos de fluxo de grãos representam uma avalanche de areia não coesiva ao longo da face de deslizamento das dunas.

A classificação de dunas é um tema complexo e bastante debatido. As dunas podem ser classificadas morfológicamente (Mckee, 1979) e morfodinamicamente (Hunter *et al.*, 1983). Porém, como este trabalho não alcançará um nível de detalhe que possibilite a classificação das dunas dos depósitos proterozóicos, este tema não será discutido.

Ross (1983) afirma que os sistemas eólicos, durante o período do Pré-Cambriano, constituíam abundantes domínios, embora tivessem sido pouco reconhecidos no registro geológico até o início dos anos 80. A partir de então, depósitos produzidos pelo vento passaram a ser reconhecidos com mais frequência em terrenos proterozóicos brasileiros, destacando-se a ocorrência de vários sistemas eólicos desértico, como por exemplo: a Formação Galho do Miguel, na Serra do Espinhaço (MG); a Formação Tombador, na Chapada Diamantina (BA); e no âmbito do Grupo Araí (GO).

#### **2.3.1.4 Sistema Lacustre**

Lagos são corpos d'água sem ligação direta com o mar, cuja formação depende basicamente da existência de uma depressão na superfície da Terra e de um balanço hidrológico favorável (Esteves, 1988 *apud* Freitas, 2007). Comumente, lagos são elementos

com curta durabilidade na escala geológica, surgindo e desaparecendo em um relativo curto espaço de tempo geológico. A sua formação pode estar associada a diferentes situações geológicas que estão relacionadas à dinâmica dos ambientes deposicionais, como o fechamento de vales fluviais por geleiras, vulcanismo, ilhas-de-barreira e outros. Entretanto, o mecanismo mais efetivo é o tectônico, marcado pela formação de bacias tipo rifte e sinéclises (Reeves, 1968 *apud* Freitas, 2007). Os lagos de rifte têm como características a reduzida extensão superficial em relação à profundidade, enquanto os lagos de sinéclises são caracterizados pela elevada extensão superficial em relação à profundidade.

Os sedimentos lacustres são extremamente sensíveis às mudanças de temperatura, alimentação de água, profundidade e fornecimento de sedimentos e são comumente rítmicos, indicando uma ciclicidade nos controles tectônicos e climáticos. Ciclos de escala métrica são habitualmente utilizados para este tipo de sequência, em muitos casos, forçados por alterações climáticas dos mecanismos de Milankovitch (Miall, 1999). Selley (1976, *apud* Suguio, 1980) defende que depósitos lacustres constituem, na verdade, membros extremos de uma série contínua, sendo frequentes a ocorrência de intercalações de sedimentos detríticos em depósitos químicos.

Na literatura, há diversas proposições de classificações para lagos. Reineck & Singh (1975) propuseram uma classificação baseada no clima da área do lago, distinguindo em dois tipos principais: lagos clásticos e lagos químicos. Os lagos químicos são formados tipicamente por corpos de água efêmeros que formam depósitos de lamito com quantidade variável de silte e carbonato disseminado, enquanto os clásticos são formados por uma faixa externa de cascalhos lacustres, seguida por uma zona de areia e uma zona interna de lama margosa e arenosa, além de lama na porção mais central.

Ao discorrer sobre sequência lacustre, Miall (1999) descreve os exemplos mais bem estudados de depósitos lacustres na atualidade: os depósitos do Triássico-Jurássico do Supergrupo Newark, no leste da América do Norte, estudados por Olsen (1990), que estabeleceu três tipos de sucessão cíclica lacustre na bacia Newark: tipo Richmond, tipo Newark e tipo Fundy. O tipo Richmond é caracterizado pela presença de carvões significativos, siltitos e arenitos sem evidência de exposição, indicando um ambiente relativamente úmido, no qual, durante alguns ciclos do lago podem existir características sedimentares de alto relevo, como a progradação de grandes deltas, *fan*-deltas e canais submarinos. O tipo Newark apresenta variações na precipitação de forma que Van Houten (1964, *apud* Olsen 1990) distinguiu dois tipos principais de ciclo: ciclos químicos e ciclos detríticos. O tipo Fundy é caracterizado pela ciclicidade da sedimentação, a qual consiste principalmente de areia.

Einsele (1992) apresentou uma classificação que divide os lagos em dois grupos em função das condições hidrológicas: lagos hidrológicamente abertos ou fechados. Lagos fechados são comuns em regiões quentes e com clima semi-árido a árido, nas quais, em função de variações climáticas de pequena ordem (10 a 100 anos), o nível do lago pode variar consideravelmente e afetar a extensão da praia e zona proximal. Durante longos períodos (milhares de anos) a concentração de elementos químicos de alta solubilidade pode aumentar e precipitar sais. Lagos hidrológicamente abertos tendem a ocorrer em clima temperado e úmido. É comum a formação de deltas, e a deposição predominante de carbonatos e pelitos, sendo a concentração de matéria orgânica pequena devido à alta taxa de sedimentação.

### 2.3.2 Sistemas Depositionais Transicionais

Os Sistemas deposicionais transicionais são aqueles que se formam em ambientes marginais-marinhos, ou seja, em ambientes que se encontram ao longo da fronteira entre o ambiente continental e marinho, nos quais são formados praias, deltas, planícies costeiras, barras e barreiras, estuários, lagunas e planícies de maré. Estuários e lagos são, particularmente, características de costas transgressivas, enquanto deltas são característicos de costas progradantes (Boogs, 2006). Nesse contexto, é formada uma grande variedade de rochas, incluindo conglomerados, arenitos, argilitos, carbonatos e evaporitos, em uma zona estreita que pode ser dominada por rios, ondas e marés.

Diversos autores propõem diferentes classificações para os ambientes costeiros. Yang *et al.* (2005) modificaram algumas propostas anteriores e propuseram uma nova classificação, mantendo os critérios de ambientes influenciados por rios, ondas e marés, representados pelos vértices do triângulo de classificação, diversificando entre os sistemas deposicionais de costas dominadas por onda e costa dominada por marés, praia de marés e planícies de maré aberta (Figura 2.4).

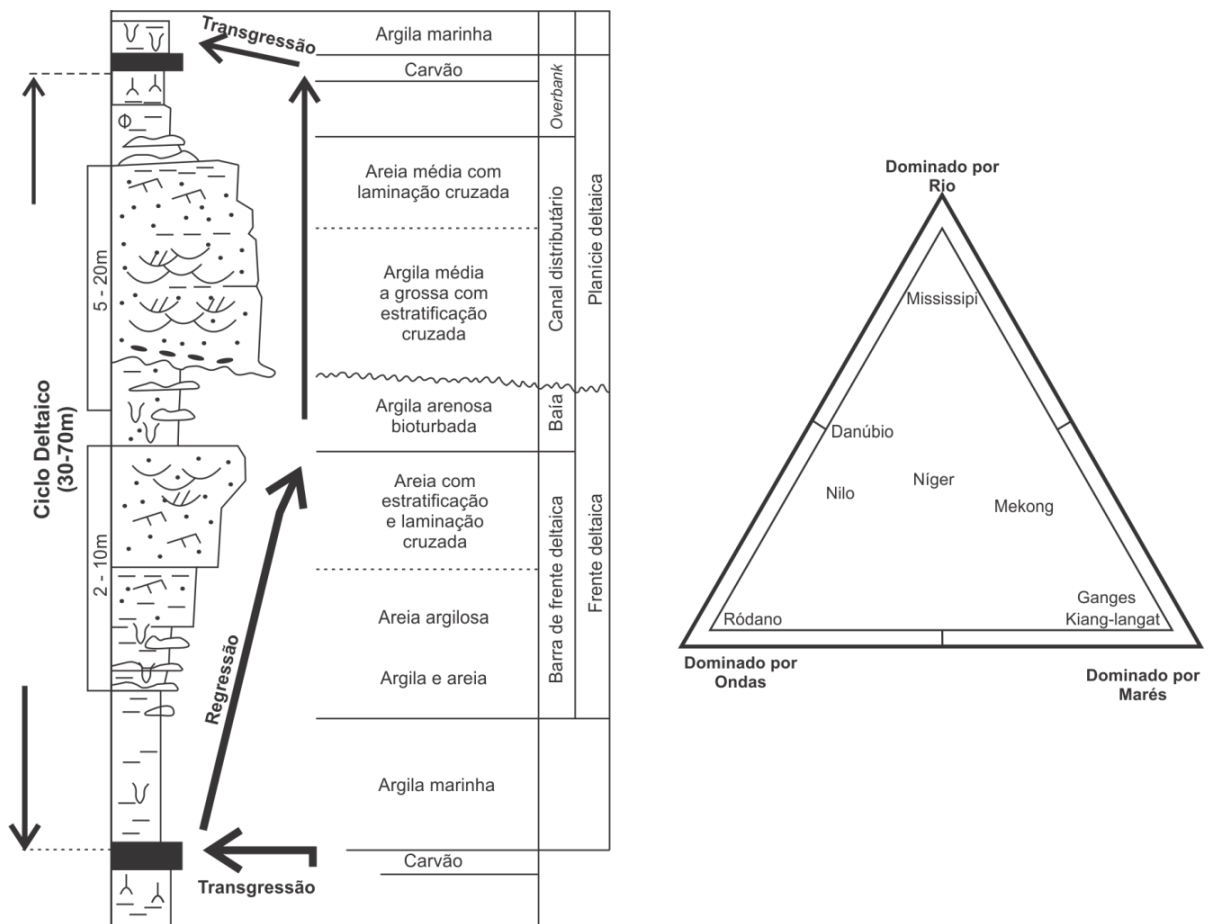


**Figura 2.4** - Diagrama de representação da classificação de ambientes costeiros, segundo Yang *et al* (2005).

### 2.3.2.1 Deltas

Os deltas constituem sistemas transicionais que se formam na desembocadura de um rio em um corpo d'água, onde a carga sedimentar trazida pelo rio supera a sua dispersão pelos agentes atuantes na bacia receptora. Os constituintes do sistema deltaico são a planície deltaica (agradante), a frente deltaica (progradante sobre o prodelta), e a margem deltaica (retrogradante), relacionada à transgressão local sobre um lobo deltaico abandonado (Castro & Castro, 2008). Allen (1989) estabelece que esses constituintes formam juntos o ciclo deltaico completo (Figura 2.5A).

Os deltas podem ser constituídos por processos construtivos e destrutivos. Assim, podem ser classificados segundo o processo atuante no sistema deltaico em: deltas altamente construtivos e altamente destrutivos (Fisher *et al*, 1969), mas podem ser classificados também em: deltas dominados por rios, ondas e marés, além de seus intermediários (Galloway, 1975; Figura 2.5B). Em função da atuação do rio, da morfologia da costa e da atuação do mar podem ser formados depósitos característicos para cada um.



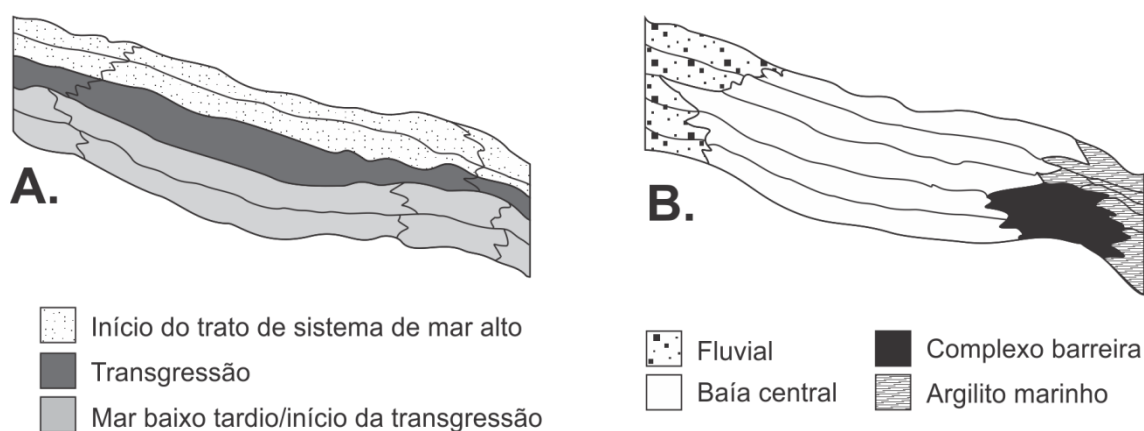
**Figura 2.5 - A:** Estratigrafia típica de um ciclo deltaico completo. **B:** Classificação de deltas a partir de processos dominantes que variam de fluviais, ondas ou marés. (Adaptada de Castro & Castro, 2008).

### 2.3.2.2 Estuário

Estuário é definido por Dalrymple *et al.* (1992) como uma porção litorânea de um sistema de vales afogados que recebe sedimentos de origem marinha e fluvial, com fácies influenciada por marés, ondas e processos fluviais. Diferente dos deltas, o estuário apresenta taxa de fornecimento de sedimento inferior à sua capacidade de retrabalhamento por processos bacinais. Sua extensão é definida, para o interior, pelo limite continental da fácies de maré, e como limite externo, a presença de fácies costeira em sua desembocadura. Diversos estudos foram recentemente produzidos por diferentes autores que propuseram modelos conceituais para caracterização do ambiente estuarino com base na interação entre o prisma de maré, ondas e a descarga fluvial, responsáveis pela geração dos diferentes tipos de circulação, morfologia e sedimentação.

Os Estuários são subdivididos em três porções: uma interna, dominada por processos fluviais; uma central, dominada por processos de baixa energia e onde ocorre um equilíbrio entre processos marinhos - principalmente corrente de marés; e uma externa, onde se dá o domínio de processos marinhos (onda e corrente de maré) (Figura 2.6).

A classificação mais utilizada separa os estuários com base no principal processo atuante: ondas ou marés. Estuários dominados por ondas, também denominados de estuários de barreira ou estuários lagunares, normalmente apresentam regimes de micro e mesomaré, com zoneamento estuarino bem desenvolvido, onde ocorrem duas áreas bem definidas de maior energia, uma na desembocadura e outra próxima a cabeceira e uma zona central onde predomina sedimentação por suspensão. Estuários dominados por marés apresentam geometria afunilada, com acúmulo de sedimentos em sua desembocadura, sob forma de barras alongadas paralelamente à margem estuarina (Rosseti, 2008).



**Figura 2.6** - Modelos idealizados ilustrando a morfologia e a distribuição dos principais depósitos em estuário dominado por onda (A) e estuário dominado por maré (B). (Rossetti, 2008).

Os estuários dominados por onda têm sido mais relatados no registro geológico, frequentemente, com desenvolvimento de um complexo de ilhas-barreiras em sua desembocadura, o que resulta em um corpo de arenito com domínio de processos marinhos formando associações faciológicas representativas de ambientes de face praial e de antepraial em sua porção mais marinha, que se associam a depósitos de baixios de inframaré e/ou leques de arrombamento (*washovers*) em sua porção mais interna.

### **2.3.2.3 Lagunas**

Uma laguna é definida como uma extensão superficial de água do mar, como uma baía, canal ou lagoa salgada costeira, com comunicação parcial com o mar ou isolada por uma ilha barreira, bancos de areia ou recifes (Bates & Jackson, 1980 *apud* Boggs, 2006). Ao contrário dos estuários que se estendem perpendicularmente à linha de costa, as lagunas tendem a ser paralelas.

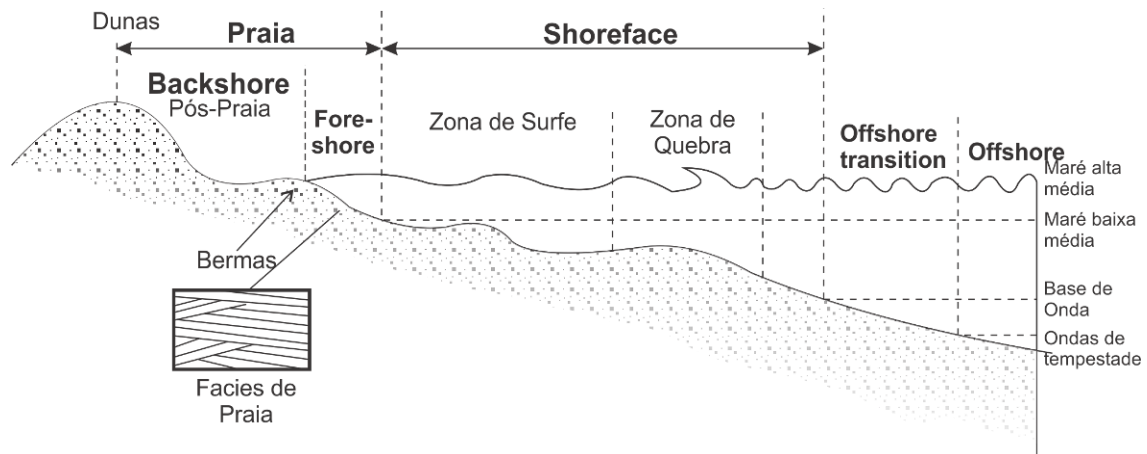
Com base na geomorfologia e na natureza da troca de água com o oceano, Kjerfve & Magill (1989) *apud* Boggs (2006) identificaram três tipos de lagunas: *choked*, *restricted* ou *leaky*. Lagunas *choked* ocorrem ao longo de costas com alta energia de ondas e significantes correntes ao longo da costa, são caracterizadas por um ou mais canais de entrada, longos tempos de água dentro da laguna e movimentos da água dominado por ventos. Lagunas *restricted* possuem duas ou mais entradas, circulação de maré bem definida e forte influência de ventos. As lagunas do tipo *leaky* são tipicamente alongadas, caracterizada por eficientes trocas com o oceano, fortes correntes de maré, alta salinidade e presença de turbiditos.

### **2.3.2.5 Praia**

As praias podem ser genericamente definidas como depósitos de material inconsolidado, formados na interface entre a terra e o mar, e sob a ação de agentes como as ondas, as correntes, as marés e os ventos (Suguio, 1992). Este ambiente se estende desde a linha média de maré baixa até outra feição fisiográfica diferente como a falésia, campo de dunas ou o aparecimento de vegetação permanente (Komar, 1976 *apud* Silva, 2008).

Por não haver consenso no Brasil em relação às nomenclaturas e aos limites associados às diferentes zonas do sistema de praia, Silva (2008), Souza *et al.* (2005) e Angulo (1996) recomendam que sejam representadas por meio de figuras as terminologias e seus respectivos limites. Dessa forma, a Figura 2.7 apresenta as informações sugeridas pelos autores, ressaltando que as terminologias e limites adotados nesse trabalho são definidos e descritos por Boggs (2006), baseado em alguns conceitos de Davis (1985) e outros autores, conceitos esses que utilizados por diversos outros trabalhos atuais sobre morfodinâmica costeira.

Boggs (2006) divide o sistema praiar em zonas: o *backshore*, que se estende em direção a terra até a berma da praia, acima do nível de maré alta e geralmente inclui depósitos de dunas (pós-praia); o *foreshore*, que engloba, sobretudo, a zona entre a maré baixa e a maré alta (litoral); e o *shoreface*, que se estende desde o nível de maré baixa à transição da zona entre praia e os sedimentos da plataforma que corresponde à base de ondas de tempo bom de profundidade entre 10-15 metros, conforme ilustrado na Figura 2.7.



**Figura 2.7** - Seção transversal generalizada do perfil de praia, *shoreface* até seu limite com *offshore* (Modificada de Boggs, 2006).

Em geral, sistemas de praia correspondem a corpos estreitos, de dezenas a centenas de metros até centenas de quilômetros de comprimento e, de espessura de 10 a 20 m, paralelos à linha de costa (Reineck & Sigh, 1980 *apud* Boggs, 2006). Os sedimentos costeiros são normalmente constituídos de areia e às vezes de depósitos conglomeráticos, os quais são encontrados somente em situações em que a rocha-matriz se situa nas proximidades ou quando os sedimentos costeiros provêm do retrabalhamento de depósitos conglomeráticos mais antigos (Suguio, 1980). Geralmente contínuos, os depósitos de praia são, frequentemente, interrompidos por sedimentos depositados em deltas, estuários, lagunas, entre outros, constituindo um complexo sistema de interdigitações laterais. Essa complexidade limita o entendimento de depósitos mais antigos.

A imensa complexidade dos processos e depósitos dos sistemas de praia é detalhada por diversos autores na bibliografia. A descrição minuciosa desses parâmetros foge ao escopo deste trabalho tendo em vista o grau de detalhamento que será abordado. Dentre os principais estudos detalhados dos processos de praia, destacam-se os de Komar (1998) e Hardisty (1990) que, entre outras informações, estabelecem que as praias melhor desenvolvidas são aquelas cuja costa é dominada por ondas e as variações de marés são pequenas. A seguir, são especificados os conceitos das diferentes zonas de praia e seus respectivos depósitos sedimentares, com base na compilação das informações contidas em Boggs (2006), Suguio (1980, 1992, 2006) e Silva (2008).



- **Backshore:** representa a região que se estende desde as dunas, ou outra feição fisiográfica como uma falésia, terraço ou presença de vegetação permanente, até o limite máximo de maré alta, de forma que os sedimentos dessa porção são, normalmente, secos, podendo ser afetados por eventos de tempestades episódicos. Os depósitos sedimentares são constituídos principalmente por areias com laminação horizontal, com fraco mergulho em direção ao continente, as quais podem ser interrompidas localmente por bioturbações ou registros de ondas de tempestade. Os depósitos de *backshore* são separados dos depósitos de *foreshore* pela quebra na crista da berma que é formada por areia de ondas de tempestades.
- **Foreshore:** definida pelo limite das marés alta e baixa, essa região apresenta depósitos de sedimentos, predominantemente, de areia fina a média, podendo também incluir seixos dispersos, além de lentes ou camadas de conglomerados. Laminação plano-paralela é a estrutura sedimentar mais comum, com baixo mergulho (2-3°) em direção ao mar. Lâminas finas de minerais pesados são comuns, alternadas com camadas de areia quartzosa.
- **Shoreface:** região que se estende desde o limite da maré baixa até a base de ondas, que pode ser dividida em três subzonas: **a zona de surfe**, caracterizada por ser um ambiente dominado por forte translação bidirecional de ondas e correntes que formam depósitos com estratificações cruzadas multidirecionais; **a zona de quebra**, marcada por depósitos formados em condições de alta energia devido à quebra de ondas, movimentos ao longo da costa (*longshore*) e correntes, que formam depósitos de sedimentos de areia fina a média, com pouca contribuição de siltes e conchas, que pode exibir tanto mergulho em direção ao continente quanto ao mar, estratificações cruzadas e laminação plano-paralelas; e **a zona de shoreface inferior** (*shoaling zone*) onde são depositados sedimentos em condições, de relativa baixa energia, compostos, principalmente, por intercalações de silte a argila com estratificações cruzadas de pequena escala, laminação plano-paralela, *hummocky* (formados durante eventos de tempestade).

Wright & Short (1984) elaboraram uma classificação morfodinâmica para praias, identificando seis estágios diferentes: um estágio dissipativo – com alta energia de onda, zona de surge muito desenvolvida e depósitos de inclinação suave e granulometria fina; um estágio refletivo - no qual as ondas se refletem, quebrando próximas à face de praia, que apresenta cúspides e energia muito baixa, formando depósitos compostos por sedimentos grossos, de pequena largura e alta declividade; além de outros 4 estágios intermediários a esses.

### 2.3.2.5 Planície de maré

Os depósitos de planícies de maré, região localizada entre a porção subaérea e o mar, são formados em áreas protegidas ao longo da costa, onde a ação de ondas é insignificante. Assim, os depósitos são formados de acordo com a influência das marés e de grandes tempestades. As oscilações das marés sobre a linha de costa geram uma compartimentação da planície de maré em três zonas distintas: supramaré, intermaré e inframaré.

A zona de supramaré, situada acima do nível da maré alta normal, é permanentemente exposta subaeramente e, periodicamente, inundado por maré de sizígia ou de tempestades. Apenas os canais que drenam esta região sofrem a influência da maré (Della Favera, 2008).

A zona de intermaré, situada entre as marés alta e baixa normais, portanto exposta uma ou duas vezes por dia, dependendo do regime de marés ou das condições do vento, representa a porção mais significativa de toda a planície de maré. O agente sedimentar dominante é a corrente de maré, que atua nos dois sentidos, quase sempre com um preferencial. Nesse contexto são formadas estruturas típicas como feixes de marés, estratificações cruzadas espinha de peixe, estratificação *flaser* e estratificação *lisen*. As estratificações cruzadas espinha de peixe demonstram uma distribuição bimodal simétrica das correntes de maré, o que não é comumente registrado na natureza (Rossetti, 2001). Os feixes de maré se organizam em grupos alternados mais espessos e mais delgados, correspondentes às marés de sizígia (marés fortes) e quadratura (marés fracas), respectivamente (Rossetti, 2008).

A zona de inframaré apresenta características semelhantes às da zona de intermaré, com sedimentos que refletem progressivamente menores condições energéticas (Della Favera, 2008).

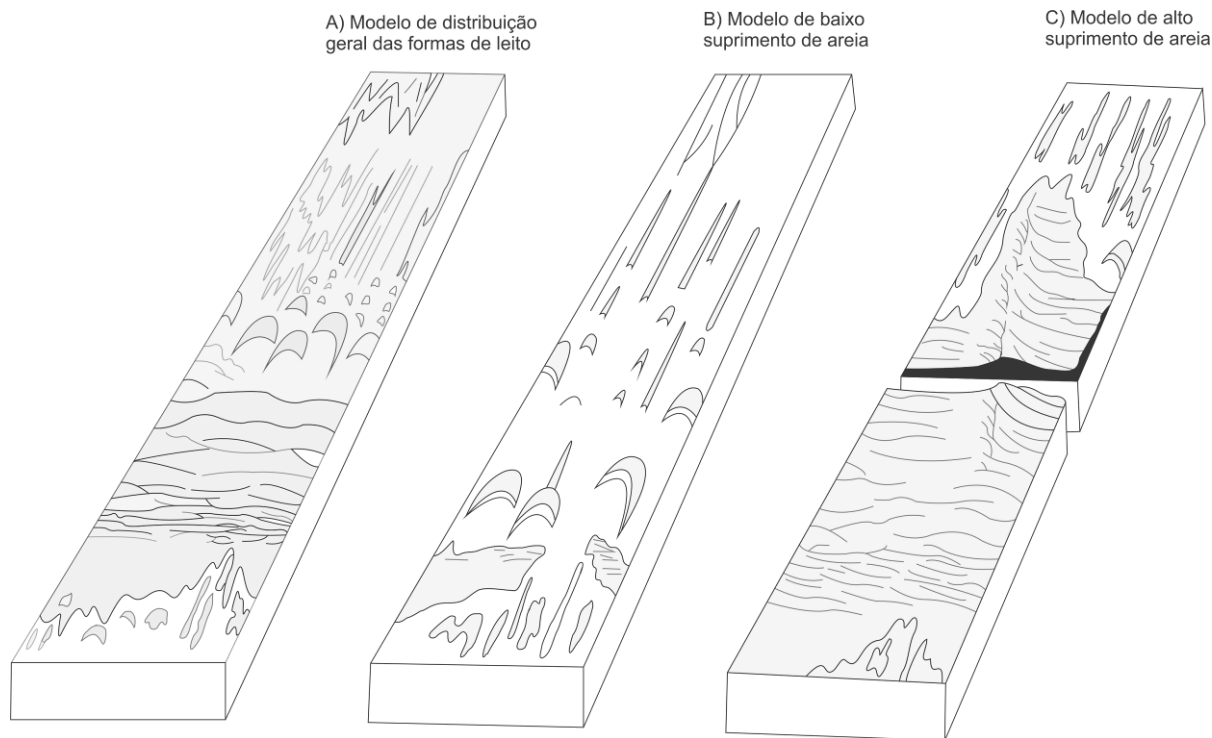
### 2.3.3 Sistemas Depositionais Marinhos

A plataforma marinha estende-se desde o *shoreface* até a quebra do talude onde os sistemas marinhos rasos se desenvolvem. As plataformas são tipicamente classificadas em plataformas siliciclásticas ou carbonáticas. Aquelas são classificadas em função do agente geológico dominante que pode ser: ondas, marés ou tempestades.

**Plataformas siliciclásticas dominadas por ondas** formam depósitos arenosos com laminação cruzadas por ondas, *sets* erosionais com forma discordante, estruturas em feixes, além das lâminas de *foresets*, laminações *linsen* e *flaser*. Estas são interpretadas como sendo geradas sob condições moderadas e contínuas de atividade de ondas, alternância de períodos de atividade de corrente e de quiescência, enquanto aquelas são interpretadas como variação das oscilações de energia por mudança de tempo e batimetria (De Raaf *et al.*, 1977).

Em **plataformas siliciclásticas dominadas por marés** formam-se grandes bancos arenosos, chamados *estuarine shoal massifs* que ocorrem principalmente em tratos de sistemas transgressivos. Estes bancos apresentam distintas formas de leito, em função da distância do litoral e da velocidade da corrente de maré, que decresce em direção ao mar aberto (Della Favera, 2008). Além destes depósitos, podem se formar sistemas deposicionais marinhos rasos dominados por marés que incluem: planície de maré, lagunas e deltas de maré, estuário, cristas de areia e maciços estuarinos rasos.

Johnson & Baldwin (1996) definiram a distribuição de zonas com formas de leito ao longo dos cursos de transporte pela maré na plataforma (Figura 2.8) em função, principalmente, do regime hidrodinâmico - embora seja dominado pelas marés, pode ser influenciado por tempestades também -, da natureza e origem da fonte dos sedimentos e da flutuação do nível do mar. Nesse sistema, os autores defendem que as correntes de maré se estendem desde as zonas de divergência de carga de fundo, onde o fundo oceânico é erodido, até zonas de convergência de carga de fundo, onde predomina a deposição de sedimentos. Os autores definiram cinco zonas principais de formas de leito, quais sejam: i) sulcos e ondas de cascalho (*furros ribbons*), que ocorrem em áreas marcadas por correntes de maré com altíssimas velocidades, além de fonte sedimentar escassa, predominam, assim, processos erosivos; ii) faixas arenosas (*sand ribbons*) que constituem faixas longitudinais de areia formadas pela ação de correntes unidirecionais, cujas cristas encontram-se dispostas paralelamente à direção das correntes, podendo atingir até 15 km de comprimento e 200m de largura; iii) dunas subaquosas (*sand waves*) que correspondem a feições com crista contínua, com média de 1,50m de altura e 150 a 500m de espaçamento; iv) manchas arenosas (*sand patches*) que ocorrem em locais com correntes de maré de baixa velocidade, podendo ser longitudinal ou transversal em relação às direções da corrente. As baixas velocidades relativas das correntes de maré requerem influência de tempestades para um transporte significativo de areia; e v) zonas lamosas (*mud zones*) as quais, usualmente, são encontradas no trajeto final do transporte das correntes de maré, onde as velocidades da corrente de maré e das ondas são relativamente baixas, sendo consideradas formas distais associadas ao trajeto final de transporte, como também à expansão e desaceleração do fluxo.



**Figura 2.8** - Distribuição das zonas com formas de leito ao longo dos cursos de transporte pela maré na plataforma: **A)** Modelo geral; **B)** modelo com alto suprimento de areia; e **C)** modelo com baixo suprimento de areia. (modificado de Johnson & Baldwin, 1986).

**Plataformas siliciclásticas dominadas por tempestades** apresentam como estrutura diagnóstica a estratificação *hummocky*, definida como estratificação cruzada de média a grande escala, com laminações onduladas que mergulham suavemente, sendo preservadas no acamamento tridimensional com grande amplitude e baixo relevo. Há controvérsias quanto aos mecanismos responsáveis pela formação de *hummockys*, Walker (1979) defende que são formados por correntes de turbidez em eventos de tempestades, onde as correntes de retorno, em progressiva desaceleração, formam *hummocky* entre a base de onda de tempo bom e a base de onda de tempestade.

Depósitos de carbonatos ocorrem em ambientes de águas rasas e quentes, que favorecem a atividade de organismos calcários, e a construção de uma plataforma carbonática, mediante a ausência de suprimentos terrígenos. A precipitação de fácies carbonáticas ocorre em função de parâmetros tais como: profundidade, química e temperatura da água, além da presença ou não de ação biológica, ação de ondas e correntes e suprimento de materiais terrígenos.

A sequência estratigráfica de depósitos marinhos de águas rasas e suas fácies são controladas por taxas e tipos de sedimentação, movimentos crustais locais e nível eustático do mar. A posição do ambiente deposicional controla a geometria e continuidade dos depósitos, e por sua vez, mudanças do nível relativo do mar causam mudanças no ambiente deposicional (Kendall & Schlager, 1981).

Classicamente, as plataformas são estudadas separadamente, com foco nos processos de sedimentação siliciclástica ou carbonática, possivelmente devido ao efeito inibidor de que o material siliciclástico tem na precipitação de carbonatos. Porém, o registro de plataformas carbonática-siliciclásticas é bastante abundante nas diversas bacias sedimentares do mundo, mas seus estudos são pouco disseminados, provavelmente pela presença das peculiaridades que regem o sistema siliciclástico e o sistema carbonático.

Alguns estudos mais interativos a respeito de plataformas mistas afirmam que as misturas podem ocorrer em uma variedade de escalas desde milimétricas até quilométricas, e em todos os graus. Podem ocorrer em pequenas, também, na forma de quantidades de grãos carbonáticos dentro de uma fácies siliciclástica ou vice-versa. As fácies carbonáticas e siliciclásticas podem estar ciclicamente estratificadas e/ou interdigitadas. Além disso, os sistemas deposicionais siliciclásticos e carbonáticos, de extensão regional, podem substituir um ao outro tanto no espaço, fruto da variação lateral de fácies, quanto no tempo, devido às mudanças relativas do nível do mar e/ou variações no suprimento de sedimentos causando uma mudança vertical na sucessão estratigráfica.

Existem quatro modelos de mistura de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos: i) mistura pontual, na qual tempestades esporádicas e outros eventos extremos transferem sedimentos de um ambiente deposicional para outro; ii) Mistura de fácies, onde os sedimentos são misturados ao longo dos limites difusos entre fácies contrastantes; iii) Mistura “*in situ*”, onde a fração carbonática consiste numa assembleia de organismos calcários mortos, autóctones ou parautóctones acumulados dentro dos substratos siliciclásticos e; iv) mistura da área fonte, na qual a mistura é formada por soergimento e erosão dos carbonatos próximos às fontes siliciclásticas (Mount, 1984).

## **2.4 ROCHAS VULCÂNICAS**

Riftes ativos são originados pelo soergimento do manto (*mantle upwelling*) que causa o domeamento da crosta e, em seguida, sua separação. Nesse processo de rifteamento é comum uma quantidade relativamente grande de atividades vulcânicas, tipicamente bimodais.

Dessa forma, as rochas ígneas em riftes continentais são caracterizadas por suítes vulcânicas bimodais, com rara ocorrência de rochas de composição intermediária. Os membros máficos consistem predominantemente de basaltos toleíticos e basaltos alcalinos que podem ser derivados de plumas mantélicas oriundas do manto litosférico ou da astenosfera, com graus variados de contaminação crustal. Os membros félsicos são comumente, menos abundantes que os máficos e incluem fonolitos, nefelinitos e riolitos de origem crustal. Essa

origem é suportada por dados isotópicos e geoquímicos, geralmente pela fusão parcial da crosta inferior promovida pelos magmas basálticos (Neves, 2008).

Os maciços vulcânicos ocorrem em quatro tipos distintos: platô de lava, resultante de erupção de grandes volumes de magma basáltico; escudos vulcânicos, composto por lavas basálticas e pequenas proporções de rochas piroclásticas, geralmente compondo uma estrutura cônica; estrato de vulcões, alternância de derrames de lavas, geralmente andesíticas, e material piroclástico; e depósitos piroclásticos.

Os depósitos piroclásticos não devem ser confundidos com depósitos epiclásticos. Fragmentos epiclásticos resultam de processos intempéricos de rochas vulcânicas, podendo ou não, formar depósitos penecontemporâneos aos eventos vulcânicos, enquanto os fragmentos piroclásticos possuem origem relacionada às erupções vulcânicas.

Depósitos piroclásticos são compostos por rochas piroclásticas e fragmentos piroclásticos cuja origem está relacionada com uma erupção vulcânica. Os detritos piroclásticos são ejetados a partir de aberturas de ventilação que, posteriormente, caem em fluxos de água ou de ar, sob influência da gravidade. As velocidades de ajuste são proporcionais ao tamanho do fragmento, da forma e da densidade, por conseguinte, os princípios que governam a sua sedimentação são idênticos aos que controlam a deposição de qualquer detrito clástico (Lajoie, 1984). A classificação desses detritos mais utilizada é a classificação norte americana de Fisher (1961; 1966) que atribuiu nomes distintos para partículas de diferentes tamanhos: cinzas (< 2 mm), *lapili* (2-64 mm) e bombas ou blocos (> 64 mm).

Com efeito, as rochas piroclásticas e as rochas epiclásticas constituem depósitos formados por processos distintos, mas com produtos extremamente parecidos e de difícil distinção. Consequentemente, é extremamente complicado diferenciá-los, principalmente no caso de depósitos paleoproterozóicos deformados e metamorfisados.

## 2.5 ESTRATIGRAFIA

A evolução de alguns termos na estratigrafia pode ocasionar pequenos problemas de comunicação. Dessa forma, faz-se necessário explicitar alguns conceitos básicos que serão utilizados nesta dissertação:

- **Megassequência:** Sequência limitada por importantes discontinuidades regionais e engloba depósitos relativos a um ciclo bacinal completo (Hubbart *et al.*, 1985 *apud* Martins-Neto, 1998).
- **Sequência deposicional:** é definida por Vail (1977) como: “*unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente*”

*relacionados e limitada, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas”.*

- **Supersequência** ou **superciclo**: “unidade litoestratigráfica de hierarquia maior que grupo, megagrupo ou supergrupo, rastreável por extensas áreas de um continente e limitada por discordâncias inter-regionais” (Vail, 1977), semelhante ao conceito de “sequência” definido por Sloss (1949).
- **Tectonossequência** inclui os depósitos de uma associação de sistemas deposicionais, acumulados durante uma fase tectônica específica da bacia, sendo limitada por descontinuidades regionais (Da Silva, 1993).

### **2.5.1 Considerações sobre Estratigrafia de Sequências**

A Estratigrafia de Sequência tem por objetivos primordiais a predição de fácies e a correlação de eventos globais. Além disso, deve ser vista como uma ferramenta para explicar a formação das sequências e de seus limites, através da compreensão de todos os fatores que controlam a deposição (Posamentier & James, 1993; Posamentier & Allen, 1993; Shanley & McCabe, 1994 apud Faccini & Paim, 2001).

Amplamente desenvolvida para sistemas deposicionais marinho-raso e costeiros, a aplicação dos conceitos e terminologia da Estratigrafia de Sequência a depósitos não-marinhos tem se desenvolvido grandemente nos últimos anos e permanece em progresso (Faccini & Paim, 2001).

Nesta dissertação serão abordados apenas os conceitos gerais já apresentados no tópico anterior em relação à estratigrafia de sequência, portanto, essa matéria não será abordada no nível de detalhe suficiente para identificação das superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem dos sistemas eólicos, nem dos diferentes tratos de sistema lacustre (*lowstand* e *highstand*) e fluvial (mar baixo, transgressivo e mar alto).

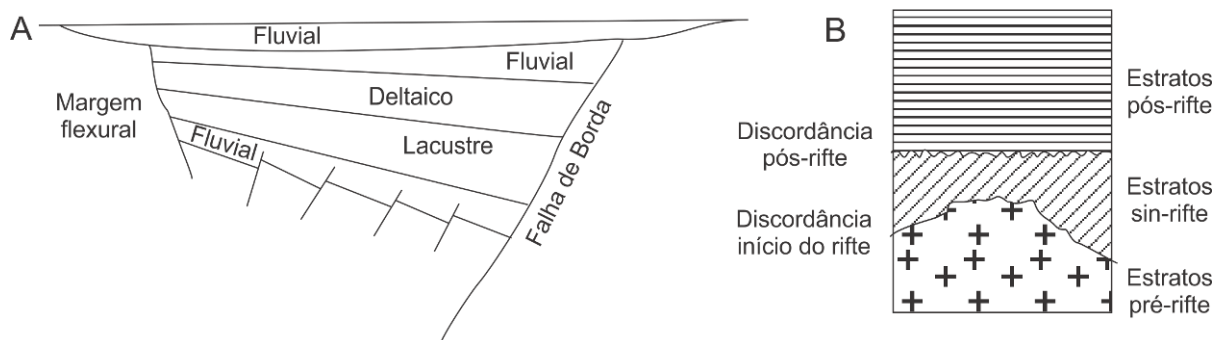
### **2.5.2 Tectono-Estratigrafia**

Os primeiros modelos propostos para evolução tectono-estratigráfica de bacias riftes datam das décadas de 80 e 90, a saber: Leeder & Gawthorpe (1987); Frostick & Reid (1990); Lambiase (1990); Schlische (1991); Prosser (1993); Schlische & Anders (1996); Bosence (1998). A partir de então, alguns modelos foram aprimorados (Gawthorpe & Leeder, 2000) e outros foram criados (Morley, 2002; Martins-Neto & Catuneanu, 2010).

Frostick & Reid (1990) classificam as bacias de acordo com o seu tamanho, profundidade, complexidade estrutural e atividade vulcânica, além de afirmarem que o início do rifte é marcado por drenagens divergentes e que a margem flexural concentra a área de

drenagem e complexidade faciológica. Lambiase (1990) apresenta uma sucessão deposicional (Figura 2.9A) na qual, inicialmente, uma ampla bacia seria preenchida por sedimentos fluviais, afetada por poucas falhas; posteriormente, inicia-se uma fase com atividade tectônica intensa que gera maior subsidência e menor aporte sedimentar em consequência da divergência das drenagens ocasionada pelo soerguimento das ombreiras; nessa fase há a formação de um sistema lacustre, que passa a receber sedimentação flúvio-deltaica, progressivamente até que o sistema fluvial domine a área deposicional.

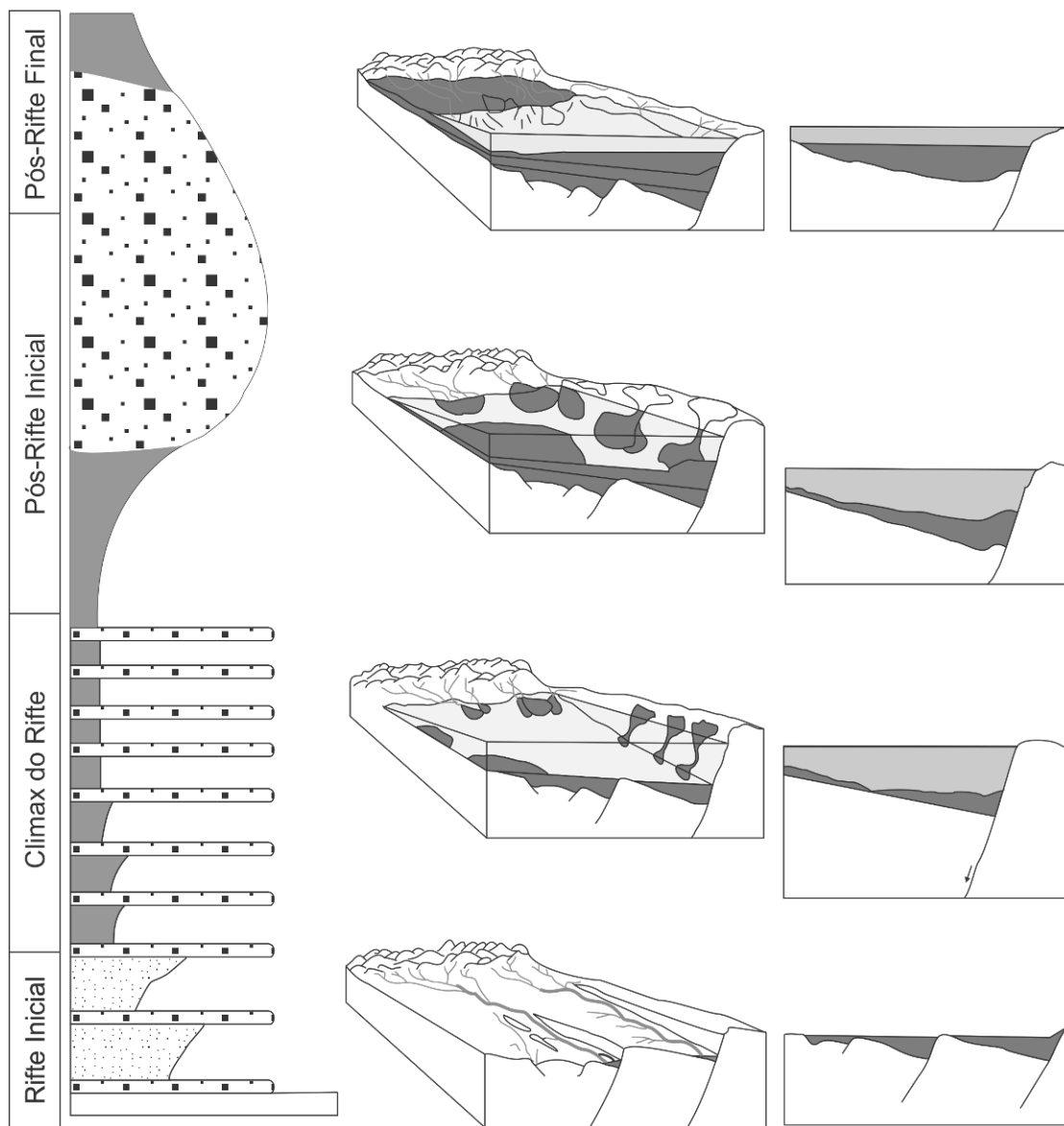
Bosence (1998) baseia sua interpretação na identificação de discordâncias limítrofes, denominadas discordância de início do rifte e de pós-rifte (Figura 2.9B). Os estratos sin-riftes são limitados na base pela erosão do início de rifte, que, no entanto, pode ser registrada apenas em altos tectônicos. As bacias de drenagem antecedentes se adaptam continuamente à movimentação das falhas, tendendo à retrogradação. Posteriormente, a topografia é reduzida pela erosão dos altos e assoreamento das depressões. Os estratos do pós-rifte são limitados do sin-rifte pela discordância de pós-rifte e são preservados em depressões resultantes de subsidência térmica, caracterizando progradação clástica. O autor propõe variações neste preenchimento conforme o mecanismo de rifteamento, se por cisalhamento simples, puro, estiramento heterogêneo ou relacionado a plumas (Wiederkehr, 2010).



**Figura 2.9 - A) Padrão estratal e suas discordâncias em bacias rifte propostas por Bosence (1998). B) Sucessões deposicionais em bacias rifte (Lambiase, 1990).**

Prosser (1993) demonstra a praticidade e a adequação do conceito de trato de sistemas tectônicos (TST) em análise de bacias (Figura 2.10). Embora provas circunstanciais sejam difíceis, a integração de evidências a partir de fontes diferentes constitui um modelo consistente de acumulação de sedimentos em grábens assimétricos delimitados por falhas. Esses tratos de sistemas tectônicos são definidos com base na geometria estratal juntamente com interpretações de fácies, de forma a construir uma evolução da bacia, a qual seria completa com quatro estágios de TST: TST pré-rifte, TST de rifte inicial, TST clímax, e TST pós-rifte.





**Figura 2.10** - Figura esquemática dos tratos de sistemas de Prosser (1993): **rifte inicial**, sem bacias de drenagem estabelecidas, com aporte axial de drenagens antecedentes, além de pequenas sub-bacias isoladas; **clímax do rifte**, fase que representa subsidência maior do que a sedimentação, conseqüentemente, com baixa acumulação de sedimentos e aumento significativo da área de deposição; **pós-rifte inicial**, fase com subsidência inferior à taxa de sedimentação, com aumento de granulometria dos depósitos devido à expansão das bacias de drenagem; **pós-rifte final**, deposição de sedimentos mais finos devido à degradação da escarpa de falhas, subsidência termal com o afogamento das principais drenagens subaéreas.

O TST pré-rifte inclui os sedimentos depositados anteriormente aos falhamentos da quebra do rifte os quais permanecem preservados apenas aqueles depositados na porção inferior da falha (Miall, 2000).

O TST rifte inicial se estabelece em consequência dos primeiros movimentos de falhas que provocam uma depressão na superfície da crosta, assim, o TST é desenvolvido em contexto subaéreo com abastecimento de água suficiente para manter alguns sistemas fluviais

perenes, formando pequenas bacias limitadas por rochas consolidadas e competentes. Consequentemente, há um novo depocentro na bacia o qual as drenagens podem seguir, assim como são criadas novas elevações topográficas que constituem potenciais áreas fonte (Prosser, 1993).

O TST clímax é considerado o clímax do deslocamento da falha. Esse momento pode ser dividido em três fases: inicial, intermediário e final. O TST clímax inicial é marcado por superfícies basais: i) em *downlap*, com padrão progradacional na margem flexural, caracterizada por sistema de drenagem imaturo, e agradacional junto à falha de borda com a presença de lagos ou golfos marinho, podendo ocorrer deltas e leques aluviais; ii) *offlap* em direção ao depocentro devido à simultaneidade da sedimentação e subsidência diferencial. O TST clímax intermediário é marcado pelo afogamento da bacia cuja velocidade dependerá da inclinação da margem da bacia, nesse momento, é estabelecido um padrão retrogradacional. O TST clímax final é caracterizado pelo ambiente completamente submerso, com aporte de sedimentos na margem flexural e sedimentação marinha com turbiditos distais, leques submarinos e erosões submarinas.

O TST pós-rifte é marcado pelo fim do tectonismo ativo, resultando em diminuição regional da subsidência, crescente progradação ou agradação nos depocentros. A superfície basal é de *downlap* no centro da bacia e *offlap* nas margens, enquanto os refletores internos são paralelos e descontínuos, assumindo uma geometria em cunha sujeita ao registro de ciclo eustáticos e/ou climáticos. No TST pós-rifte tardio, a deposição ocorre em topografia plana, constituindo refletores paralelos e contínuos, com sucessões granodecrescentes devido à degradação de altos tectônicos.

Kuchle *et al.* (2005) adaptaram o modelo de Prosser (1993), estabelecendo a substituição dos dois TST de pós-rifte (imediate e tardio) por um TST de preenchimento de rifte, onde ocorre preenchimento do espaço criado no clímax do rifte, com empilhamento progradacional que não ultrapassa os limites da bacia. Além disso, segundo esses autores há a possibilidade de hierarquização dos tratos, visualizando dentro de cada trato os mesmos tratos em escala menor.

**CAPÍTULO 3**  
**CONTEXTO GEOLÓGICO**

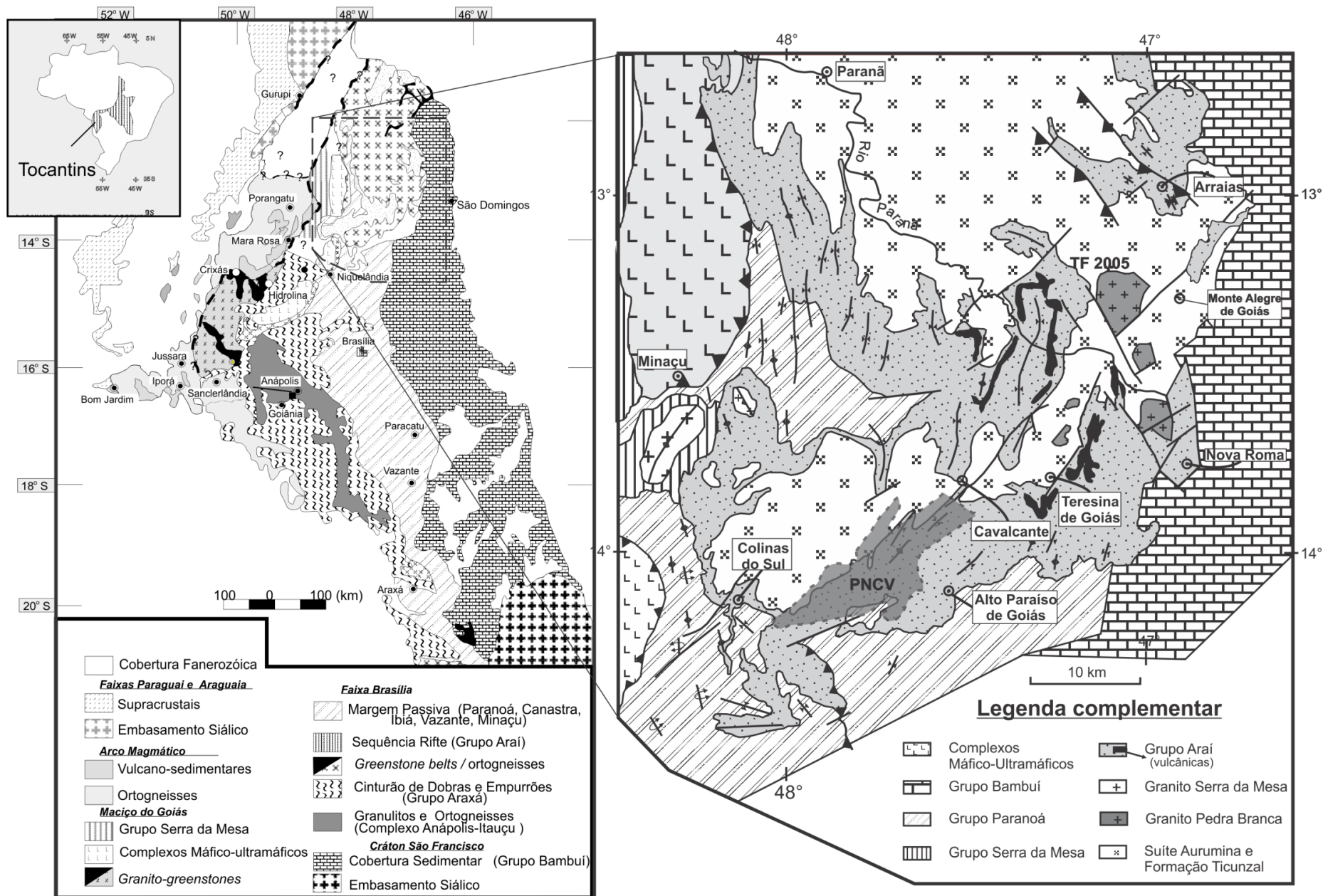
### 3.1 INTRODUÇÃO

O Grupo Araí está inserido na porção central da Plataforma Sul Americana, na Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.*, 1977), limitada a Norte e Noroeste pelo Cráton Amazônico, a Sudoeste pelo Bloco Paranapanema e a Leste pelo Cráton São Francisco. Essa província representa um orógeno desenvolvido no Ciclo Brasileiro, durante a aglutinação do Gondwana ocidental, sendo composta pela Faixa Araguaia, a leste do Cráton Amazônico; Faixa Paraguaia, ao sul do Cráton Amazônico; e pela Faixa Brasília, a oeste do Cráton São Francisco, onde está inserida a área de estudo.

#### 3.1.1 FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília (Figura 3.1) foi definida por Almeida (1968) com a designação Geossinclínio Brasília, ela se estende por cerca de 1.200km na direção N-S, compreendendo o nordeste do estado de Goiás, o sudoeste de Tocantins, o Distrito Federal e a parte ocidental de Minas Gerais. Após diversas proposições de compartimentação, Fuck *et al.* (2005) atualizaram a compartimentação, definindo de leste para oeste: i) Arco Magmático de Goiás, subdividido nos arcos de Mara Rosa, ao norte e Arenópolis, ao sul, caracterizados como arcos de ilha neoproterozóicos juvenis; ii) Maciço de Goiás composto por granito-*greenstone* acrecionado à Faixa na Orogênese Brasileira; iii) Núcleo Metamórfico de alto grau composto por metassedimentos, granitóides e intrusões máfico-ultramáficas acamadadas, granulitizados durante o Ciclo Brasileiro; iv) Cinturão de Dobras e Empurrões composto por uma espessa sequência sedimentar de diferentes idades, constituída pelos grupos Bambuí, Paranoá, Vazante, Canastra, Ibiá, Araxá, Serra da Mesa, Araí e Natividade. Nesse contexto, o metamorfismo é crescente de leste para o oeste, variando de incipiente até a fácies granulito, devido ao regime de convergência de terrenos alóctones contra a margem do Cráton São Francisco.

Outra abordagem possibilita a compartimentação da Faixa Brasília, de norte para sul, em dois segmentos: Faixa Brasília Setentrional (FBS), com direção NE e Faixa Brasília Meridional (FBM), com orientação NW, separados pela Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 1999; 2000). Nesse caso, a área de estudo insere-se na denominada Faixa Brasília Setentrional.



**Figura 3.1** - Mapa geológico simplificado da Faixa Brasília (Modificado de Pimentel & Botelho, 2001), com destaque para o Grupo Araí.

### 3.1.1.1 Cinturão de Dobras e Empurrões

O cinturão de Dobras e Empurrões é composto por uma sequência de rochas supracrustais de baixo grau metamórfico, assim como as unidades de seu embasamento, envolvidas num sistema de empurrões com transporte tectônico de leste para oeste, em direção ao Cráton São Francisco, com relações estratigráficas preservadas (Dardenne, 2000).

O embasamento siálico das sequências supracrustais é representado pelo Complexo Granito-Gnáissico, Sequências Vulcano-sedimentares, Formação Ticunzal, Suíte Aurumina e Granitos tipo A da Província Estanífera de Goiás.

Na porção setentrional, a sequência supracrustal é composta pelos grupos Araí, Serra da Mesa, Paranoá e Bambuí. Enquanto, na porção sul, é composto pelos grupos Araxá, Ibiá, Canastra, Vazante, Paranoá e Bambuí com metamorfismo associado mais intenso do que o segmento norte, obliterando as relações estratigráficas entre as unidades.

Os grupos Araxá, Canastra, Ibiá e Vazante estão envolvidos em um sistema complexo de *nappes* e cavalgamentos imbricados que mostram transporte tectônico de grande amplitude, da ordem de dezena até centenas de quilômetros (Dardenne, 2000).

## 3.2 EMBASAMENTO DO GRUPO ARAÍ

O embasamento do Grupo Araí é representado por metassedimentos e paragnaisses da Formação Ticunzal (Fernandes *et al.*, 1982) e pelos granitos peraluminosos da Suíte Aurumina (Botelho *et al.*, 1999) que são intrusivos na Formação Ticunzal.

### 3.2.1 Formação Ticunzal

As rochas da Formação Ticunzal foram inicialmente descritas por Barbosa *et al.* (1969) e Marini *et al.* (1978) e posteriormente definidas no projeto RADAM (Fernandes *et al.*, 1982) como formação cuja área-tipo localiza-se na região das serras do Ticunzal e do Tombador, no município de Cavalcante (Marini *et al.*, 1978; Fernandes *et al.*, 1982).

Alvarenga *et al.* (2006) relatam que a Formação Ticunzal é formada essencialmente composta por xistos e paragnaisses, frequentemente, grafitosos, além de quartzitos micáceos em menores proporções, e raras ocorrências de conglomerados, constituídos por uma paragênese retrometamórfica, onde ocorrem, em concentrações variáveis: quartzo, clorita, epidoto, carbonato e muscovita fina. Da paragênese de mais alto grau metamórfico anterior, somente subsistem a grafita de cristalinidade alta, porfiroblastos de granada parcialmente preservados e prováveis pseudomorfos de aluminossilicatos, os quais indicam que a sequência sedimentar foi submetida, no mínimo, a condições metamórficas de fácies anfíbolito médio, como já sugerido por Marini *et al.* (1978) e Fuck *et al.* (1988).

A idade absoluta da Formação Ticunzal não é definida, mas é mais antiga do que 2,15 Ga, idade das intrusões mais antigas, e mais nova do que 2.7-2.8 Ga, idades modelo de datações por Sm-Nd (Fuck *et al.*, 2002). Marques (2009) apresenta valores de  $T_{DM}$  para a Formação Ticunzal de 3,03 a 2,63 Ga e dados isotópicos de Nd entre 0,5112 e 0,5109, indicando diferentes fontes para essas rochas: uma do início do Arqueano (3,0 Ga) e outra do final do Arqueano (2,6 Ga).

### 3.2.2 Suíte Aurumina

Anteriormente atribuída ao Complexo Granito-Gnáissico, estes granitos foram mapeados como  $\gamma_2$  em 1995 no Projeto Paranã e definidos por Botelho *et al.* (1999) como Suíte Aurumina, na região entre a cidade de Teresina de Goiás e o povoado de Aurumina. Esta suíte é composta por granitos peraluminosos que podem ser individualizados em seis fácies distintas: muscovita granito (PP2 $\gamma_2$ au1), biotita muscovita granito (PP2 $\gamma_2$ au2), tonalito (PP2 $\gamma_2$ au3), biotita granito (PP2 $\gamma_3$ au4), migmatitos (PP2 $\gamma_2$ au5) e turmalina muscovita granito (PP2 $\gamma_2$ au6).

As rochas da Suíte Aurumina têm idade entre 2.12 e 2.17 Ga, datadas pelo método U-Pb (Botelho *et al.*, 2006). Estas rochas são intrusivas nas rochas da Formação Ticunzal e ocorrem concordantes com a foliação milonítica N10-30°E.

Marques (2009) descreve a Suíte Aurumina no sul do Tocantins, apresentando dados de isótopos Sm-Nd com variação de 0,968 a 0,1191,  $T_{DM}$  de 2,24 a 2,63Ga, Nd isotópico com pouca variação (0,5116 e 0,5112) indicando similaridade da fonte das rochas da suíte.

## 3.3 GRANITOS ANAROGÊNICOS

Os granitos tipo-A do norte de Goiás foram divididos por Schobbenhaus (1993) em granitos do Tipo Serra da Mesa e granitos do Tipo Pedra Branca, pertencentes às subprovíncias Rio Tocantins e do Rio Paranã, respectivamente.

A Subprovíncia Rio Paranã é constituída pelos Granitos Serra da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira, Mendes, Sucuri, Soledade, Teresinha e São Domingos os quais são intrusivos em rochas do complexo granito-gnáissico e da Formação Ticunzal, além disto, estes granitos apresentam contato tectônico com metassedimentos do Grupo Araí.

A Subprovíncia Rio Tocantins é situada na Bacia do Rio Tocantins. Os granitos que afloram a oeste do Rio Tocantins são mais conhecidos e denominados de “Granitos Tipo Serra da Mesa”, representados pelos corpos: Serra Dourada, Serra do Encosto e Serra da Mesa.

Outros granitos que afloram a leste do rio apresentam características híbridas entre os “Granitos Tipo Serra da Mesa” e os granitos da Subprovíncia Rio Paranã, estes representados

pelos granitos: Serra Branca, Florêncio, Pirapitinga e Chapada de São Roque.

- **Granitos Tipo Serra da Mesa:** são corpos caracteristicamente ovalados e estirados segundo a estruturação regional formando altos topográficos. Os granitos são representados por biotita granitos mais ou menos muscovitizados, ricos em flúor, com textura gnáissica acentuada e com mineralizações em albititos, greisens e pegmatitos (Marini & Botelho, 1986). Essas rochas possuem grandes cristais de ortoclásio microclinizados, quartzo, biotita e, mais raramente, anfibólio e têm como acessórios mais comuns: ilmenita, zircão e cassiterita.
- **Suíte Pedra Branca:** são corpos graníticos nitidamente intrusivos no Complexo Granito-Gnáissico, na Suíte Aurumina e na Formação Ticunzal, formando altos topográficos característicos. Ocorrem também em contato tectônico com a sequência metassedimentar do Grupo Araí sem formar estruturas dômicas (Marini & Botelho, 1986).

A relação de contato dos granitos com os metassedimentos envolventes é controversa. Evidências de caráter intrusivo foram apontadas por Macambira & Villas (1984) na parte sul do granito Serra Dourada e também no granito Serra da Mesa (Pimentel *et al.*, 1991). Porém, Marini & Botelho (1986) contestam o caráter intrusivo dos granitos Serra Dourada, Serra da Mesa e Serra do Encosto. Além disso, Pimentel & Botelho (2001) também não relatam evidências de caráter intrusivo nos metassedimentos.

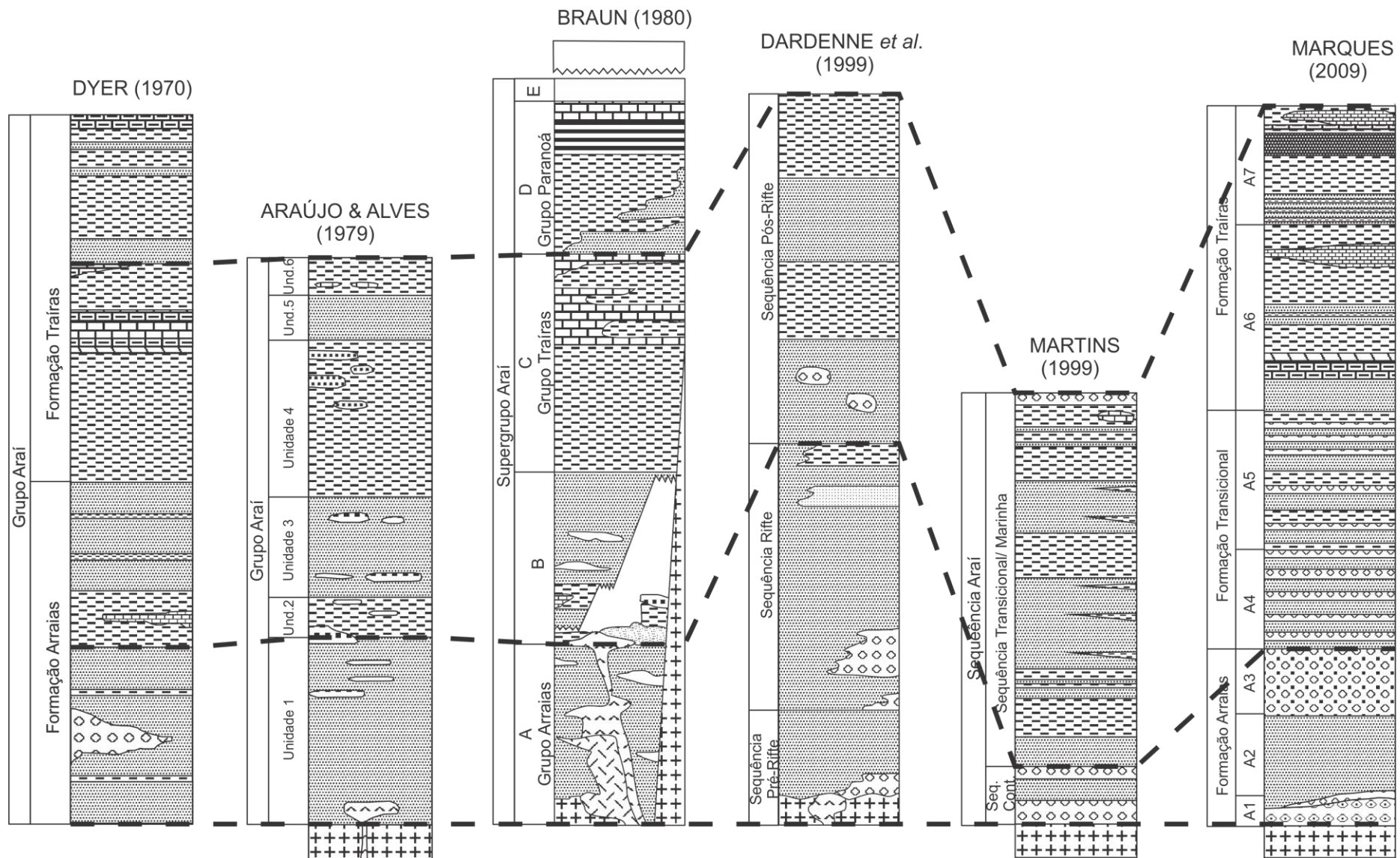
### 3.4 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DO GRUPO ARAÍ

As rochas do Grupo Araí foram descritas no Projeto Brasília-Goiás (Barbosa *et al.*, 1969) e, formalmente definidas como Grupo Araí por Dyer (1970) em homenagem a um pequeno povoado homônimo, existente a NNW do município de Cavalcante-GO.

O estudo pioneiro de Dyer (1970) subdividiu o Grupo Araí em dez unidades litoestratigráficas mapeáveis e as agrupou em duas formações: Formação Arraias (Unidades 1 a 3) e Formação Traíras (Unidades 4 a 10), como ilustrado na Figura 3.2. A porção basal, com espessura de aproximadamente 1.000m, assenta-se sobre o embasamento e é composta de metassedimentos psamíticos, lentes de metassiltitos e corpos descontínuos de metaconglomerados. A Unidade Traíras é uma sequência pasmo-pelito-carbonatada com espessura de cerca de 1.200m.

Araújo & Alves (1979) subdividiram as rochas, as quais até o momento eram entendidas como pertencentes ao Grupo Araí, em 13 subunidades das quais apenas as unidades de 1 a 6 foram interpretadas como Grupo Araí (Figura 3.2). As unidades 1 a 3 correspondem à unidade Arraias e as unidades 4 a 6 à unidade Traíras propostas por Dyer (1970). Já as unidades 7 a 10 foram, por estes autores, atribuídas ao Grupo Bambuí e mais tarde atribuídas ao Grupo Paranoá por Braun (1980).





**Figura 3.2** - Correlação estratigráfica das propostas de Dyer (1970), Araújo e Alves (1979), Braun (1980), Dardenne *et al.* (1999), Martins (1999) e Marques (2009). A linha pontilhada vermelha mostra a base e o topo do Grupo Arai e a linha pontilhada azul mostra o limite superior da sequência continental.

Braun (1980) eleva o conjunto das dez unidades de Dyer (1970) à categoria de Supergrupo Araí (Figura 3.2) depositado e deformado por volta de 900 a 1.400 Ma, nos bordos norte, nordeste e oeste da Faixa Brasília, no sentido de uma depressão com eixo NE. Ainda sobre o entendimento deste autor, o Supergrupo foi dividido em cinco subunidades (A-E): Unidade A, denominada Grupo Arraias, correspondente à unidade 1 de Dyer (1970); Unidade B, sem denominação específica, correspondente às unidades 2 e 3 de Dyer (1970); Unidade C, denominada Grupo Traíras correspondente às unidades 4, 5 e 6 de Dyer (1970); Unidade D, Grupo Paranoá, correspondente às unidades 7 a 9; e Unidade E, correspondente à unidade 10 composta de rochas psamo-carbonatadas. Todas sobrepostas pelo Grupo F, denominado Grupo Bambuí, por discordância angular.

Por meio de análises estratigráficas, como Estratigrafia de Sequências, Estratigrafia Genética e Aloestratigrafia, Martins (1999) definiu, na porção nordeste do Goiás (Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros), dois conjuntos estratigráficos principais do Grupo Araí: a Sequência Continental e a Sequência Transicional/Marinha (Figura 3.2). A Sequência Continental compõem a porção basal do Grupo Araí (Formação Arraias) e está relacionada com sistemas deposicionais fluvial, eólico e fluvio-deltaico. A Sequência Transicional/Marinha é relacionada a sistemas deposicionais litorâneos e de plataforma rasa e aberta, interpretada como progressivamente marinha em direção ao topo (Formação Traíras).

Dardenne *et al.* (1999) dividiram o Grupo Araí em três unidades principais: Unidade Continental Basal, Unidade Continental Intermediária e Unidade Marinha Superior (Figura 3.2). A Unidade continental Basal, relacionada à fase pré-rifte, é composta por quartzitos fluviais e eólicos. A Unidade Continental Intermediária, relacionada à fase rifte, é composta por brechas e conglomerados intraformacionais na base e quartzitos grossos com níveis conglomeráticos no topo, associados às rochas vulcânicas ácidas e básicas. A Unidade Marinha Superior é constituída de metassiltitos intercalados com quartzitos finos, representando a fase pós-rifte acompanhada de uma transgressão marinha regional.

Marques (2009) apresenta dados de litoestratigrafia, geoquímica e geocronologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e de seus embasamentos, no sul do Tocantins. Definindo que a Bacia Araí é do tipo Rifte-Sag e constitui uma megassequência de primeira ordem, dividida em quatro estágios: pré-rifte, sin-rifte, transicional e pós-rifte (Figura 3.2). A unidade Pré-Rifte é formada por conglomerados polimíticos (A1) e quartzitos eólicos e conglomerados oligomíticos (A2); o estágio sin-rifte é representado pela unidade A3, composta por metapiroclásticas líticas; a fase transicional é composta por intercalações de quartzitos, conglomerados oligomíticos e, localmente, metagrauvascas (A4), e também, por quartzitos,

metapelitos e subordinadamente conglomerados oligomíticos (A5); por último, a sequência pós-rifte, representada pelas unidades A6 e A7 que consistem em sedimentos depositados em uma plataforma marinha mista, marcada por dois ciclos deposicionais, cada um com granodecrescência ascendente (A6 e A7). O autor definiu também que cada uma das sete unidades (A1-A7) representa uma tectonossequência, correspondentes a um ciclo de terceira ordem.

A correspondência estratigráfica entre os estudos supracitados é representada na Figura 3.2, por meio de correlações de colunas estratigráficas, mostrando o limite superior e inferior do Grupo Araí e o limite superior da sequência continental em cada uma das colunas.

### **3.4.1 Geocronologia e estudos isotópicos**

Interpretada como rifte intracontinental, a Bacia Araí é posicionada no Mesoproterozóico (1770 Ma, Pimentel *et al.*, 1991) por meio do método de U/Pb em zircões das rochas vulcânicas da base do Grupo Araí.

Estudos de isótopos de Sr e Nd realizados por Pimentel & Botelho (2001) demonstram que as características isotópicas das rochas vulcânicas do Grupo Araí mostram similaridade com os granitos tipo-A das subprovíncias do Rio Paranã e do Rio Tocantins. Além disso, descrevem o vulcanismo do Grupo Araí como bimodal, com basaltos e dacitos/riodacitos intercalados em sedimentos continentais. Mostram também que as vulcânicas félsicas apresentam características isotópicas de Nd muito semelhantes às dos granitos tipo-A e, assim como estes, são interpretadas como produtos da re-fusão de crosta paleoproterozóica. A idade modelo dos sedimentos do Grupo Araí apresentada por esses autores é de 2,4 a 2,16Ga, demonstrando que são produtos da erosão de crosta paleoproterozóica. Com isso, os autores concluem que o Rifte Araí se instalou em crosta recém estabilizada, após a orogenia Paleoproterozóica.

Marques (2009) apresentou valores de idade modelo de 1,82 a 2,45 Ga para os metapelitos da Formação Traíras, além de  $\delta_{13}C$  com valores médios de 2,6‰ e zircões detríticos de quartzitos com valores de 2,4 a 2,0 Ga.

## **3.5 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E METAMORFISMO**

As áreas de ocorrência do Grupo Araí são compartimentadas regionalmente em dois domínios: i) domínio do embasamento; ii) domínio de metassedimentos. O domínio do embasamento neoaqueano/paleoproterozóico apresenta registro de três grandes eventos tectônicos, enquanto o domínio de metassedimentos apresenta registrado de apenas dois eventos tectônicos (Tabela 3.1).

**Tabela 3.1** - Eventos e fases deformacionais do arcabouço geotectônico do Grupo Araí e seu embasamento.

| Deformação                       |                  |                    | Unidades envolvidas / Principais estruturas             |  |   | Metamorfismo      |
|----------------------------------|------------------|--------------------|---|--|---|-------------------|
| Evento                           | Fase             | Natureza           | Formação Ticunzal e Suíte Aurumina                      | Grupo Araí                                     |   |                   |
| Brasiliano (E <sub>3</sub> )     | D4               | Rúptil-Dúctil      | Zonas de cisalhamento                                   |  |   | Xisto Verde baixo |
|                                  | D3               | Dúctil-Rúptil      | Dobras F <sub>3</sub> e S <sub>3</sub>                  |  |   |                   |
|                                  | D2               | Dúctil             | Dobras F <sub>2</sub> , S <sub>2</sub> , L <sub>x</sub> |  |   |                   |
|                                  | D1               | Dúctil-Rúptil      | S <sub>1</sub>  | S <sub>0</sub> /S <sub>1</sub> S <sub>sc</sub> |   |                   |
| Rifte Araí (E <sub>2</sub> )     | Pré a Sin-Rifte  | Extensiva/rúptil   | Falhas e reativação                                     | S <sub>0</sub>                                 | - | Diagênese         |
| Transamazônico (E <sub>1</sub> ) | D <sub>n-1</sub> | Compressiva/dúctil | S <sub>n-1</sub>  | -  | - | Anfibolito médio  |

As rochas da Formação Ticunzal apresentam bandamento gnáissico nos gnaisses além de foliações bem definidas nos xistos. O bandamento gnáissico dos paragnaisse é caracterizado por bandas milimétricas a centimétricas de coloração amarelo claro e bandas de coloração cinza escuro. A banda clara é composta basicamente por quartzo, plagioclásio e alguns grãos de microclíneo e a banda escura é composta essencialmente por lamelas de biotita, muscovita e cristais de grafita orientados. A xistosidade das rochas da Formação Ticunzal é marcada pela orientação de lamelas de biotita, muscovita e grafita, além do estiramento dos minerais que compõem a matriz granoblástica.

Os granitóides da Suíte Aurumina têm idade entre 2.12 e 2.17Ga (Botelho *et al.*, 2006), marcando o final do Ciclo Transamazônico. Essas rochas apresentam deformação em níveis de intensidade distintos em suas diferentes fácies. O muscovita granito (au<sub>1</sub>) e o muscovita biotita granito (au<sub>2</sub>) apresentam-se com uma foliação muito proeminente, enquanto o tonalito (au<sub>3</sub>) e o biotita granito (au<sub>4</sub>) apresentam apenas uma deformação incipiente. Desta forma, os granitos (au<sub>1</sub>) e (au<sub>2</sub>) são interpretados como sin-colisionais, enquanto o Tonalito (au<sub>3</sub>) e o biotita granito (au<sub>4</sub>) são interpretados como tardi-colisionais. Além disso, outra característica importante é que essas rochas são intrusivas na Formação Ticunzal, com corpos e injeções concordantes com a foliação milonítica nelas impressa com direção regional N10-30°E.

A assembleia mineralógica das rochas da Formação Ticunzal, representada por quartzo, plagioclásio, biotita, granada e grafita, demonstra uma paragênese metamórfica indicativa de fácies anfibolito médio a alto. A ausência de aluminossilicatos e a presença de plagioclásio indicam um sistema químico rico em álcalis e deficiente em alumínio, diferente

do esperado para pelitos verdadeiros, o que indica um protólito distinto, como grauvaça. A maior parte das evidências deste ciclo orogênico foram obliteradas pela deformação gerada no Ciclo Brasileiro ( $E_3$ ) que impõe dificuldades na definição e interpretação sistemática da orogenia Transamazônica.

### **3.5.2 Evento $E_2$ : Tafrogênese Estateriana**

As rochas da Suíte Aurumina e da Formação Ticunzal foram afetadas por processos tectônicos distensionais relacionados à Tafrogênese Estateriana ( $\sim 1,7$  Ga) que impôs uma tectônica essencialmente rúptil, em escala continental. Essa tectônica desenvolveu-se a partir de grandes zonas de fraqueza, em geral de direção NS a N20E, que geraram grandes e profundas falhas as quais atravessam a crosta continental, podendo atingir parte do manto superior.

A Tafrogênese Estateriana deixou registros magmático-sedimentares na Faixa Brasília. Os registros magmáticos são representados pelos granitos anarogênicos das subprovíncias do Rio Paranã e do Rio Tocantins e pelas rochas vulcânicas do Membro Buracão que constituem o vulcanismo bimodal da fase rifte da Bacia Araí. Os registros sedimentares são representados por toda a Megassequência Araí depositada numa bacia com extensão litosférica (fator  $\beta$ ) considerável cujos processos de subsidência se iniciaram por processos termo-flexural, evoluíram para processos mecânicos e se encerraram com uma subsidência flexural em uma plataforma marinha.

A Bacia Araí constituiu uma bacia tipo rifte, meio-gráben que evoluiu, provavelmente, a partir de falhas normais de direção aproximadamente NS. Essas falhas representam superfícies de fraqueza impostas nas rochas do embasamento durante o Evento Transamazônico, as quais foram reativadas durante a Tafrogênese Estateriana. A evolução da bacia propiciou o desenvolvimento de vulcanismo bimodal com volume consideravelmente restrito e pontual, distribuído em diferentes porções da sequência continental (Formação Arraias), caracterizando um rifte do tipo passivo.

Os metassedimentos do Grupo Araí de idade modelo 2,4 a 2,16 Ga (Pimentel & Botelho, 2001) constituem produtos da erosão da crosta paleoproterozóica recém estabilizada, após a orogenia Transamazônica. Esses metassedimentos apresentam  $S_0$  frequentemente preservados compondo estratos sedimentares decimétricos a decamétricos de direção preferencial que varia de região para região.

A idade precisa de deposição dos sedimentos da Bacia Araí ainda não é definida. Os dados geocronológicos mostram idade máxima de deposição mais antiga que 1.770 Ma que corresponde à idade U/Pb em zircões obtidos em rochas vulcânicas da seção basal da

Formação Arraias (Pimentel *et al.*, 1991). Por não existirem rochas vulcânicas nas formações de topo do Grupo Araí, a idade mínima de deposição deverá ser determinada a partir da análise de zircões detríticos obtidos em quartzitos das formações Caldas e Traíras, além disso, dados isotópicos Sm/Nd também poderão auxiliar na determinação do tempo total de evolução do Rifte Araí.

### 3.5.3 Evento E<sub>3</sub>: Ciclo Brasileiro

O Evento Brasileiro ou Orogênese Brasileira representa o conjunto de eventos sucessivos relacionados a uma longa etapa de convergência continuada de expressivos fragmentos continentais que resultaram na aglutinação do supercontinente Gondwana, finalizada em ca. 520 Ma (Unrug, 1997).

Os efeitos dessa orogênese na Faixa Brasília Setentrional (FBS) são impressos nas rochas do embasamento cristalino e do Grupo Araí, possibilitando a classificação da região afetada como antepaís interno (Fonseca *et al.*, 1995) segundo a arquitetura de um orógeno idealizado (Hatcher Jr. & Williams, 1986 *apud* Fonseca *et al.*, 1995).

Nesse contexto, as rochas do Grupo Araí apresentam foliação S<sub>1</sub> discreta que evidencia o início dos processos de deformação por movimentos de fluxo intraestratal. Essas rochas são caracteristicamente marcadas por grandes dobras regionais assimétricas (F<sub>2</sub> - Figura 5.2), fechadas a isoclinais, com foliação de plano axial S<sub>2</sub> quase sempre bem definida e com direção variada devido ao redobramento dessas estruturas por dobras normais flexurais abertas, de eixo aproximadamente NS, horizontal a sub-horizontal (F<sub>3</sub>) as quais possuem uma clivagem espaçada de direção geral NS.

Outra feição regionalmente marcante são as grandes zonas de cisalhamento impostas em diferentes regiões, como por exemplo:

- Sistema Cavalcante-Terezina (Figura 1.1, detalhe 1) que constitui um sistema de falhas transcorrentes verticais de movimentação dextral;
- Sistema Arraias-Campos Belos (Figura 1.1, detalhe 2), que constitui um típico sistema reverso e oblíquo, de direção geral NW, que justapõe o embasamento ao Grupo Araí;
- Sistema Colinas do Sul (Figura 1.1, detalhe 3), que constitui um conjunto de falhas transcorrentes verticais de cinemática dextral, paralela ao Sistema São Jorge-Alto Paraíso e
- Sistema Rio Maranhão (Figura 1.1, detalhe 4), com *trend* NS que limita a área de antepaís interno do núcleo metamórfico.

A Geologia Estrutural de detalhe não é considerada neste trabalho, tendo em vista a escassez de dados sistemáticos e de detalhe, o que não permitiu a abordagem desse tema, optando-se por apresentar apenas a estruturação regional do Grupo Araí.

**CAPÍTULO 4**

**ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA**

## 4.1 INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta a compilação, a integração e as interpretações dos dados geológicos a cerca do Grupo Araí. Esses dados foram analisados previamente segundo o contexto sedimentológico-estratigráfico e do tipo de subsidência de cada etapa da bacia, dessa forma, optou-se por dispor esses dados de acordo com a interpretação proposta para cada uma das associações de fácies visando a melhor forma de exibição das informações. Nesse contexto, o Grupo Araí foi dividido em quatro formações: Água Morna, Arraias, Caldas e Traíras, separadas entre si por discordâncias regionais, compondo uma sequência estratigráfica cada uma delas.

As formações Arraias, Caldas e Traíras foram subdivididas em membros, os quais representam uma associação de fácies que representa um sistema deposicional específico, como apresentado a seguir.

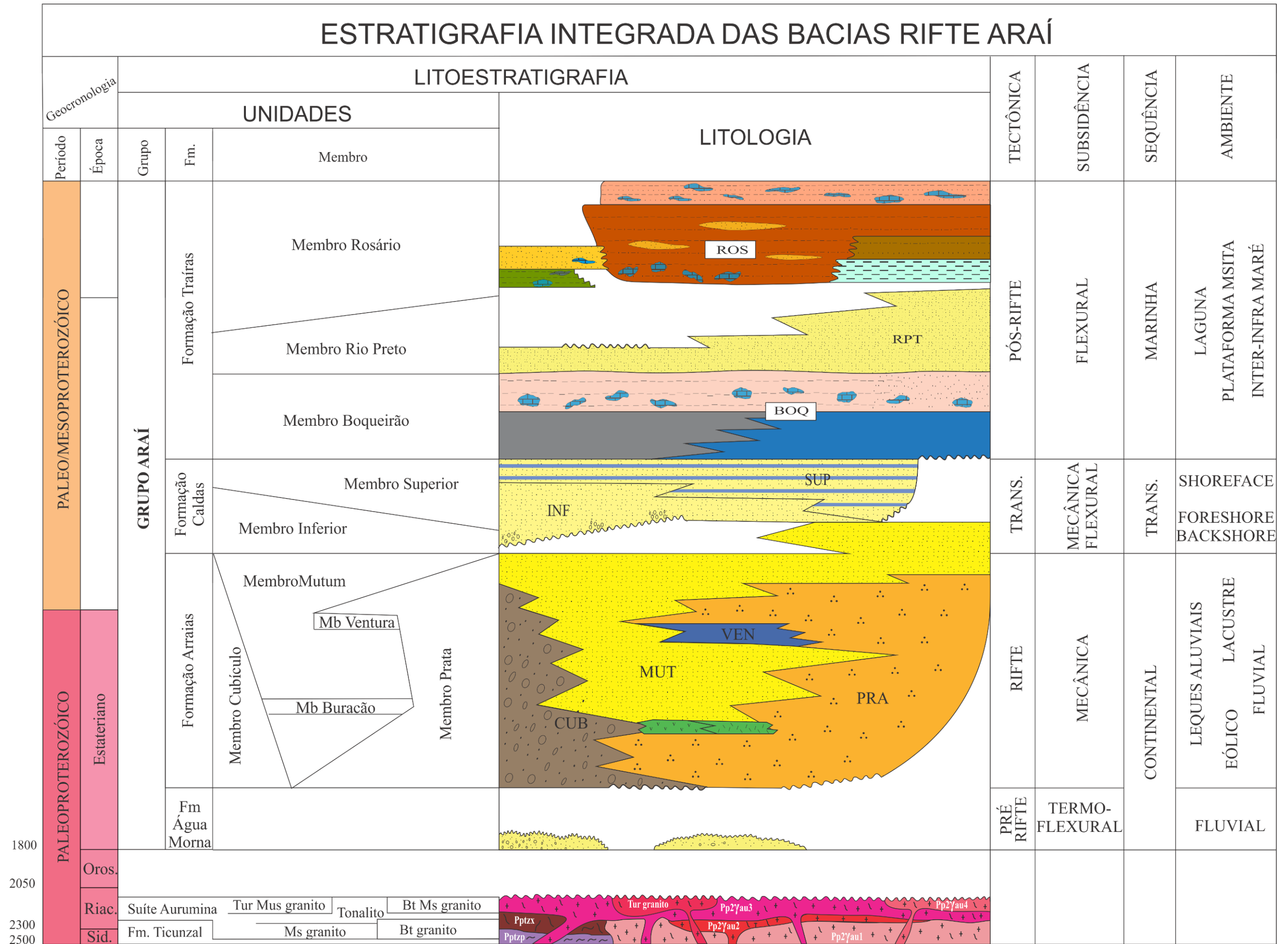
Dessa forma, neste capítulo são apresentadas descrições do ponto de vista da faciologia de cada unidade, seguida da proposição de interpretações sobre seus respectivos ambientes deposicionais, visando o melhor desenvolvimento do entendimento do leitor, facilitando a leitura e compreensão das informações expostas.

A metodologia clássica de descrição de facies e associação de facies sem uma nomenclatura formal, para posterior apresentação e discussão de dados que culminem na formalização da nomenclatura de unidades poderia ter sido adotada. Porém, visando a melhor desenvoltura da leitura, a praticidade e objetividade da exposição de informações, optou-se por apresentar a descrição e interpretação das unidades já expostas com seus respectivos nomes formais.

Foram definidas as áreas-tipo para as novas formações propostas, bem como para cada membro que subdivide as formações Arraias, Caldas e Traíras, cada uma com sua localização descrita no seu respectivo tópico.

A compilação e exposição das unidades do Grupo Araí não é possível por meio de uma simples coluna estratigráfica devido às variações laterais e de espessura das diversas unidades, além das diferentes exposições dessas unidades em diversas regiões, visto que se trata de diferentes pequenas bacias com distâncias superiores a 100 km umas das outras. Diante disso, optou-se pela apresentação gráfica da estratigrafia integrada das diversas bacias rifte que compõem o Grupo Araí (Figura 4.1). Essa figura sintetiza a formalização da nomenclatura das quatro unidades que subdividem o Grupo Araí (formações Água Morna, Arraias, Caldas e Traíras), além de representar as subdivisões da Formação Arraias (membros Cubículo, Prata, Mutum, Ventura e Buracão), Formação Caldas (membros inferior e superior) e Formação Traíras (membros Boqueirão, Rio Preto e Rosário).





**Figura 4.1** - Representação da estratigrafia integrada das bacias riftes do Grupo Araí.

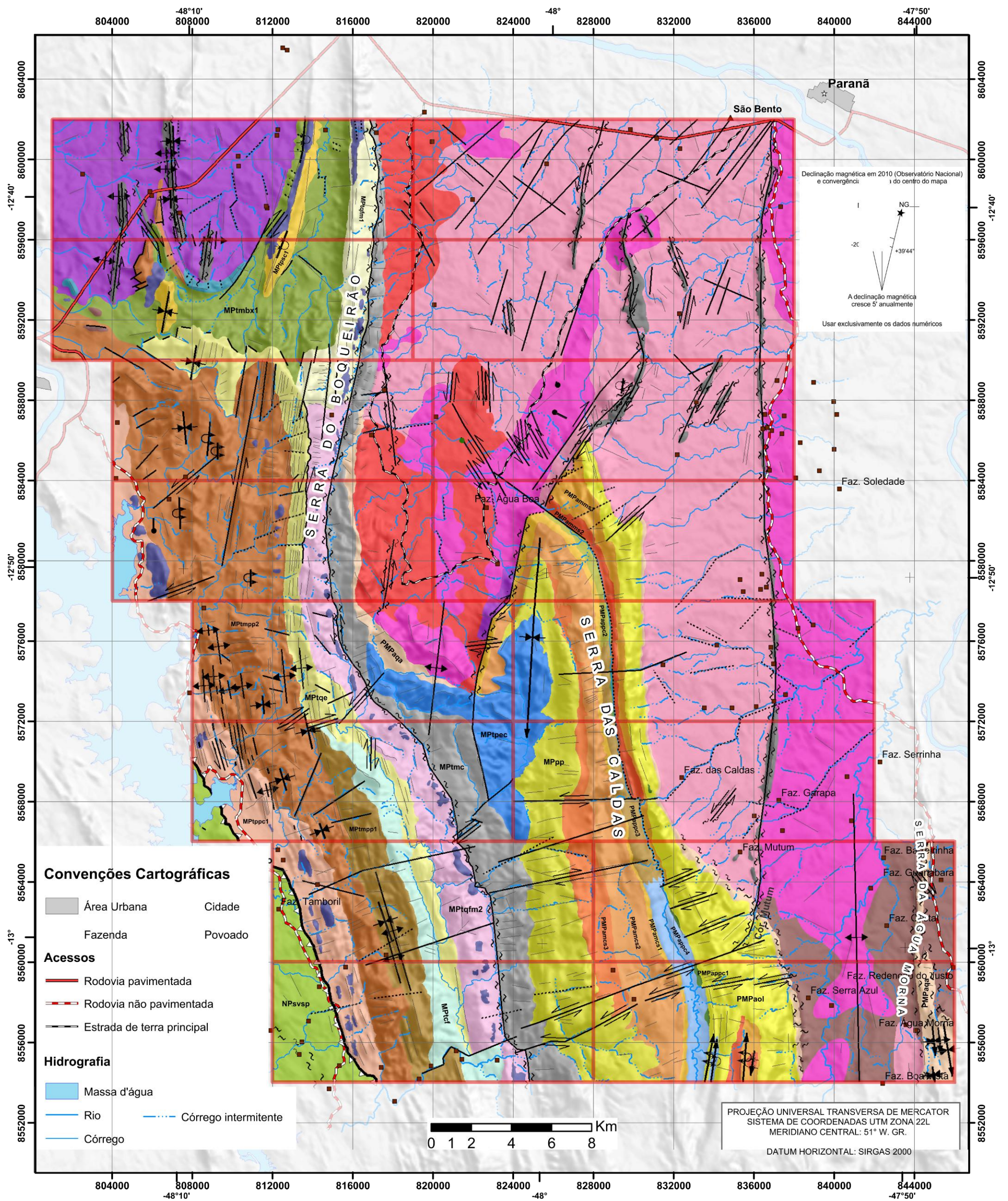
## 4.2 FORMAÇÃO ÁGUA MORNA

A Formação Água Morna é composta principalmente por metarcóseos grossos e quartzitos feldspáticos com clastos de quartzo de veio arredondados dispersos. Subsidiariamente, ocorrem quartzitos micáceos e metaconglomerados, intercalados e interdigitados entre os metarcóseos. Essa formação apresenta ampla exposição na Serra da Água Morna (Figura 1.1, Figura 4.2), localizada a cerca de 70 km a nordeste da sede do município de Paranã-TO, onde foi denominada sua área tipo. Também apresenta boas exposições no *Canyon Gavião* (Figura 4.35), no município de Colinas do Sul-GO e a leste da Serra do Boqueirão (Figura 1.1, Figura 4.2), na região de Paranã-TO.

A Fm Água Morna é caracteristicamente uma unidade com espessuras restritas que ocorrem sempre assentada diretamente sobre o embasamento por meio de uma inconformidade, como demonstram os mapas das Figuras 4.2 e 4.35. Essa unidade apresenta variações laterais e de espessura, podendo alcançar até 175 metros de espessura.

Frequentemente, a intensa deformação oblitera as estruturas, texturas e feições sedimentares. Provavelmente essa formação é contínua e mais abrangente, mas suas exposições não foram relatadas em muitos locais devido à presença de coberturas coluvionares que encobrem o real contato entre o Grupo Araí e o embasamento.

**Litofácies metaconglomerado fino:** composta por conglomerado fino com grânulos e seixos de quartzo e feldspato subarredondados a angulosos (Figura 4.3), com tamanho médio de 5 mm, podendo alcançar até 2 cm. A matriz quartzo-feldspática, de granulometria areia média a grossa, apresenta cor branca rosada ou branca amarelada. A rocha ocorre silicificada ou friável, com séries de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de até 50 cm. Petrograficamente, a rocha apresenta textura granoblástica com grãos de quartzo e feldspato recristalizados em contato poligonal, lamelas de fengita, muscovita e biotita detríticas e/ou metamórficas no entorno dos clastos maiores. A recristalização inibe a preservação das feições sedimentares primárias, porém, é possível inferir o mal selecionamento desta litofácies devido ao grande intervalo de tamanho dos grãos recristalizados, que varia de 0,5 a 2 mm, com tamanho médio de 1,0 mm.



**Figura 4.2** - Mapa geológico da região de Paran/São Salvador-TO produzido turma do trabalho final de graduação do IGD/UnB do ano de 2010, sob a orientação do professor Dr. José Eloi Guimarães Gampos.

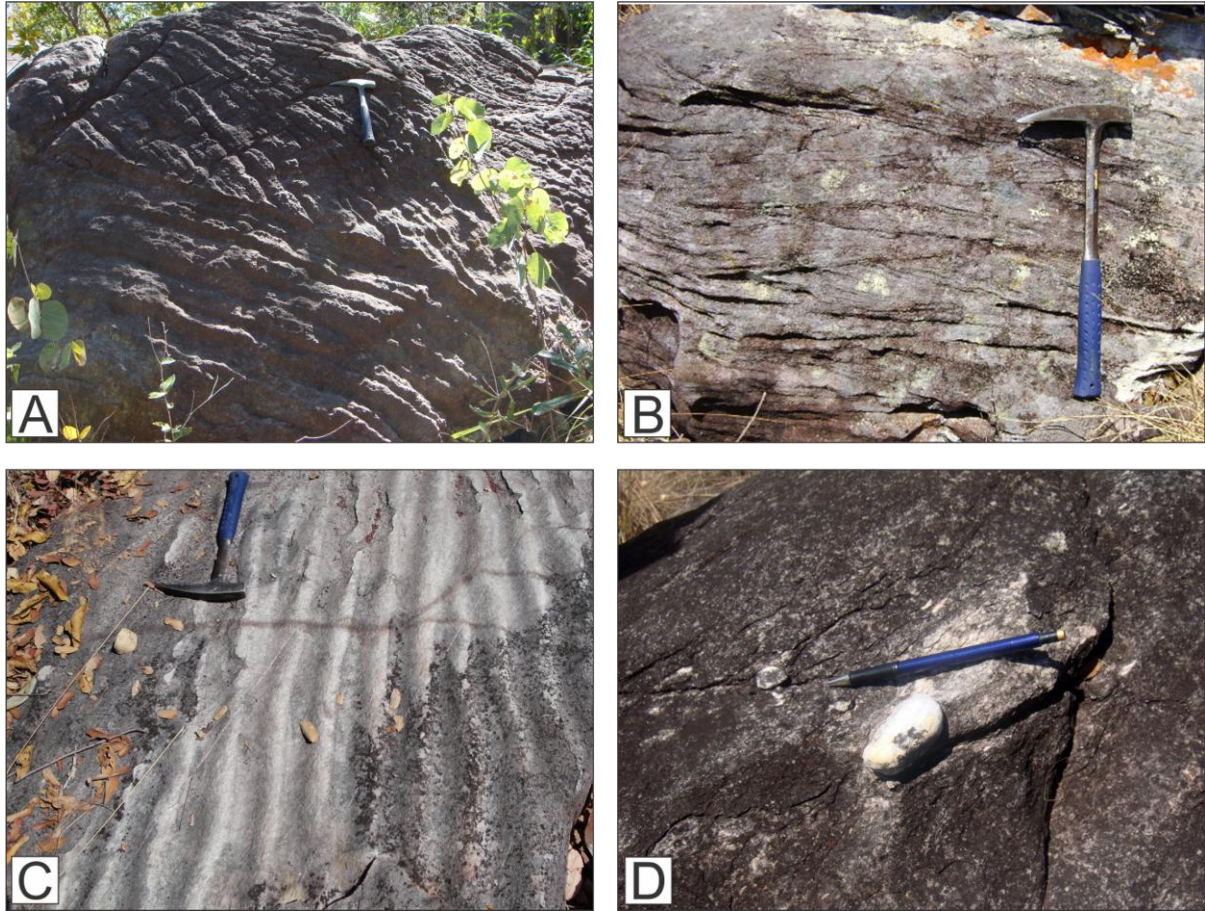
|  |   |   |
|--|---|---|
| Neoproterozóico  | <p><b>NPmi</b> Muscovita-quartzo milonito e quartzo-fengita milonitos.</p> <p><b>Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis</b></p> <p><b>NPsvsp</b> Clorita-biotita-muscovita xistos ricos em pirita, quartzitos carbonosos. Veios de quartzo abundantes.</p>   |   |
|  | Grupo Arai  | <p><b>Formação Trairas</b></p> <p><b>Membro Rosário</b></p> <p><b>MPtppc1</b> 2 Intercalação de material arenoso e argiloso com lentes de mármores puros a bandados, calcíticos e dolomíticos.</p> <p><b>MPtmpp2</b> 3 Intercalação psamo-pelítica em diferentes escalas e proporções, com predominância da porção pelítica.</p> <p><b>MPtmpp1</b> Intercalação psamo-pelítica em diferentes escalas e proporções, com predominância da porção psamítica.</p> <p><b>MPtpsc1</b> 2 Quartzito imaturo, silicificado, laminado e intensamente fraturado, com veios de quartzo recristalizado. Lentes de mármores impuros calcíticos e raramente dolomíticos, ricos em segregação de material silicoso.</p> <p><b>MPtmbx1</b> Biotita-quartzo cisto e muscovita-quartzo cisto com porfiroblastos de biotita e magnetita. Rara ocorrência de granada mica xisto e lentes de mármore impuro, bandado e laminado, além de biotita calcixistos.</p> <p><b>MPtcf</b> Clorita filitos com raras intercalações de quartzitos e ampla ocorrência de veios de quartzo leitoso.</p> <p><b>Membro Rio Preto</b></p> <p><b>MPtqe</b> Quartzitos puros e silicificados com raras intercalações pelíticas e lentes de biotita-quartzito associado.</p> <p><b>Membro Boqueirão</b></p> <p><b>MPtqfm2</b> 3 Quartzito sub-maturos, puro e friável, com intercalações de níveis pelíticos. Frequentes lentes de mármores impuros e calcixistos.</p> <p><b>MPtqfm1</b> 3 Níveis pelíticos com intercalações de quartzito sub-maturos, puro e friável. Frequentes lentes de mármores impuros e calcixistos.</p> <p><b>MPtmc</b> Quartzitos carbonosos e metassiltitos carbonosos intercalados em diferentes escalas e proporções.</p> <p><b>MPtpec</b> Calcixistos laminados compostos por quartzo, fengita e clorita.</p> |
| <p><b>Formação Caldas</b></p> <p><b>MPpp</b> Quartzito silicificado, branco, maturo, com intercalações de metaconglomerados silicificados. Presença de arcóseos seixos restritos, além de arcóseos laminados.</p>  |   |   |
| <p><b>Formação Arraiais</b></p> <p><b>Membro Prata</b></p> <p><b>PMPamcs3</b> Metarcóseos, silicificados ou friáveis, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas.</p> <p><b>PMPamcs2</b> Metaconglomerados clasto-suportados com clastos de quartzitos e intercalações de metarcóseos.</p> <p><b>PMPamcs1</b> Quartzitos feldspáticos, silicificados ou friáveis, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas.</p> <p><b>Membro Cubículo</b></p> <p><b>PMPamms2</b> Metaconglomerado matriz-suportado com matriz impura e imatura, constituído de clastos de quartzitos.</p> <p><b>PMPamms1</b> Metarcóseos micáceos associados à metaconglomerados clasto suportado com clastos de quartzito e granito.</p> <p><b>Membro Ventura</b></p> <p><b>PMPappc2</b> Metaconglomerado matriz-suportado com clasto de quartzito e granito, metarcóseo silicificado.</p> <p><b>PMPappc3</b> Quartzito feldspático silicificado que ocorrem em bancos métricos.</p> <p><b>PMPappc4</b> Metamarga pelítica, metamarga arenosa, metagraucava grossa com lentes de mármores impuros.</p> <p><b>Membro Buracão</b></p> <p><b>PMPappc1</b> Metabasaltos que ocorrem na base do Mb Ventura.</p> <p><b>Membro Mutum</b></p> <p><b>PMPaol</b> Quartzito puro, maturo, localmente micáceo, silicificados ou friáveis, branco a rosado, frequentemente, laminados, com bimodalidade granulométrica e presença de estratificações cruzadas de grande porte.</p> |   |   |
| <p><b>Formação Água Morna</b></p> <p><b>PMPaqa</b> Metarcóseos imaturos, grossos, silicificados ou friáveis, com níveis de metaconglomerado fino imaturos e impuros.</p>   |   |   |
| Paleoproterozóico  | <p><b>Suíte Aurumina</b></p> <p><b>PPaubgpm</b> Biotita granodioritos a monzogranitos miloníticos com porfiroclastos de quartzo e feldspato potássico. Presença restrita de fácies com granada e de biotitos e paragneisses da Fm Ticunzal milonitizados.</p> <p><b>PPaut</b> Biotita tonalito melanocrático, biotita tonalito leucocrático, muscovita-biotita tonalito, hornblenda tonalito. Presença de milonitos, gnaisses e veios pegmatíticos. Biotita tonalito migmatizado.</p> <p><b>PPaubmg</b> Monzogranito, sienogranito e veios pegmatíticos. Localmente milonitizados</p> <p><b>PPaubg</b> Sienogranito, monzogranito, granito porfírico, biotita granodiorito porfírico e veios pegmatíticos.</p> <p><b>Formação Ticunzal</b></p> <p><b>PPTz</b> Paragneisses, quartzo-mica xisto, xistos grafitosos e metarritmito grafitoso, além de veios pegmatíticos.</p> |   |



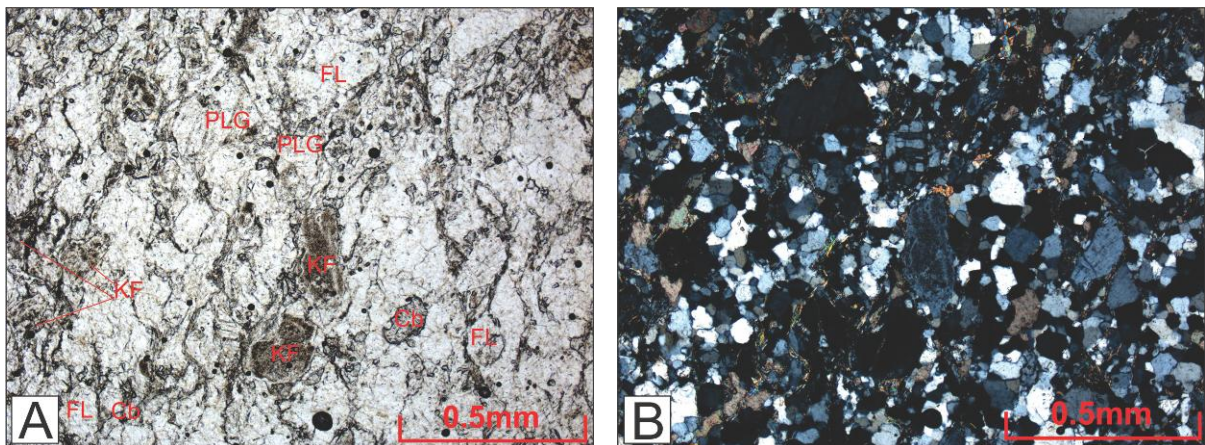
**Figura 4.3** - Litofácies metaconglomerado fino da Formação Água Morna, composto por grânulos e seixos de quartzo e feldspato subarredondados a angulosos.

**Litofácies quartzito feldspático:** composta por quartzitos arcoseanos ou feldspáticos, brancos, por vezes rosados, em bancos métricos, mal selecionados, com granulometria areia média a grossa, friáveis ou silicificados, com séries de estratificações cruzadas plano-paralelas, tabulares (Figura 4.4A) e acanaladas de pequeno (Figura 4.4B), médio e grande porte (10 cm a 2 m), além de marcas onduladas com cristas paralelas e retilíneas com comprimento de onda de até 10 cm (Figura 4.4C). Caracteristicamente, ocorrem clastos isolados de quartzo leitoso, bem arredondados, com tamanhos que variam de 05 a 10 cm (Figura 4.4D). Petrograficamente, a rocha apresenta textura granoblástica, marcada por grãos de quartzo e feldspato mal selecionados (0,1 mm a 02 mm) com contatos poligonais (Figura 4.55), frequentemente, recristalizados, às vezes, estirados segundo a foliação; fengita, biotita e muscovita são minerais acessórios comuns que ocorrem como lamelas orientadas segundo a foliação; além desses, ocorrem turmalina, zircão e titanita detríticos; cimento de sílica, óxido e carbonato estão presentes em algumas amostras.

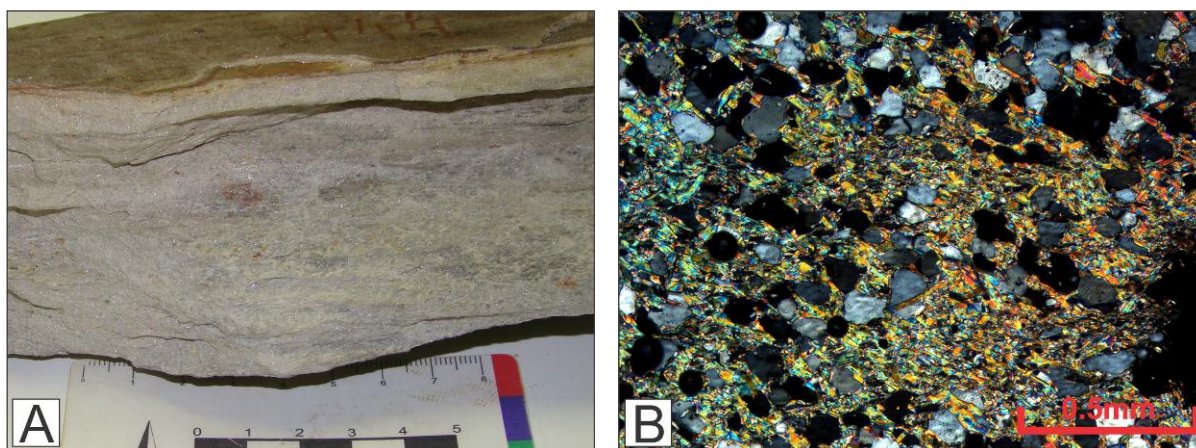
**Litofácies metagrauvaca:** composta por quartzitos micáceos de granulometria areia fina a média, com pouco feldspato. Esta litofácies ocorre em níveis restritos em meio ao pacote de quartzito arcoseano, frequentemente laminados. Petrograficamente, a rocha apresenta textura grano-lepidoblástica com grãos de quartzo pouco recristalizados, de tamanho submilimétricos, demonstrando ainda alguns aspectos de textura sedimentar remanescente, como formas angulosas a subangulosas. Além disso, apresenta caracteristicamente, muscovita (25-40%) entre os grãos de quartzo (Figura 4.66), e minerais acessórios como turmalina, epidoto, zircão, titanita e granada detríticos.



**Figura 4.4** - Metarcóseos e quartzitos feldspáticos da Formação Água Morna: **A)** Estratificação cruzada tabular em metarcóseos grosso; **B)** Estratificação cruzada acanalada em quartzito fedspático; **C)** Marca ondulada em quartzito feldspático; **D)** Clasto de quartzo isolado em metarcóseos.



**Figura 4.5** - Fotomicrografia da litofácies quartzito feldspático da Formação Água Morna. **A)** Nicóis paralelos (PLG: Plagioclásio, FL: Fragmento Lítico, KF: Feldspato Potássico, Cb: cimento de carbonato); **B)** Nicóis cruzados.



**Figura 4.6** - Metagrauvaca da Formação Água Morna. **A)** Aspecto macroscópico de amostra de mão. **B)** Fotomicrografia mostrando a textura sedimentar remanescente dos grãos angulosos a subangulosos de quartzo e a grande quantidade de muscovita recristalizada.

#### 4.2.1 Sistema Depositional da Formação Água Morna

A associação de fácies em conjunto com as estruturas sedimentares preservadas nas rochas da Formação Água Morna permitiram a interpretação de um sistema deposicional fluvial entrelaçado do tipo *Saskatchewan Sul*, em um rio bastante largo, com profundidade inferior a 05 metros e com grande quantidade de carga de fundo.

Em conformidade com a classificação de fácies estabelecida por Miall (1977, 1978, 1996, Tabela 2.1), a Tabela 4.1 mostra a correspondência das litofácies descritas na Formação Água Morna com as fácies Gt, Gp, St, Sp, Sr, Sh e Sm estabelecidas por Miall (1996), baseada nas semelhanças litológicas associadas a presença de determinadas estruturas diagnósticas.

**Tabela 4.1** - Correlação das litofácies da Fm Água Morna com as litofácies de Miall (1996).

| FÁCIES             | LITOFÁCIES                   | ESTRUTURAS  | INTERPRETAÇÃO  |
|--------------------|------------------------------|---|--|
| <b>G (t, p)</b>    | <b>Metaconglomerado fino</b> | Maciço.<br>Gradação incipiente.   | Preenchimento de pequenos canais e formas de leitos transversais                   |
| <b>S (t,p,r,h)</b> | <b>Quartzito</b>             | Laminação plana,<br>Estratificações cruzadas tangenciais, acanaladas e plano-paralelas.<br>Marcas onduladas | Dunas 3D, Dunas 2D,<br>Regime de fluxo interior e regime de fluxo superior/crítico |
| <b>Sm</b>          | <b>Metagrauvaca</b>          | Laminações.   | Depósitos externos ao canal ou canais abandonados ou depósitos de inundação        |

A litofácies metaconglomerado fino é correlacionada com as litofácies **Gt** e **Gp** de Miall (1996), dessa forma, é considerada produto de preenchimento de pequenos canais e formas de leitos transversais que representam a porção basal de uma sequência granodecrescente ascendente.

A litofácies quartzito apresenta diversas características que englobam as litofácies St, Sp, Sr e Sh de Miall (1996). A intensa deformação e metamorfismo impostos ao Grupo Araí, impedem a delimitação precisa dessas litofácies. Dificilmente, em escala de mapeamento, as litofácies St, Sp, Sr e Sh de Miall serão diferenciadas no que diz respeito às rochas do Membro Prata devido à não preservação de texturas e estruturas sedimentares. Diante disso, optou-se por englobar todas essas fácies em uma única associação de fácies. Assim, a litofácies quartzitos são interpretadas como depósitos sedimentares de dunas 2D, dunas 3D, com regime de fluxo interior e superior/crítico. As grandes dunas são interpretadas como eventos episódicos de grandes inundações. Além disso, grande parte do pacote de areia é considerada depositada por processos trativos de preenchimento do canal e retrabalhamento de depósitos de preenchimento de canal, a partir de mudanças na orientação e regime de fluxo. Os depósitos maciços estão relacionados a depósitos de diques marginais. Como grande parcela desse pacote perdeu suas feições texturais e estruturais primárias devido à imposição do metamorfismo, parte das estruturas pode estar obliterada e levar a interpretações equivocadas, como por exemplo, entender que a maior parte do pacote é constituída de arenitos maciços, o que provavelmente não é verdade. Dessa forma, não foi possível uma identificação minuciosa de todas as litofácies e, portanto, pode-se afirmar que todos esses processos estão presentes no espesso pacote arenoso, porém, não é possível delimitar, com precisão, a área de ocorrência de cada um.

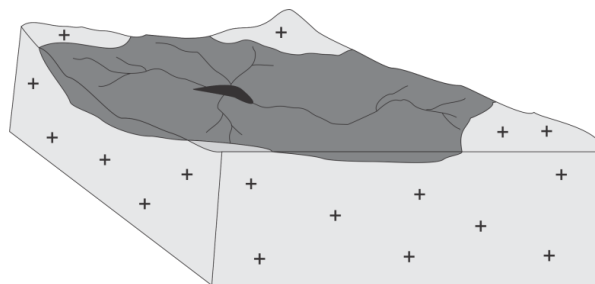
A litofácies metagrauvaca é relacionada à fácies **Sm** de Miall (1996) e é interpretada como produto de regime de fluxo superior com intensa decantação de areia em suspensão, típico de correntes de turbidez, em que a formação de laminação é suprimida, em conformidade com os experimentos de Arnott & Hand (1989 *apud* Boggs, 2006). Porém, vale ressaltar que as estruturas originais desses pacotes podem também ter sido destruídas ou mascaradas.

É importante citar que a descrição e interpretação de elementos arquiteturais definidos por Miall (1988) não foram possíveis no nível de detalhe deste trabalho. Esses elementos, bem como as superfícies limítrofes de Miall (1988, 1991) estão presentes na Formação Água Morna, mas não foram descritos e interpretados devido à escassez de dados no nível de detalhe requerido, somada à dificuldade de sua aquisição, tendo em vista a presença de deformação tectônica e metamorfismo que obliteram as estruturas e as feições sedimentares.

O foco regional do trabalho permitiu a caracterização da bacia sedimentar do tipo *sag*-intracontinental (Figura 4.7), em conformidade com os estudos de Selley (1988), durante o estágio pré-rifte da Bacia Araí que se formou devido, principalmente, à subsidência térmica, precedendo a formação do rifte. Nessa bacia se desenvolveu um sistema de rios que migram



para uma localização central da bacia, formando depósitos fluviais relativamente pouco desenvolvidos, lateral e verticalmente, quando comparados ao sistema fluvial do estágio rifte.



**Figura 4.7** - Bloco diagrama esquemático do sistema deposicional fluvial da Formação Água Morna em uma bacia do tipo *sag*-intracontinental, durante o estágio pré-rifte da Bacia Araí.

### 4.3 FORMAÇÃO ARRAIAS

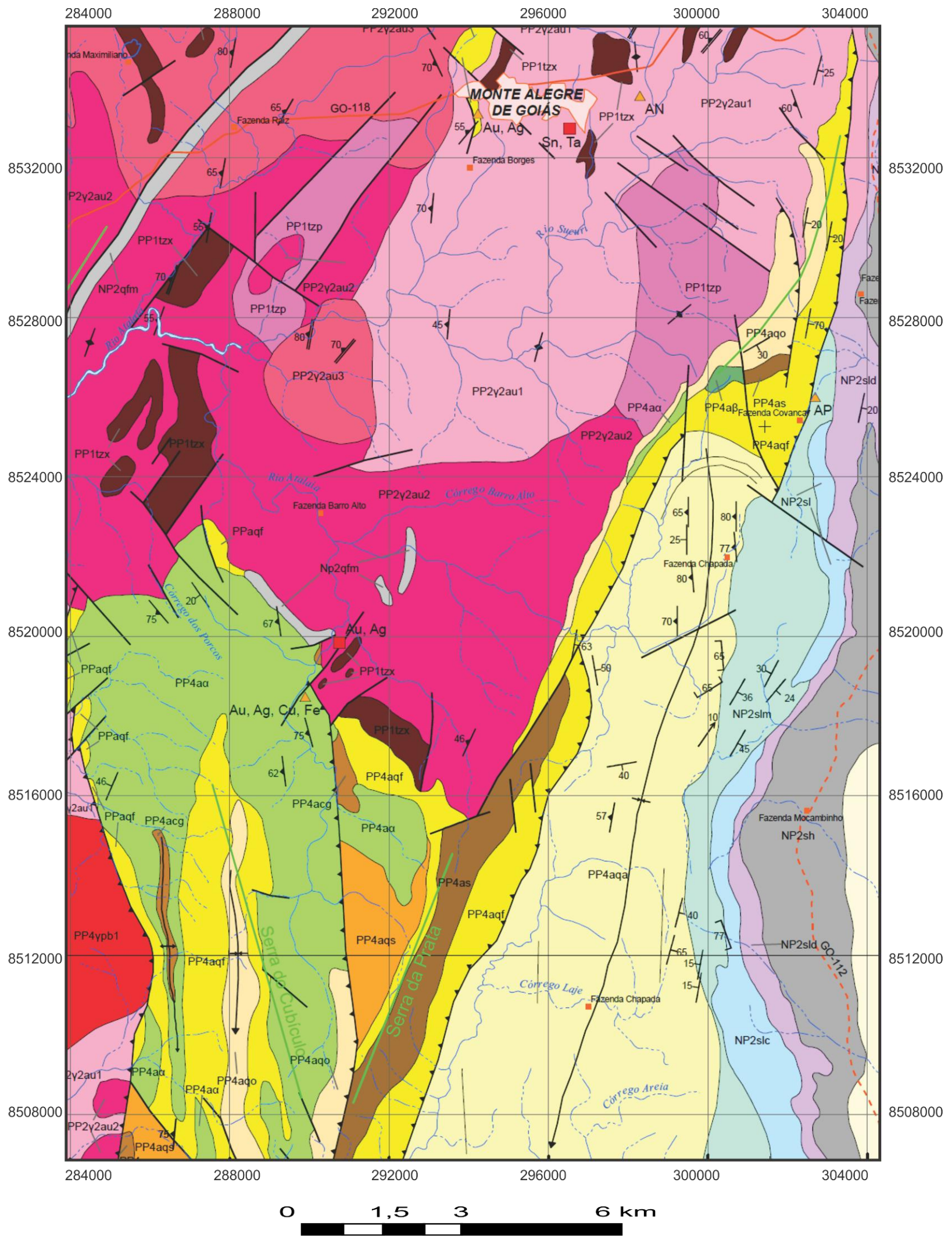
A Formação Arraias, assim definida em referência à cidade de Arraias-TO, representa um espesso pacote de sedimentos continentais, subdivido nos membros: Cubículo, Prata, Mutum, Ventura e Buracão (Figuras 4.1, 4.2 e 4.8).

Como tipicamente encontrado em bacias rifte, essas unidades apresentam-se bastante interdigitadas, com variações laterais e verticais, e com espessuras de centenas de metros, dificultando a aplicação de conceitos de estratigrafia de sequência que determinem o aspecto temporal de deposição das unidades entre si, por isso, serão enfatizados os aspectos litoestratigráficos.

#### 4.3.1 Membro Cubículo

O Membro Cubículo é composto principalmente por metaconglomerados matriz-suportados e, subsidiariamente, por metaconglomerados clasto-suportados, quartzitos feldspáticos e metarcóseos. Sua área tipo foi definida na Serra do Cubículo (Figuras 1.1, 4.8 e 4.9), localizada a 20 km a sudoeste do município de Monte Alegre de Goiás. Além dessa localidade, esse membro apresenta boas exposições na Serra de Caldas (Figuras 1.1 e 4.2), localizada na região de Paranã/São Salvador-TO, e no leito do Rio Areias, a SW do Granito Pedra Branca, na região de Nova-Roma-GO.

Este membro ocorre, frequentemente, em contato brusco com o embasamento, marcado por falhas normais, além de ocorrer em contato erosivo com os membros Prata e Mutum. Além disso, o Membro Cubículo é descontínuo lateralmente e apresenta cerca de 30 a 100 m de espessura. A intensa deformação oblitera as estruturas, texturas e características sedimentares.



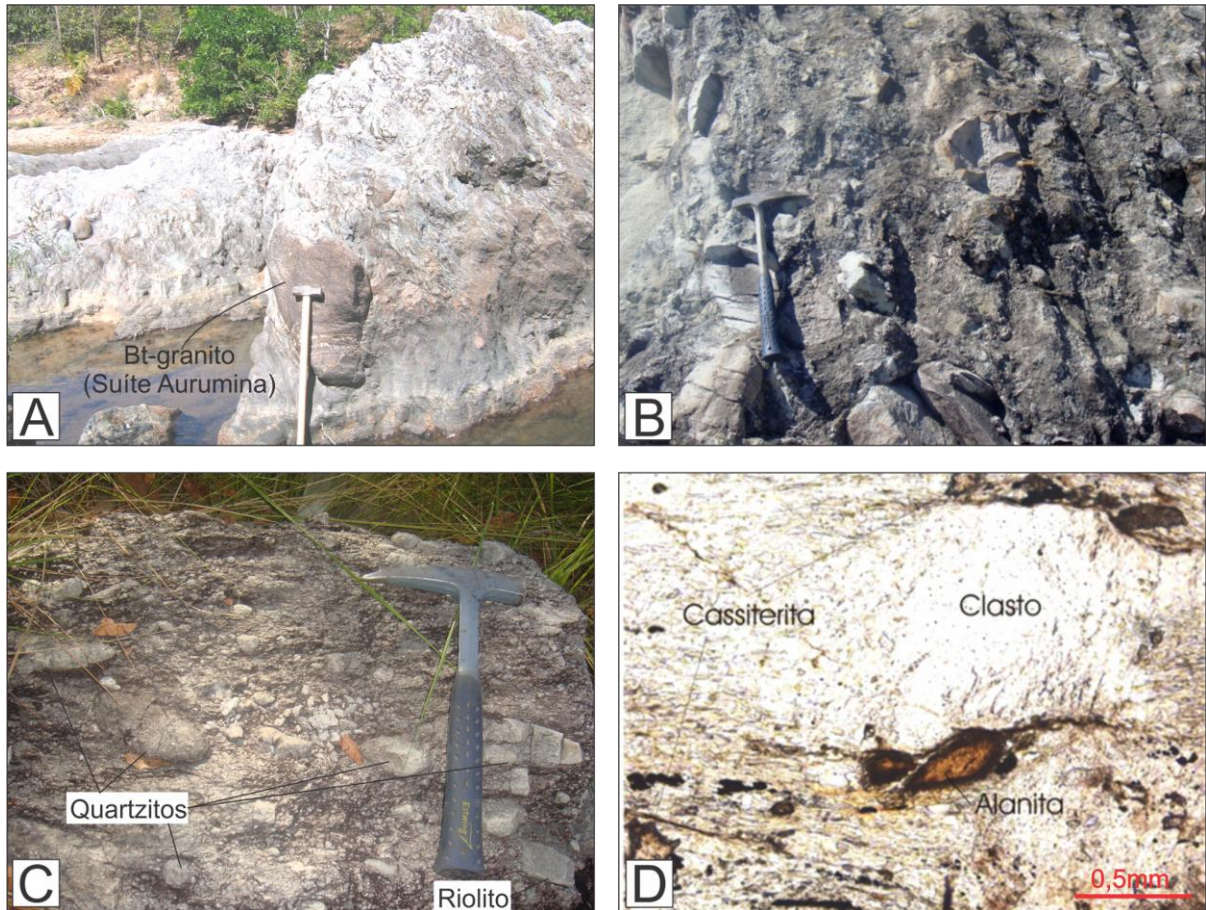
|                             |   |                        |        |   |                           |         |   |   |  |
|-----------------------------|---|------------------------|--------|---|---------------------------|---------|---|---|--|
| N34dl                       | Argilas, areias avermelhadas e lateritas.   | <b>Membro Prata</b>    | Pp4as  | Indiferenciado: Quartzito arcoseano e metassiltitos com metavulcânicas ácidas intercaladas.                                 | <b>SUÍTE PEDRA BRANCA</b> | Pp4ypb1 | Monzogranito: Biotita monzogranito, biotita sienogranito com Fácies rapakivi e granofírica. |   |  |
| <b>GRUPO BAMBUÍ</b>         |   |                        | Pp4aqs | Quartzito seixoso: quartzito feldspático muito grosso a grosso com seixos esparsos e lentes centimétricas de conglomerados. |                           |         |   |   |  |
| <b>FORMAÇÃO SETE LAGOAS</b> |   |                        | Pp4aqf | Quartzito feldspático: quartzito médio a grosso feldspático.  |                           |         |   |   |  |
| Np2slh                      | Siltito argiloso laminado cinza esverdeado. Ritmos finos com intercalações de lâminas de siltito maciço e arenito muito fino com mica branca detrítica. |                        | Pp4aqa | Quartzito arcoseano: ocorrem em bancos internamente laminados com marcas onduladas e estratificações cruzadas.              |                           |         | <b>SUÍTE AURUMINA</b>   |   |  |
| <b>FORMAÇÃO SETE LAGOAS</b> |   |                        |        |   |                           |         | Pp2y2au3  | Tonalito: leucotonalito, granada-biotita tonalito, muscovita-biotita tonalito com raro anfibólio.       |  |
| Np2sld                      | Dolomito laminado, dolarenito, brecha dolomítica e dolomito maciço.   | <b>Membro Buracão</b>  |        |   |                           |         | Pp2y2au2  | Monzogranito: Biotita-muscovita ou muscovita-biotita sieno a monzogranito com monazita.                 |  |
| Np2slc                      | Calcário e calcário argiloso cinza com intercalações subordinadas de marga.   |                        |        |   |                           |         | Pp2y2au1  | Sienogranito: Bt-mus sienogranito com domínios mais jovens de turmalina-albita, pegmatitos e albititos. |  |
| Np2slm                      | Marga e siltito calcífero com calcário e calcário argiloso.   | <b>Membro Cubículo</b> |        |   |                           |         |   |   |  |
| <b>GRUPO ARAÍ</b>           |   |                        |        |   |                           |         |   |   |  |
| <b>FORMAÇÃO ARRAIAS</b>     |   |                        |        |   |                           |         |   |   |  |
| <b>Membro Mutum</b>         |   |                        |        |   |                           |         |   |   |  |
| Pp4aqo                      | Quartzito puro: quartzito puro médio a grosso com grãos bem arredondados e esféricos, com frequentes estratificações cruzadas superiores a um metro.    |                        |        |   |                           |         |   | <b>FORMAÇÃO TICUNZAL</b>  |  |
|                             |   |                        |        |   |                           |         |   | Pp1tzx  | Xisto: Biotita-muscovita-quartzito xisto, muscovita-clorita-quartzito xisto com grafita e granada. |
|                             |   |                        |        |   |                           |         |   | Pp1tzp  | Paragneisse: Paragneisse com bandas ricas em quartzo e feldspato e bandas máfica ricas em biotita. |

**Figura 4.8** - Mapa geológico da região de Monte Alegre de Goiás, nas redondezas das serras do Cubículo e da Prata (Recorte da Carta Monte Alegre SD.23-V-C-III, CPRM ).

**Litofácies metaconglomerado matriz suportado:** fácies constituída por metaconglomerados sustentados por matriz, mal selecionados, compostos por clastos de 05 a 50 cm, predominantemente de 10 a 20 cm, com geometria angulosa a subarredondada os quais compõem cerca de 30% da rocha e são imersos em meio a matriz argilo-arenosa, de coloração cinza-esverdeada e composição quartzo-feldspática rica em mica branca. As estruturas sedimentares presentes são: acamamento plano-paralelo, granocrescência e granodecrescência ascendente.. Vale ressaltar que estes conglomerados mudam a composição de seus clastos de acordo com a disponibilidade das fontes, ou seja, em regiões que apresentavam granitos (Suíte Aurumina e outras Suítes Anorogênicas) e rochas vulcânicas, o conglomerado é rico em clastos destas rochas, como é o caso nas regiões de Monte Alegre, na Serra do Cubículo (Figuras 4.8 e 4.9) e Nova-Roma (Figura 4.10.10A). Em outros locais, o conglomerado é puramente composto por clastos de quartzo e quartzito, com pouca ou nenhuma contribuição de rochas graníticas (Figura 4.10B), o que é comum nas demais regiões. Particularmente, ocorrem conglomerados com as mesmas características, somadas à contribuição de rochas vulcânicas na composição de sua matriz, além de fragmentos de riolitos e dacitos (Figura 4.10C), como é o caso da sequência de conglomerados na Serra das Caldas, na região de Paranã-TO. Petrograficamente, a matriz é composta por grãos de quartzo e feldspato angulosos a subangulosos de tamanho médio 0,2 mm, com contato planar a tangencial entre si, além de plalhetas de fengita fracamente orientadas segundo uma foliação incipiente. Algumas vezes, zircão, alanita e cassiterita ocorrem como minerais acessórios (Figura 4.10D).



**Figura 4.9** - Metaconglomerado matriz-suportado, mal selecionado e imaturo. Afloramento na área tipo do Membro Cubículo, Serra do Cubículo, cerca de 20 km a sudoeste da sede do município de Monte Alegre de Goiás.



**Figura 4.10** - Diferentes composições da litofácies metaconglomerados matriz-suportado do Membro Cubículo. **A)** Metaconglomerado matriz-suportado, mal selecionado, composto por clastos de quartzo, quartzito, granitos da Suíte Aurumina e da Suíte Pedra Branca, destaque para o matacão de biotita granito da Suíte Aurumina. Afloramento no leito do Rio Areias, cerca de 20 km a Noroeste de Nova Roma-GO. **B)** Metaconglomerado matriz-suportado, mal selecionado e imaturo, sem contribuição de rochas vulcânicas, composto por clastos de quartzo, quartzito e granitos da Suíte Aurumina, afloramento no município de Campos Belos-GO. **C)** Metaconglomerado matriz-suportado, mal selecionado e imaturo, com contribuição de rochas vulcânicas, principalmente, em sua matriz, composto por clastos de quartzo, quartzito e riolito, afloramento na trilha da Fazenda Caldas, na Serra de Caldas-TO, município de Paranã-TO. **D)** Fotomicrografia da matriz do conglomerado do Rio Areias (amostra TF05-X-06), destaca-se a presença de grãos de cassiterita e alanita em meio a massa de quartzo, feldspato e micas.

**Litofácies metaconglomerado clasto suportado monomítico:** são metaconglomerados clasto-suportados compostos por clastos exclusivamente de quartzitos subarredondados, com geometria lenticular e sem grandes extensões laterais. Apresenta matriz silto-arenosa de composição quartzo-feldspática. Essa fácies ocorre em áreas restritas no domínio do metaconglomerado matriz-suportado.

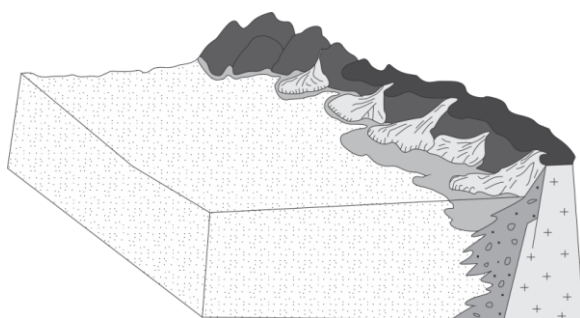
**Litofácies quartzito feldspático:** são quartzitos feldspáticos, localmente arcoseanos, frequentemente micáceos, com até 35% de mica branca. Normalmente, são quartzitos brancos, mal selecionados, médios a grossos, com grânulos localizados, silicificado ou friável, com pacotes métricos. Localmente ocorrem intercalações e interdigitações desta litofácies com o metaconglomerado matriz-suportado, além disto, pode ocorrer como litofácies predominante sobreposta à litofácies do metaconglomerado matriz-suportado. As estruturas associadas são estratificações plano-paralelas, estratificações cruzadas tabulares e granodecrescência ascendente.

#### 4.3.1.1 Sistema Depositional do Membro Cubículo

A geometria dos corpos maciços de metaconglomerados do Membro Cubículo e suas características de imaturidade e heterogeneidade, além da presença de acamamento gradacional e estruturas de corte e preenchimento, em conjunto com os quartzitos feldspáticos com laminações plano-paralelas e estratificações cruzadas tabulares, corroboram a interpretação que a sedimentação ocorreu em um sistema deposicional de leque aluvial dominado por fluxos de gravidade subaéreos (Figura 4.11).

Nesse contexto, esta unidade representa o clímax da fase rifte, depositada próxima ao *footwall* com contribuição dos granitos da Suíte Aurumina, granitos anorogênicos, quartzitos da Formação Água Morna e rochas vulcânicas do Membro Buracão o que demonstra que esta unidade é mais nova ou pelo menos contemporânea com o vulcanismo do rifte.

A fase clímax do rifte remonta ao período de considerável subsidência mecânica desenvolvida por intensivos processos de falhamentos normais que propiciaram a formação de grandes desníveis topográficos ao longo dos quais se desenvolveram os leques aluviais.



**Figura 4.11** - Bloco diagrama esquemático ilustrativo do sistema deposicional de leques aluviais do Membro Cubículo, marcando a fase clímax do Rifte Araí.

No Grupo Araí, foram relatados leques isolados e diversos outros interpretados como coalescentes lateralmente os quais ocupam áreas de dezenas de quilômetros quadrados, como é caso dos conglomerados da região de Arraias-GO. As discontinuidades da deposição de um leque para o outro não foram minuciosamente detalhadas neste estudo, pois são de difícil identificação e necessitam de um estudo específico para este membro. Diante disso, as

considerações acerca do Membro Cubículo se limitam ao seu sistema deposicional e seus principais processos de formação.

O Membro Cubículo é constituído principalmente por conglomerados matriz-suportados depositados por meio de fluxos detríticos coesivos nas regiões proximais dos leques aluviais e, subsidiariamente, por conglomerados clasto-suportados e arenitos restritos depositados, respectivamente, por fluxos de detritos não-coesivos e por correntes geradas na dissipação do fluxo, nas regiões mais distais dos leques aluviais.

No Membro Cubículo, é importante citar que a composição dos metaconglomerados reflete diretamente a composição e disponibilidade da rocha fonte no seu respectivo ambiente deposicional, ressaltando que os processos deposicionais são similares mesmo nos metaconglomerados com composição distinta.

#### **4.3.2 Membro Prata**

O Membro Prata é composto por espessos pacotes de metarcóseos e quartzitos feldspáticos com lentes de metaconglomerado matriz-suportado, metaconglomerado clasto suportado e muscovita filito. Sua área tipo foi definida na Serra da Prata (figura 1.1 e 4.8), cerca de 20 km a sudoeste do município de Monte Alegre-GO.

O contato deste membro com as outras unidades é complexo, muitas vezes, ocorre discordantemente sobre o embasamento; outras vezes, em contato gradacional sobre o Membro Mutum e, frequentemente, esses membros ocorrem interdigitados entre si. Também é comum o contato brusco por truncamento de falhas com o embasamento, e com o Membro Mutum.

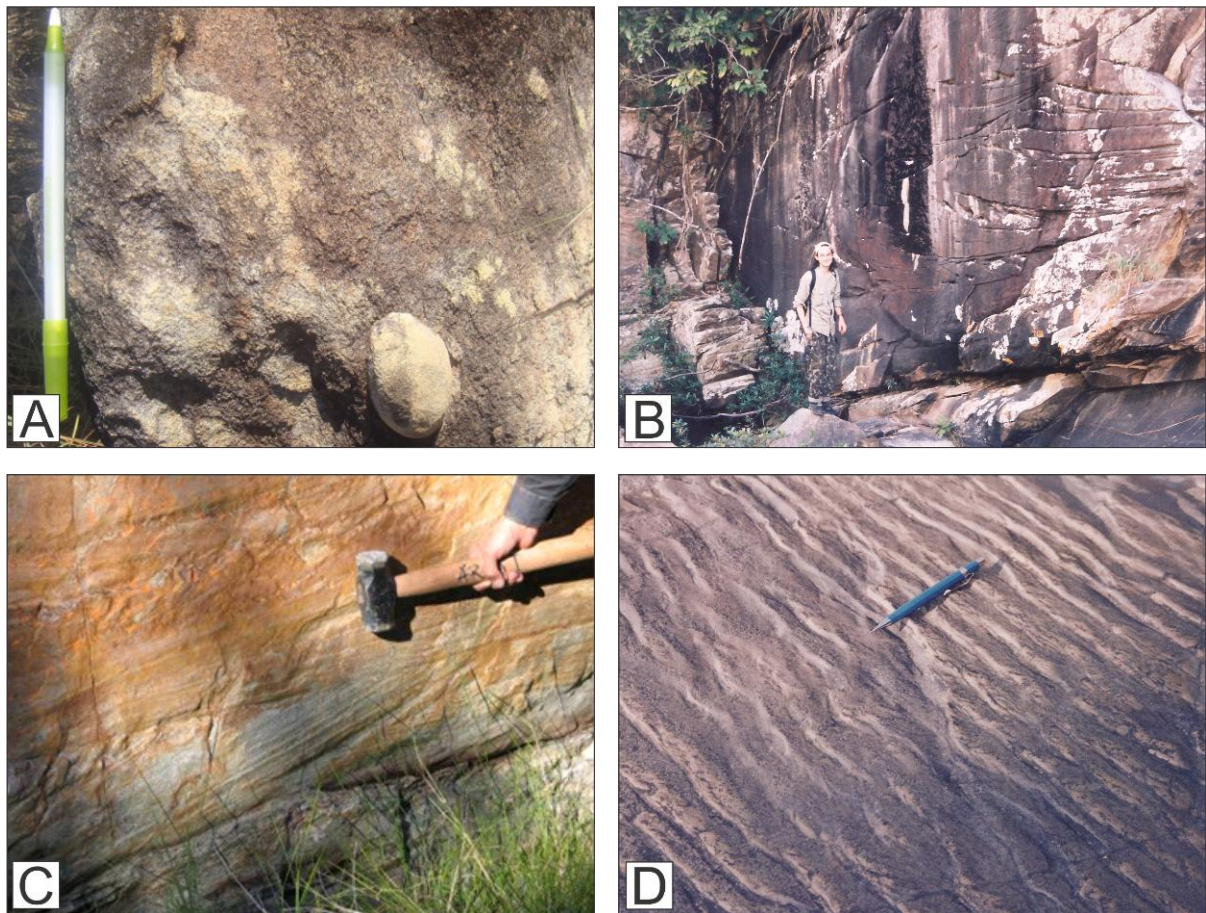
O Membro Prata apresenta grande variação lateral e de espessura, podendo alcançar até 400 m. Em alguns locais, como por exemplo, na Serra das Araras (Figura 1.1), na região do município de Cavalcante-GO e em porções das Serra das Caldas (Figura 1.1), localizada na região de Paranã/São Salvador-TO, este membro ocorre com a predominância de metaconglomerados clasto suportados intercalados com metarcóseos e quartzitos feldspáticos laminados.

**Sucessão de fácies Quartzito:** com ampla variação de espessura (100 a 400 m), tem boas exposições no leito do Rio Formoso e na borda oeste da Serra de Arraias, na região de Arraias-GO. Esta litofácies é composta principalmente por metarcóseos e subordinadamente por quartzitos feldspáticos de cor branco acinzentados, branco avermelhados, branco rosados e até cinza arroxeados, com granulometria predominante fina a média, localmente grossa. Uma característica importante é a presença de seixos isolados bem arredondados de

quartzitos grossos da Formação Água Morna (Figura 4.12A). Frequentemente, ocorrem em bancos decimétricos, laminados ou não internamente, com séries de estratificações cruzadas tangenciais, acanaladas e tabulares de até 60 cm, estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de grande e pequeno porte (Figura 4.12B,C), marcas onduladas linguóides e simétricas de crista reta, por vezes, bifurcadas, de escala métrica a centimétrica, com comprimento de onda poucos centímetros (Figura 4.12D), e localmente, ocorrem acamamento gradacional inverso e sismitos com geometria de dobra desarmônica recumbente. Petrograficamente, os metarcóseos apresentam considerável variação composicional e textural: muitas vezes, os grãos são subangulosos a subarredondados, com contato planar a tangencial e mal selecionados (0,1 mm a 01 cm), apresentando cerca de 40-25% de feldspato (microclíneo e plagioclásio), quase sempre alterados para uma massa fina de fengita; 55-70% de quartzo com extinção levemente ondulante, pouco a muito recristalizado; 0-10% de fragmentos líticos de granito, metassilito, quartzito puro e vulcânicas diversas; 0-03% de clorita e biotita detríticas; além de minerais acessórios que são representados por zircão, epidoto, turmalina, apatita, magnetita, martita, e outros opacos. Os cimentos são de sílica, carbonato e película de óxido. Os quartzitos feldspáticos apresentam composição mineralógica de cerca de 05-20% de feldspatos, 80-95% de quartzo com extinção levemente a fortemente ondulante, frequentemente muito recristalizado, além de uma matriz argilosa composta por mica branca e muscovita detrítica e/ou metamórfica que perfaz até 05% da composição da rocha. Raramente, essa litologia possui uma pequena contribuição de fragmentos líticos de quartzitos grossos. Os minerais acessórios presentes são turmalina, opacos, titanita e zircão detríticos, além de epidoto com inclusões de apatita e sericita de alteração. Algumas vezes é marcada pela presença de cimento de sílica.

**Litofácies metagrauvacas:** esta litofácies ocorre no domínio da litofácies quartzito feldspático como bancos métricos. Petrograficamente apresenta textura imatura, com grãos angulosos a subangulosos de quartzo, fragmentos líticos de quartzitos e raros feldspatos, além de uma matriz fina que, muitas vezes, se mostra como micas autigênicas (Figura 4.133) e outros filossilicatos orientados segundo a foliação, como produto da transformação da antiga assembleia pelítica. Diante disso, é importante ressaltar que esta litofácies, quando metamorfizada, é comumente descrita como metarcóseos micáceos devido à recristalização da matriz fina em minerais micáceos. Não foram identificadas estruturas sedimentares preservadas, além do acamamento métrico.

**Litofácies metaconglomerado matriz-suportado:** é representada por conglomerados matriz-suportado que ocorrem localmente no domínio do quartzito feldspático. Estes conglomerados ocorrem em bancos de limitada ocorrência lateral (< 01 m) com variadas espessuras (01 a 05 m), e, em sua maioria, são compostos por clastos de quartzito com raros clastos de granitos, com geometria variável de subarredondado a subangulosos, mal selecionados, com tamanho variando de poucos centímetros a 20 cm. A matriz apresenta granulação areia média e é composta por quartzo, feldspato e muscovita. Em geral, são metaconglomerados maciços, com estruturas de corte e preenchimento (Figura 4.14).

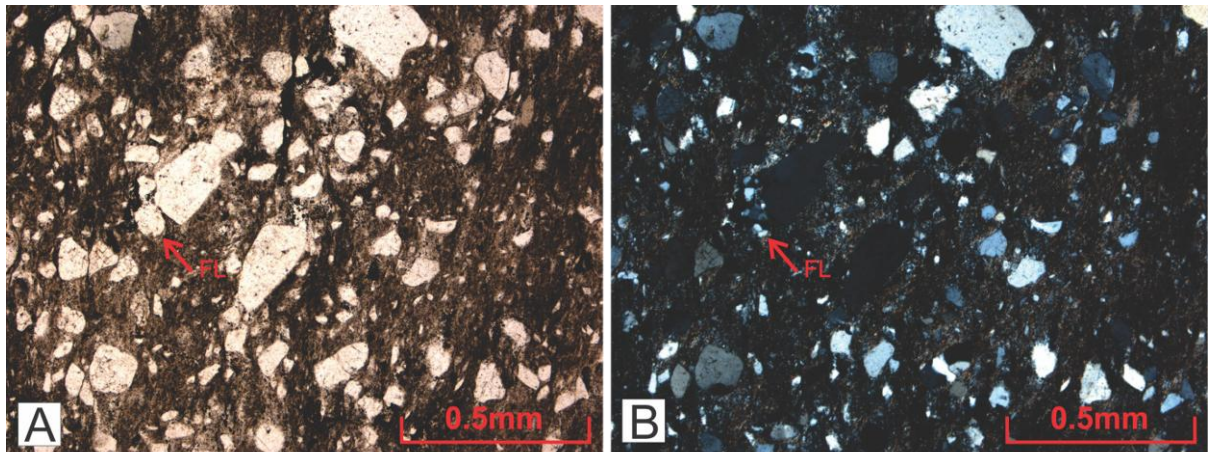


**Figura 4.12** - Litofácies quartzito do Membro Prata. **A)** Clasto isolado de metarcóseo da Formação Água Morna depositado no Membro Prata; **B)** Estratificação cruzada acanalada de grande porte, afloramento no vale do rio Formoso, Arraias-TO **C)** Estratificação cruzada tabular; **D)** Marca ondulada assimétrica com cristas retilíneas e paralelas.

**Litofácies metaconglomerado clasto-suportado:** composta por metaconglomerados clasto-suportados que, em geral, ocorrem em estratos com geometria lenticular de escala métrica (Figura 4.155A), mas também ocorrem em camadas métricas a decamétricas intercaladas com quartzitos comumente feldspáticos (Figura 4.155B). Os metacongolomerados são moderadamente selecionados, composto por clastos de quartzo e quartzitos, arredondados a



subarredondados, de tamanho variado de 10 a 20 cm. A matriz apresenta granulação areia fina a média e composição quartzo-feldspática. O metamorfismo oblitera a identificação das estruturas sedimentares, mas localmente é possível evidenciar acamamento horizontal incipiente e imbricamento dos clastos que posteriormente foram deformados.



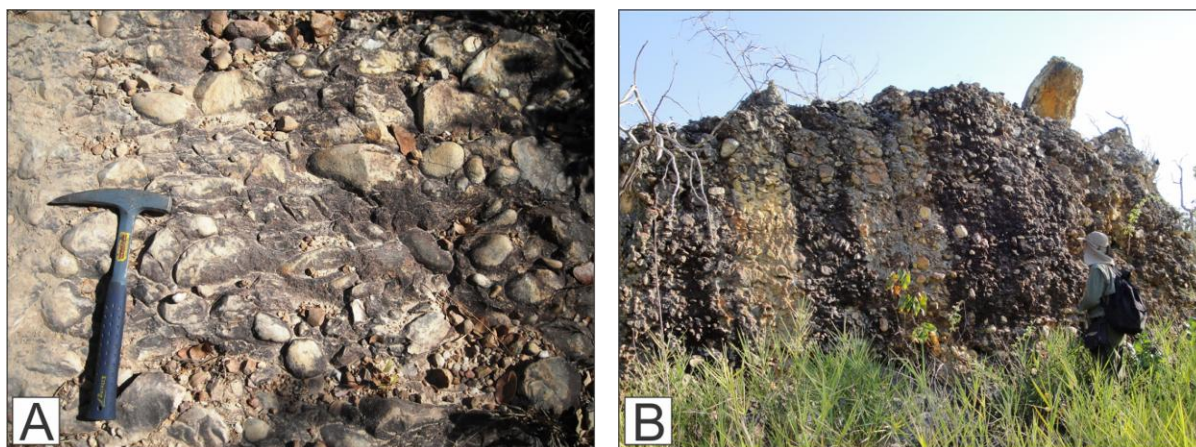
**Figura 4.13** - Fotomicrografia de grauvasca quartzosa, litofácies metagrauvasca do Membro Prata. **A)** Nicóis paralelos (FL: Fragmento Lítico); **B)** Nicóis cruzados.



**Figura 4.14** - Estrutura de corte e preenchimento na litofácies metaconglomerados matriz-suportado, Membro Prata.

**Litofácies metassiltito:** ocorre em camadas tabulares de até 02 m associadas à litofácies metarcóseos, por vezes, intercalada com ela. Essa litofácies é composta por metassiltitos de coloração branca acinzentada, rosada a arroxeadas quando alterada, com granulação argilo-

síltica, maciços a levemente foliados, localmente, com diápiros de areia de escala decimétrica, estruturas convolutas e laminação plano-paralela. Sua composição mineralógica é principalmente quartzo e muscovita, além de opacos acessórios e caulinita de alteração.



**Figura 4.15** - Litofácies metaconglomerados clasto-suportado. **A)** Lente métrica em meio aos quartzitos; **B)** Camada decamétrica, Serra das Caldas, região de Paranã/São Salvador-TO.

**Litofácies muscovita filito:** é representada por lentes de muscovita filito maciço ou laminado cinza, rosa quando alterado, que ocorrem em áreas restritas e sem continuidade lateral de até 0,5m de diâmetro e poucos centímetros de espessura. Sua composição mineralógica é constituída principalmente por quartzo e muscovita, além de uma massa branca de alteração representada por caulinita e diásporo (AlO(OH)).

#### 4.3.1.2 Sistema Depositional do Membro Prata

A associação de fácies do Membro Prata e a suas respectivas arquiteturas, somadas às características de imaturidade textural e mineralógica e à presença de estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas e tabulares e marcas onduladas, corroboram a interpretação de sedimentação em um ambiente fluvial entrelaçado do tipo *Saskatchewan Sul* e, menos frequente, do tipo *Donjek*, em rios bastante largos, com profundidade de 3 a 7 metros com grande quantidade de carga de fundo.

Em conformidade com a classificação de fácies estabelecida por Miall (1977, 1978), aperfeiçoada pelo mesmo autor em 1996, a Tabela 4.2 mostra a correspondências das litofácies descritas no Membro Prata com fácies Gmm, Gh, St, Sp, Sr, Sh, Sm, Fl e Fsm estabelecidas por Miall (1996). Esta classificação foi baseada nas semelhanças litológicas associadas com a presença de determinadas estruturas.

A litofácies metaconglomerado matriz-suportado, relacionada à fácies **Gmm** de Miall (1996), representa fluxos de detritos de alta energia que ocupam topografias pré-existentes, como canais. Segundo Boggs (1992) esses depósitos podem ocorrer intercalados a depósitos

de fluxos em lençóis ou fluxos canalizados. A litofácies metaconglomerado clasto-suportado, relacionada à fácies **Gh** de Miall (1996), constitui formas de leito longitudinais e depósitos residuais acima dos quais eram transportadas areias grossas como carga de fundo. Segundo Boggs (1992), esses depósitos podem ser interpretados como fluxos em lençol (*sheetflood*) resultantes de processos trativos subaquosos unidirecionais que preenchem o fundo de canais entrelaçados, podem também ser associados a fluxos pouco canalizados ou a produtos da migração de barras longitudinais em fluxos canalizados (*streamflow*).

**Tabela 4.2** - Correlação das litofácies do Membro Prata com as litofácies de Miall (1996).

| <b>FÁCIES</b>  | <b>LITOFÁCIES</b>                 | <b>ESTRUTURAS</b>   | <b>PROCESSO</b>  |
|----------------|-----------------------------------|---|--|
| Gmm            | Metaconglomerado Matriz-Suportado | Maciço, Gradação incipiente   | Fluxo de detritos, fluxo viscoso, alta coesão interna.                           |
| Gh             | Metaconglomerado Clasto-Suportado | Maciço; Acamamento e imbricamento incipientes                                       | Formas de leito longitudinais, depósitos residuais ( <i>lags</i> ).              |
| S<br>(t,p,r,h) | Quartzito                         | Laminação plana; Estratificações cruzadas tangenciais, acanaladas; Marcas onduladas | Dunas 3D, Dunas 2D, Regime de fluxo interior e regime de fluxo superior/crítico. |
| Sm             | Metagrauvaca                      | Laminações  | Depósitos externos ao canal ou canais abandonados ou depósitos de inundação.     |
| Fl             | Metassiltito                      | Maciço, Laminado  | Depósitos externos ao canal ou canais abandonados ou depósitos de inundação.     |
| Fsm            | Muscovita Filito                  | Maciço  | Depósitos externos ao canal ou canais abandonados.                               |

A litofácies quartzito, assim como na Formação Água Morna, apresenta diversas características que englobam as litofácies St, Sp, Sr e Sh de Miall (1996). A intensa deformação e metamorfismo impostos ao Grupo Araí, impedem a delimitação precisa dessas litofácies. Dificilmente, em escala de mapeamento, as litofácies St, Sp, Sr e Sh de Miall serão diferenciadas no que diz respeito às rochas do Membro Prata devido à obliteração de texturas e estruturas sedimentares. Diante disso, optou-se por englobar todas estas associações de fácies em uma sucessão de litofácies denominada de quartzito. Assim, a sucessão de litofácies quartzitos engloba as interpretações de depósitos sedimentares em dunas 2D, dunas 3D, com regime de fluxo inferior e superior/crítico. As grandes dunas são interpretadas como eventos episódicos de grandes inundações onde boa parte do pacote de areia é considerada depositada por processos trativos de preenchimento do canal e retrabalhamento de depósitos de preenchimento de canal, a partir de mudanças na orientação e regime de fluxo.

Os depósitos maciços estão relacionados a depósitos de diques marginais. Como grande parcela desse pacote perdeu suas feições texturais e estruturais primárias, devido à imposição do metamorfismo, parte das estruturas pode estar obliterada e levar a interpretações equivocadas, como por exemplo, entender que a maior parte do pacote é constituída de arenitos maciços, o que provavelmente não é verdade. Por isso, não foi possível uma identificação detalhada de todas as litofácies (St, Sp, Sr, Sh) e, dessa forma, pode-se afirmar que todos esses processos estão presentes no espesso pacote arenoso, porém, é complicado delimitar a ocorrência de cada um.

Semelhante à litofácies metagrauvaca da Formação Água Morna, a litofácies metagrauvaca é relacionada à fácies **Sm** de Miall (1996) é interpretada como produto de regime de fluxo superior com intensa decantação de areia em suspensão, típico de correntes de turbidez, em que a formação de laminação é suprimida, em conformidade com os experimentos de Arnott & Hand (1989 *apud* Boggs, 1992). Porém, vale ressaltar que as estruturas originais desses pacotes podem também ter sido destruídas ou mascaradas.

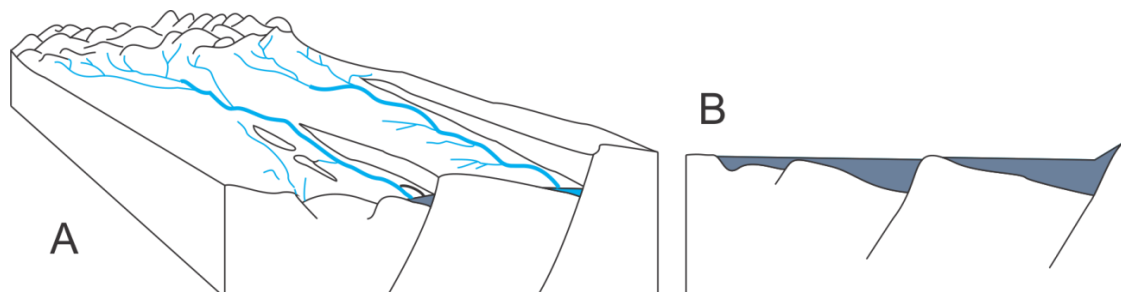
A litofácies metassilito é correlacionada com a fácies **Fl** de Miall (1996) e pode ser interpretada como produto de sedimentação em canais de baixa energia do rio, provavelmente, relacionados a períodos de estiagem quando, na ausência de processos trativos, predominavam os processos de suspensão que possibilitaram a deposição de sedimentos silto-argilosos.

A litofácies muscovita filito é relacionada com a fácies **Fsm** de Miall (1996), podendo ser interpretada como depósitos de acreção vertical, típicos de planícies de inundação que, comumente, sobrepõem os depósitos arenosos.

É importante citar que a descrição e interpretação de elementos arquiteturais definidos por Miall (1988) não foram possíveis ao nível de detalhe deste trabalho. Esses elementos, bem como as superfícies limítrofes também de Miall (1988, 1991) estão presentes no Membro Prata, porém, não foram aqui descritos e minuciosamente interpretados devido à escassez de dados neste nível de detalhe somada à dificuldade de aquisição desses, tendo em vista a presença de deformação tectônica, responsável pela anulação de texturas e diversas estruturas sedimentares.

O estudo regional deste membro mostra a complexidade dos tipos de canais e a variedade de fontes, mas também, a característica comum do desenvolvimento de um sistema fluvial com elevado espaço de acomodação da bacia sedimentar (Figura 4.14). Este fator é essencial para a acumulação de espessos pacotes fluviais que ocorreu durante o desenvolvimento da fase rifte, a qual foi responsável pela formação de todo esse espaço de acomodação controlado pelo sistema de subsidência mecânica. Na Bacia Araí, o

desenvolvimento desse sistema ocorreu sobre o embasamento da bacia (Suíte Aurumina e Formação Ticunzal), e também sobre a Formação Água Morna, previamente depositada na bacia. A relação com o Membro Mutum é complexa, ocorrendo sobre e, também, sob esse membro, indicando que o Membro Prata ocorre interdigitado com relações de contatos difíceis e confusas, características típicas do estágio rifte de uma bacia.



**Figura 4.16** - Modelo esquemático do sistema deposicional do Membro Prata, semelhante ao modelo proposto por Prosser (1993) para o estágio rifte inicial. **A)** Bloco diagrama; **B)** Perfil.

### 4.3.3 Membro Mutum

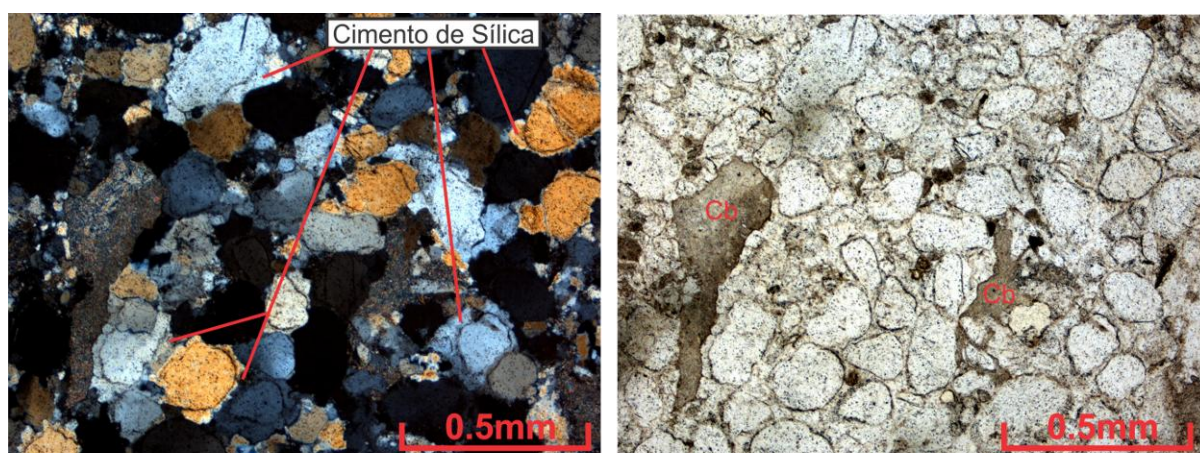
O Membro Mutum é composto por quartzitos puros que sustentam o relevo da Serra das Caldas (Figuras 1.1 e 4.2) na região de Paranã-TO, da Serra de Arraias na região de Arraias-TO (Figura 1.1), que ocorrem a leste da Serra da Boa Vista na região de Terezina de Goiás (Figura 1.1), e ainda apresentam excelentes exposições no topo da Serra do Cubículo e na Serra da Prata (Figuras 1.1 e 4.8), em Monte Alegre-GO. A área tipo foi definida nas proximidades da coordenada 8564000/186000, zona 23L, na cabeceira do Córrego Mutum, Serra das Caldas (Figura 4.2), cerca de 50 km a sul de Paranã-TO, por essa região possuir grandes áreas de exposição dessa associação de fácies. Este membro apresenta contato variado com as demais unidades, ora sobreposto ora sotoposto ao Membro Prata, com frequentes interdigitações entre si. Ocorre também sobre a discordância com o embasamento cristalino, com ou sem a presença de brechas intraformacionais. Apresenta variação de espessura e nem sempre é contínuo lateralmente, podendo alcançar até 300 m de espessura.

**Litofácies quartzito estratificado:** Quartzito puro, branco, às vezes rosado, em geral bem selecionado, com granulometria areia média, localmente areia grossa, friáveis ou silicificados. Ocorrem séries de estratificações cruzadas tangenciais, tabulares e acanaladas decimétricas a métricas (Figura 4.17), cruzadas tabulares de baixo ângulo, de pequeno porte, marcas onduladas assimétricas com crista de baixa sinuosidade, marcas onduladas simétricas de crista reta, às vezes linguóide de escala métrica com comprimento de onda de 5 cm, além de depósitos de fluxo de grãos. Petrograficamente, o quartzito raramente guarda suas feições

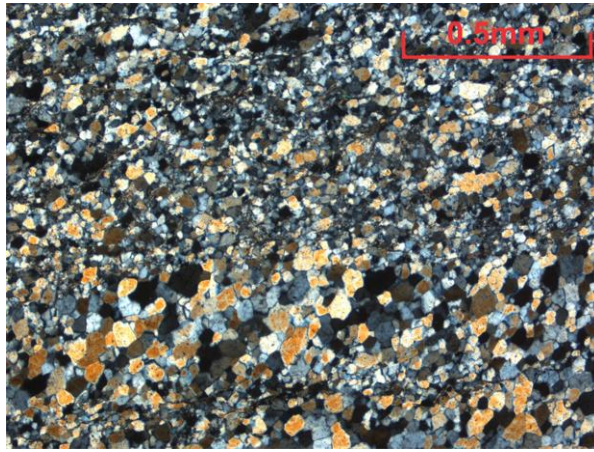
sedimentares primárias e, neste caso, apresenta contato flutuante a pontual, grãos de granulometria areia média, arredondados a subarredondados (Figura 4.18). Outras vezes, apresenta bimodalidade (Figura 4.19) com grãos de areia média arredondados e grãos de areia fina subangulosos. Zircões detriticos arredondados, magnetita e outros opacos ocorrem como minerais acessórios. Frequentemente, estas rochas apresentam contato poligonal, com textura granoblástica, típica de recristalização metamórfica. Não necessariamente juntos, ocorrem cimentos de sílica, às vezes com morfologia de mosaico fino, sobrecrecimento de quartzo e película de óxido. O protólito sedimentar é representado por um quartzito arenito.



**Figura 4.17** - Estratificação cruzada de grande porte em quartzito puro, Membro Mutum. Afloramento no córrego Água Fria, município de Monte Alegre de Goiás.



**Figura 4.18** - Fotomicrografia de quartzito puro com grãos arredondados, cimento de carbonato (Cb) e de sílica, litofácies quartzito estratificado: **A)** Nicóis cruzados; **B)** Nicóis paralelos.



**Figura 4.19** - Fotomicrografia de quartzito puro, recristalizado, com bimodalidade granulométrica remanescente, em litofácies de quartzito estratificado.

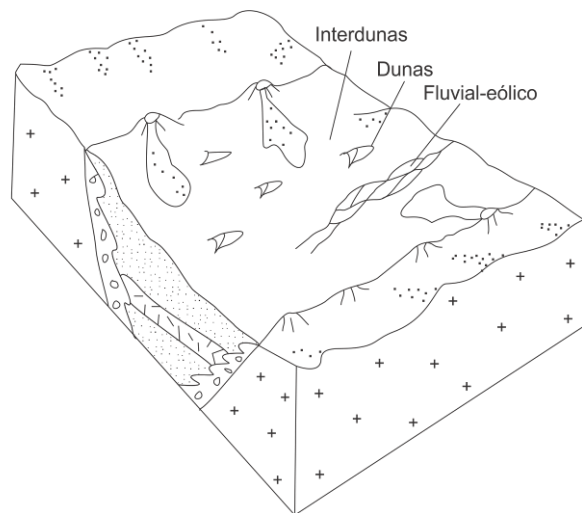
**Litofácies quartzito laminado:** composta por quartzito branco, às vezes rosado, com laminação plano-paralela e/ou cruzada de baixo ângulo, normalmente puro, bem selecionado, com granulometria areia média, por vezes com bimodalidade granulométrica, friáveis ou silicificados. Muitas vezes, ocorre em estratos tabulares de topo e base planos, mas ocorrem também marcas onduladas de crista sinuosa de escala centimétrica.

**Litofácies muscovita quartzitos:** é composta por muscovita quartzitos que ocorrem em níveis descontínuos de 02 a 03 metros de extensão, com espessura variável de até 1,0 m. Petrograficamente, esta litofácies apresenta textura grano-lepidoblástica, com alto grau de recristalização o que faz crer que as muscovitas apresentam origem metamórfica e protólito de matriz argilosa sedimentar. As muscovitas ocorrem orientadas segundo a foliação principal da rocha.

#### 4.3.3.1 Sistema Depositional do Membro Mutum

As estratificações cruzadas de grande porte e a presença de grandes pacotes com laminação interna e/ou cruzadas de baixo ângulo, somadas às características texturais de elevado grau de maturidade e a presença de bimodalidade, corroboram para a interpretação de sedimentação em um sistema deposicional eólico (Figura 4.20).

A litofácies quartzito estratificado é interpretada como depósito de dunas eólicas com estratos cruzados internos formados por diferentes processos deposicionais: trativos e gravitacionais. Os processos trativos desenvolvem as marcas onduladas e as estratificações cruzadas, enquanto os processos gravitacionais agem na face frontal da duna, formando depósitos de fluxo de grãos.



**Figura 4.20** - Modelo esquemático do sistema deposicional desértico do Membro Mutum, com a presença da contribuição de um sistema fluvial-eólico.

A litofácies quartzito laminado corresponde a depósitos interdunas com característica de lençóis de areia, onde os processos de arraste superficial, saltação e deflação predominam em área relativamente plana, formando laminação plano-paralela ou cruzada de baixo ângulo, características desse tipo de depósito.

O sistema eólico é constituído de grandes áreas planas, denominadas lençóis de areia, com a presença de poucas dunas, pois a litofácies quartzito laminado é predominante, ocorrendo por extensas áreas, enquanto a litofácies quartzito laminado ocorre localizada entre os domínios da litofácies quartzito laminado, não abrangendo extensas áreas. Porém, ressalta-se que o intenso metamorfismo e a deformação tectônica podem ser responsáveis por extinguir e/ou camuflar boa parte das estruturas da litofácies quartzito laminado, prejudicando assim a interpretação precisa da extensão e o tipo das dunas presentes nesse sistema.

A litofácies muscovita quartzito é interpretada como resultado do metamorfismo de um arenito impuro ou grauvaca que resultou na cristalização de muscovitas orientadas segundo a foliação. A presença desse material argiloso não é esperada tendo em vista a eficiência da seleção pelo transporte pelo vento. Neste caso, a presença desse material argiloso é entendida como pseudo matriz, produto do processo de infiltração mecânica de argila. Como o metamorfismo recrystalizou a argila, não é possível classificar o tipo de textura da infiltração, mas apenas afirmar que o processo de infiltração mecânica esteve presente no sistema deposicional eólico, implicando em um importante processo diagenético com a contribuição de enxurradas esporádicas durante a deposição.

Apesar de relatadas por Martins (1999) a presença de “superfícies de reativação de primeira e segunda ordem de dunas”, não foram minuciosamente descritas e interpretadas neste trabalho devido à escassez de dados neste nível de detalhe somada à dificuldade de aquisição desses, tendo em vista a presença do metamorfismo e da deformação tectônica, responsáveis pela anulação de texturas e estruturas sedimentares.



O estudo regional do Membro Mutum mostra com clareza o desenvolvimento de grandes desertos que surgiram durante a fase rifte da Bacia Araí, com o desenvolvimento de dunas e regiões inter-dunas (Figura 4.20).

Além do sistema eólico, foi instalado um sistema fluvial-eólico (Figura 4.20) com características eólicas, como por exemplo, elevada maturidade textural dos grãos, e características fluviais, como por exemplo, o desenvolvimento de fácies típicas de sistemas fluviais. Apesar de não estar devidamente mapeado e relatado, esse sistema existe na Bacia Araí e é aqui considerado como pertencente ao Membro Mutum.

#### 4.3.4 Membro Ventura

O Membro Ventura aflora em uma área restrita com pouco mais de 1 km de largura e mais de 12 km de extensão, onde sua área tipo foi definida, especificadamente, na margem do Rio Ventura, localizado à cerca de 50 km a sul de Paranã, no vale da Serra das Caldas (figuras 1.1 e 4.2) . Este membro é composto por metaconglomerados, quartzitos e intercalações métricas de metamarga e metagrauvascas (Figura 4.21).



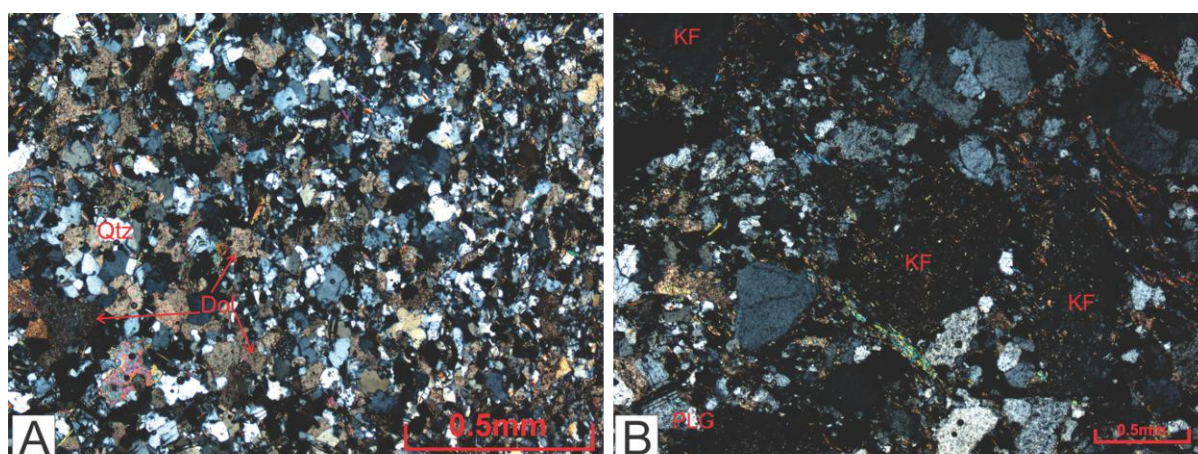
**Figura 4.21** - Afloramento no leito do Rio Ventura - área tipo do Membro Ventura, mostrando intercalações de metamargas e metagrauvascas.

**Litofácies metaconglomerado:** formada principalmente por metaconglomerados clasto-suportados, mal selecionados, compostos principalmente por clastos de quartzitos e subordinadamente de granito, de tamanho seixo a matacão, subarredondados e com baixo grau de esfericidade. A matriz é de granulometria areia média a grossa com composição quartzo feldspática. Localmente, ocorrem níveis matriz-suportados.

**Litofácies quartzito:** composta por metarcóseos e quartzitos feldspáticos, brancos, médio a grossos, dispostos em camadas decimétricas, com estratificação plano-paralela centimétrica. Localmente ocorrem níveis de conglomerado fino de mesma composição. Petrograficamente, o quartzito feldspático possui textura granoblástica com grãos de quartzo bastante recristalizados, com extinção ondulante, enquanto os grãos de feldspatos apresentam-se bastante alterados; entre os grãos de quartzo e feldspato há lamelas de muscovita, fracamente orientada segundo a foliação incipiente, produto de recristalização da matriz original da rocha.

**Litofácies metamarga:** é composta por metamargas de granulação fina e composição predominante de quartzo e dolomita. As camadas que definem o acamamento plano paralelo são centimétricas a decimétricas. Não foram visualizadas outras estruturas sedimentares. Petrograficamente, as metamargas apresentam textura granoblástica, forte recristalização dos grãos (Figura 4.22A) e são compostas por cerca de 40% de quartzo, 30% de dolomita, 15% de plagioclásio, 8% de muscovita, 5% de magnetita, 2% de biotita, além de zircão detrítico e magnetita como minerais acessórios.

**Litofácies metagrauvaca:** é composta por metagrauvaca grossa, localmente fina a média, compostas por grãos de quartzo, plagioclásio e fragmentos líticos de granito, subarredondados a subangulosos (Figura 4.22B), com matriz de mesma composição acrescida de dolomita e muscovita que é interpretada como produto de recristalização da matriz argilosa original do protólito.

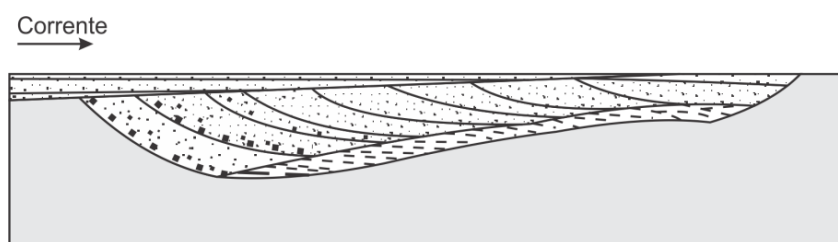


**Figura 4.22** - Fotomicrografia das diferentes litofácies do Membro Ventura. **A)** Metamarga dolomítica; **B)** Metagrauvaca com grãos de Feldspato potássico (KF) e quartzo (Qtz).

#### 4.3.4.1 Sistema Depositional do Membro Ventura

A presença de fácies com evidências de deposição subaquosa combinada ao posicionamento estratigráfico deste membro permite a interpretação de um ambiente deposicional lacustre alimentado por um sistema de leques aluviais que compõe um sistema deposicional fluvial-lacustre.

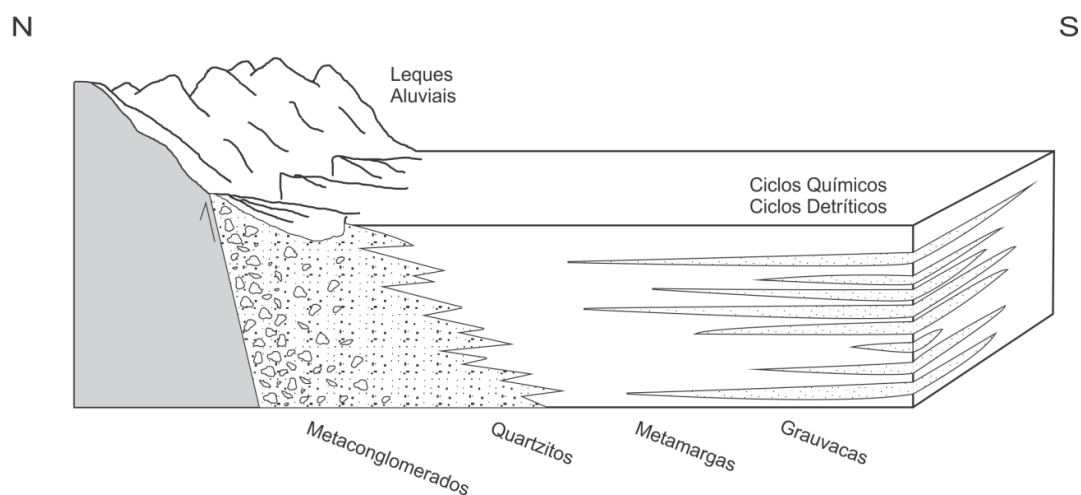
A formação do sistema lacustre do Membro Ventura está associada a falhas extensionais na crosta terrestre. Esse sistema pode ser classificado como tipo *rift-valley*, devido ao seu tamanho e estabilidade, além de possuir formato alongado e estreito. Por outro lado, esse lago é classificado como um lago clástico devido à presença de metaconglomerados, quartzitos e uma intercalação de metamargas finas com metagrauvacas grossas. Esse zoneamento ocorre em função da distribuição de energia hidráulica, iniciando-se pela zona de quebra das ondas seguida pela zona acima da base das ondas e uma zona abaixo da base das ondas. O formato do lago e a posição dos seus depósitos demonstra que o Lago Ventura era alimentado por um sistema de leques aluviais de norte para sul, enquanto as camadas de fundo compostas por metamargas finas são tipicamente lacustres, como ilustrado e descrito por Wagner (1950, *apud* Suguio, 1980) (Figura 4.21).



**Figura 4.23** - Distribuição esquemática de vários tipos de sedimentos depositados por preenchimento de um lago por progradação deltaica. Os sedimentos pelíticos horizontais do fundo da sequência exibem características nitidamente lacustres e os depósitos arenosos grosseiros do topo apresentam propriedades próprias de sedimentos fluviais. Os sedimentos arenosos com estratificações cruzadas possuem características mistas flúvio-lacustres (modificado de Wagner, 1950 *apud* Suguio, 1980).

A ciclicidade e sensibilidade do Sistema Lacustre Ventura são visualizadas pela alternância de camadas métricas de metamargas finas e metagrauvacas grossas, que apontam para um grande aporte de sedimentos terrígenos relacionado a um ambiente propício à precipitação de carbonatos. Essa ciclicidade pode ser correlacionada aos ciclos de Van Houten (1964) descritos por Olsen (1990) que formam ciclos químicos durante períodos de drenagem fechada, com taxas de evaporação relativamente alta e ciclos detríticos que se formam em períodos mais úmidos, quando houve um fluxo de *run-off* que mantém concentrações baixas de sedimentos dissolvidos, semelhante à um lago do tipo Newark (Olsen, 1990). Porém, a sucessão de conglomerados na base, arenitos e margas no topo demonstra uma progradação deltaica típica de lagos do tipo Richmond.

O Lago Ventura é classificado como um lago aberto com relevo pronunciado ao norte e arrasado ao sul. Dessa forma, ao norte, foram depositados os conglomerados relacionados a leques aluviais, enquanto progressivamente para o sul, foram depositados os arenitos feldspáticos laminados relacionados às fácies distais dos leques. No lago, durante os ciclos detríticos, havia a deposição das grauvacas média a grossas e, durante os ciclos químicos, havia a precipitação de lama com carbonato devido à elevada taxa de evaporação no período de regime hidrológico relativamente fechado. Em relação aos tipos de lagos descritos por Oslen (1990), o Membro Ventura não apresenta nenhum conjunto completo das características dos tipos de lagos descritos, na verdade, exibe características do tipo Newark e do tipo Richmond. Em síntese, o Membro Ventura constitui uma sucessão progradacional de um delta em ambiente lacustre que apresentava ciclos químicos e detríticos, como ilustra esquematicamente a Figura 4.24.



**Figura 4.24** - Bloco diagrama esquemático da formação dos depósitos sedimentares do Membro Ventura: Leques aluviais próximos e distais interdigitados lateralmente com o pacote de margas intercaladas com grauvacas.

#### 4.3.5 Membro Buracão

O Membro Buracão é composto por pequenos derrames basálticos, riolitos, riodacitos e dacitos, além de piroclásticas e brechas, distribuídos em diferentes regiões do Grupo Araí. Essa distribuição não é uniforme, ocorrendo basaltos na porção norte (região de Paranã/São Salvador-TO, Figura 4.2), sobre a Formação Mutum e, consideráveis contribuições ácidas nas regiões de Terezina de Goiás, Monte Alegre de Goiás (Figura 4.8) e Arraias-TO, com pouca contribuição básica nessas regiões. Na região do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e na região de Colinas do Sul-GO estas rochas vulcânicas não foram encontradas, uma vez que a seção continental é pouco expressiva.

O nome do membro refere-se ao amplo vale entre as serras do Cubículo e da Prata a cerca de 20 km a sul da cidade de Monte Alegre de Goiás, na cabeceira e margens do Córrego Buracão (Figura 4.8). A região desse vale representa a área com maior volume de rochas vulcânicas com ampla diversidade composicional e estrutural. Nesta área predominam amplamente a composição ácida, sendo as rochas de composição básica volumetricamente restritas, como ilustra o mapa geológico dessa região, representado na figura 4.8.

Esse membro representa o típico vulcanismo bimodal de uma bacia rifte, que se inicia com o vulcanismo ácido com pulsos posteriores de composição básica de maneira que na estratigrafia as rochas ácidas tendam a se localizar em unidades mais basais, enquanto as básicas tendem a se localizar em unidades mais superiores da porção continental do rifte. Contudo, esta tendência pode não ser sempre observada e em certas localidades podem ocorrer apenas um dos extremos composicionais.

Como explicitado no contexto geológico, Pimentel & Botelho (2001) mostraram que as rochas vulcânicas félsicas do Grupo Araí apresentam características isotópicas muito semelhantes às dos granitos tipo-A das subprovíncias do Rio Paranã e do Rio Tocantins, sendo interpretadas como produtos da re-fusão da crosta paleoproterozóica. Além de possibilitar essa interpretação, este membro é de suma importância para posicionar a Bacia Araí no tempo.

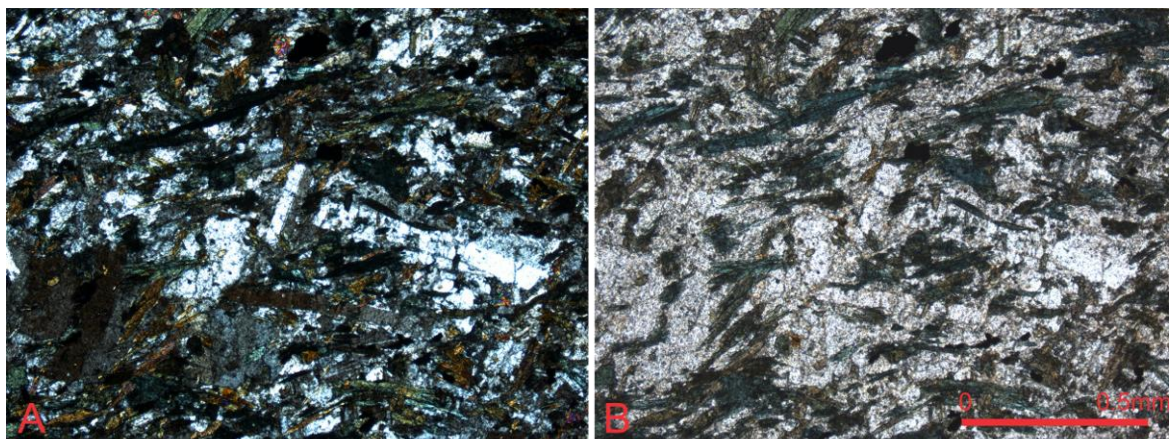
As rochas piroclásticas são marcadas por certa dificuldade em sua identificação. Em muitos casos, apesar de serem interpretadas e descritas como rochas piroclásticas, podem ser, na prática, sedimentos epiclásticos. A dificuldade de diferenciação da origem das rochas piroclásticas (se de origem vulcânica explosiva ou de origem sedimentar) é observada inclusive em depósitos cenozóicos. Neste caso os diversos autores que estudam este contexto apresentam inúmeras divergências a respeito da origem de determinadas rochas. No caso das rochas do Grupo Araí que foram submetidas a processos intempéricos, deformacionais e metamórficos superimpostos, o problema é consideravelmente ampliado.

#### **4.3.5.1 METABASALTOS**

Os basaltos ocorrem em inconformidade com as rochas do Membro Prata, na Chapada dos Negros, na região de Arraias-TO e, com as rochas do Membro Mutum, na região de Paranã/São Salvador-TO e na região a sul de Terezina de Goiás. Eles são divididos em dois tipos, B1 e B2, ambos de coloração cinza a cinza esverdeado. O basalto B1 apresenta textura afanítica, estrutura maciça, níveis contendo vesículas e amídalas, frequentemente, preenchidas por calcita, algumas vezes, por zeólitas e quartzo. Próximo ao município de Cavalcante-GO, ocorrem disjunções colunares. O basalto B2 apresenta textura fanerítica de

granulação fina a média, com fenocristais de piroxênio (Figura 4.25). Na Serra das Caldas, os derrames ocorrem associados às camadas do Membro Mutum (arenitos eólicos), constituindo um basalto maciço com bolsões de areia de diferentes formas e tamanhos. Muitas vezes, os basaltos possuem textura porfirítica com matriz fanerítica recristalizada, compostos por cristais porfiríticos de piroxênio (30-40%) de até 2.0mm, ripas de plagioclásio (30-40%), com tamanho médio de 0.2mm, aglomerados monominerálicos de clorita (até 10%), cristais de quartzo (até 10%), muscovita (5%), além de minerais acessórios como epidoto, titanita, ilmenita, magnetita e pirita dispersos na matriz.

O basalto B1 caracteriza o típico basalto de derrame com resfriamento rápido, enquanto o basalto B2 mostra um resfriamento um pouco mais lento, demonstrado pela textura. Esta textura não descaracteriza o derrame, ao contrário, representa o seu núcleo que, naturalmente, é marcado por resfriamento um pouco mais lento.

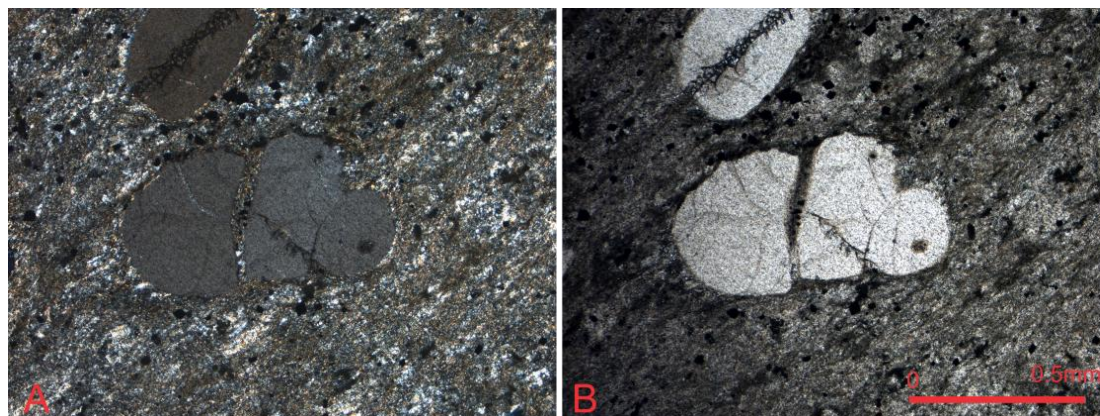


**Figura 4.25** - Fotomicrografia de Metabasalto (B2) com textura fanerítica média. A) Nicóis cruzados; B) Nicóis paralelos.

#### 4.3.5.2 METARIODACITOS

Os metariodacitos ocorrem no leito do Rio Paranã e do Córrego Areia, no município de Monte Alegre de Goiás, na Serra da Boa Vista (região de Cavalcante), em outras localidades próximas ao município de Terezina de Goiás, além das serras do Cubículo da Prata e na área Tipo (Vale do Buracão). Os metariodacitos apresentam matriz verde com fenocristais de feldspato potássico, quartzo roxo e, menos frequente, plagioclásio. Dessa forma, constituem rochas félsicas, holocristalinas, porfiríticas, com matriz afanítica de cor cinza esverdeado, às vezes recristalizada. Petrograficamente, é constituída de cristais tabulares de plagioclásio (25-30%) de até 0,5 mm, localmente com golfo de corrosão, álcali-feldspatos (5-10%), cristais de quartzo granulares e arredondados (10-15%) com tamanho médio de 0,6 mm, extinção reta a levemente ondulante, também com golfos de corrosão (Figura 4.26), além de minerais acessórios como muscovita, biotita, apatita e zircão dispersos

na matriz (30-40%) que é essencialmente composta de quartzo e feldspato com textura de fluxo. Localmente, apresenta amígdalas e vesículas preenchidas por carbonato ou quartzo e epidoto. Análises de química mineral mostram elevada quantidade de inclusões de hematita no quartzo, responsáveis pela coloração avermelhada do mineral. Outra característica peculiar e importante dessa rocha é o elevado magnetismo que possui, o que representa para rochas vulcânica ácidas, elevada fugacidade de oxigênio.



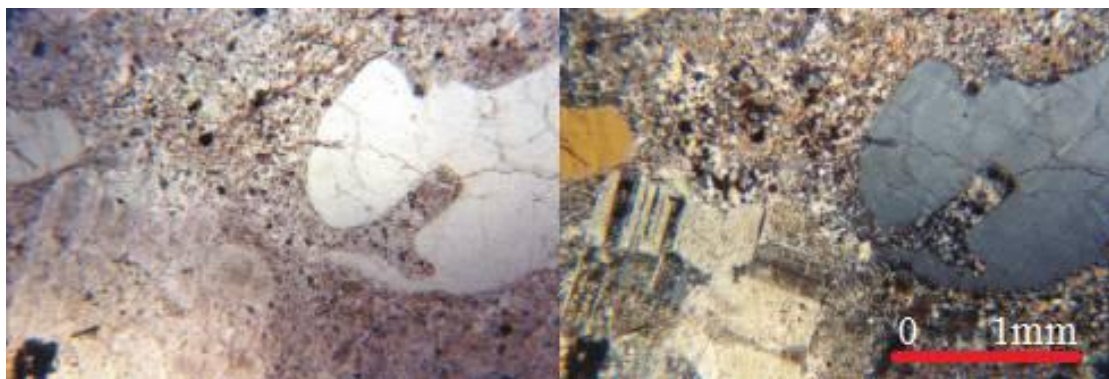
**Figura 4.26** - Fotomicrografia de metariodacito. Grão de quartzo com golfo de corrosão em meio a matriz quartzo-feldspática fina. A) Nicóis paralelos. B) Nicóis cruzados.

#### 4.3.5.3 METADACITOS

Os metadacitos ocorrem em diversas regiões dos municípios de Terezina de Goiás, Monte Alegre de Goiás e Arraias-TO. São rochas félsicas, holocristalinas, faneríticas com matriz afanítica, em geral de cor cinza esverdeado, às vezes roxa esverdeada. Petrograficamente, são constituídas por cristais granulares de quartzo (10-15%), fraturados ou não, de até 0,6 mm com extinção reta a levemente ondulante, com golfos de corrosão típicos, cristais tabulares de plagioclásio (5-10%) de até 1cm, cristais de álcali-feldspatos (5-10%) subédricos de 1,0 mm até 01 cm, cristais euédricos de opacos com tamanho médio de 0,15mm (2-5%); matriz composta por quartzo, feldspato e epidoto; e minerais acessórios como zircão, opacos, carbonato e apatita.

#### 4.3.5.4 METARIOLITOS

Os riolitos ocorrem em diversas regiões dos municípios de Terezina de Goiás, Monte Alegre de Goiás e Arraias-TO. São rochas félsicas, holocristalinas, faneríticas com matriz afanítica, em geral de cor cinza esverdeado, às vezes roxa esverdeada. Petrograficamente, é constituída de cristais granulares de quartzo (10-15%), fraturados ou não, de até 0,6mm com extinção reta a levemente ondulante, com típicos golfos de corrosão (Figura 4.27), cristais de álcali-feldspatos (10-15%) subédricos de 1,0mm até 1cm, cristais euédricos de opacos com tamanho médio de 0,15mm (2-5%), além da matriz composta por quartzo, feldspato e epidoto, e minerais acessórios como zircão, opacos, carbonato e apatita.



**Figura 4.27** - Fotomicrografia de riolito. Cristal de quartzo com golfo de corrosão; cristal de plagioclásio alterado. **A)** Nicóis paralelos. **B)** Nicóis cruzados.

#### 4.3.5.5 METAPIROCLÁSTICAS

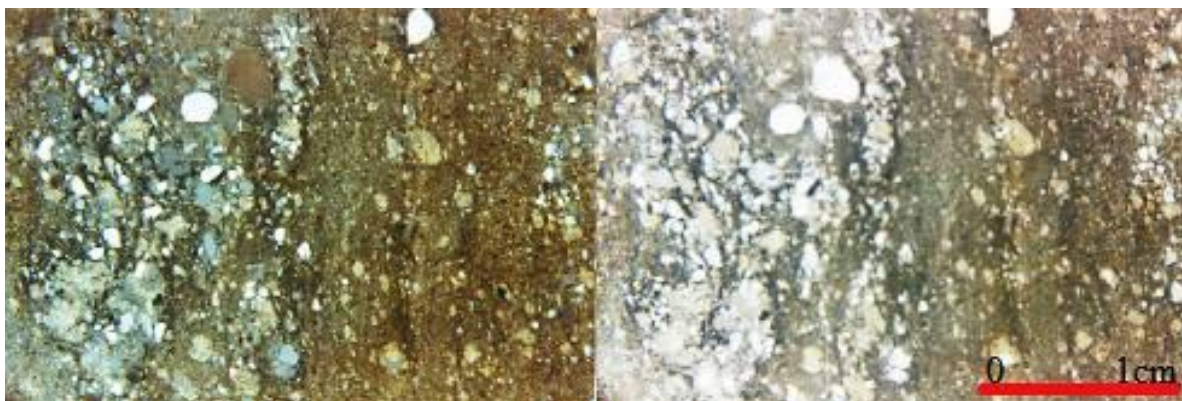
As rochas metapiroclásticas, assim como as demais rochas do Grupo Araí, foram sujeitas a processos metamórficos e deformacionais que provocaram a obliteração, quase total, de feições macro e microscópicas diagnósticas dos diferentes tipos de depósitos, limitando a sua classificação em função da composição, como é descrito a seguir.

As metapiroclásticas apresentam textura porfirítica, localmente com microtextura de fluxo. São compostas mineralogicamente por quartzo granular com tamanho médio de 0,5mm (20-25%) com ou sem golfo de corrosão, frequentemente fraturados e com extinção reta a levemente ondulante; cristais de feldspato (plagioclásio e feldspato potássico) subédricos (20-30%) com tamanho médio de 1,5mm, com golfos de corrosão; cristais granulares a subédricos de ilmenita com bordas de leucoxênio (0-5%); matriz (50-60%) afanítica microcristalina, recristalizada com formação de sombras de pressão, composta por quartzo, clorita, opacos e sericita. Essas rochas representam depósitos piroclásticos de composição dacítica, riódacítica e riolítica.

Algumas feições como percolação de fluido podem indicar que determinados depósitos constituem depósitos ignibríticos, porém, essas feições podem representar uma forte alteração da textura eutaxítica. Dessa forma, são necessários estudos específicos para detalhar esse tema.

Nas proximidades do município de Cavalcante-GO, ocorrem rochas piroclásticas de composição riolítica com acamamento gradacional e estratificação plano-paralela mesoscópica e microscópica (Figura 4.28). Essas feições sugerem que a origem dessas rochas são depósitos de surge.





**Figura 4.28** - Fotomicrografia de depósito de surge riolítico com acamamento gradacional.

Mesmo com as descrições e considerações aqui apresentadas acerca das rochas vulcânicas ácidas, básicas e das piroclásticas do Grupo Araí, ressalta-se a importância e a necessidade de um estudo específico e aprofundado de cada um dos corpos vulcânicos e dos depósitos piroclásticos visando a melhor caracterização da rocha, além da determinação dos processos que as originaram.

#### **4.4 FORMAÇÃO CALDAS**

A Formação Caldas representa a sequência deposicional transicional do Grupo Araí, subdividida em dois membros: membro inferior e membro superior. Foi assim denominada devido à ampla exposição destes dois membros na borda oeste da Serra das Caldas, na região de Paranã - São Salvador-TO (Figuras 1.1 e 4.2). Desta forma, a sua área tipo foi definida no perfil na Serra das Caldas, passando pela confluência do córrego da Prata com o rio Boa Ventura, na altura da coordenada norte 8.568.000 entre as coordenadas meridianas 824.910 e 825.800 (Zona 22L, Datum Sirgas 2000).

O contato desta formação com a Formação Arraias é marcado por uma discordância erosiva, ao passo que, o contato entre os membros inferior e superior é transicional. Algumas vezes não há exposições dessa formação no contato entre a Formação Arraias e Traíras, pois a Formação Caldas não é contínua em toda a sequência do Grupo Araí, apresentando variações laterais e de espessura, podendo alcançar até 200 m.

##### **4.4.1 Membro Inferior**

O membro inferior aflora em regiões restritas do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (PNCV), em regiões próximas ao município de Colinas do Sul-GO e na borda oeste da Serra das Caldas, onde sua área tipo foi definida conforme orientação supracitada. Esse membro é composto por intercalações métricas a decamétricas de quartzitos com metaconglomerados clasto-suportados na base. Subordinariamente, ocorrem metagrauvascas e

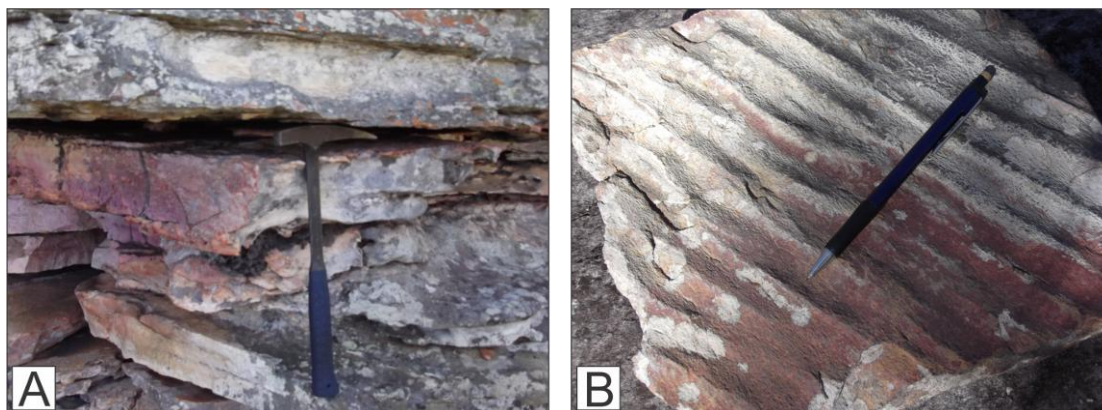
metarcóseos em áreas restritas. Na área tipo o Membro Inferior pode alcançar espessuras de até 300 m.

**Litofácies metaconglomerado:** composta por metaconglomerados clasto-suportados constituídos por clastos de quartzo e principalmente quartzitos, em geral, bem arredondados, com baixo grau de esfericidade, mal selecionados, com clastos de 02 a 20 cm, predominando os de 15 a 20 cm (Figura 4.29), localmente ocorrem estruturas de corte e preenchimento. A matriz é restrita, correspondendo a cerca de 10-15% da rocha, sendo composta por areia média a grossa de composição quartzosa com pouca contribuição micácea. Essa litofácies apresenta amplas exposições na porção oeste da Serra das Caldas, localizada na região de Paranã/São Salvador-TO, além de exposições restritas em porções do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.



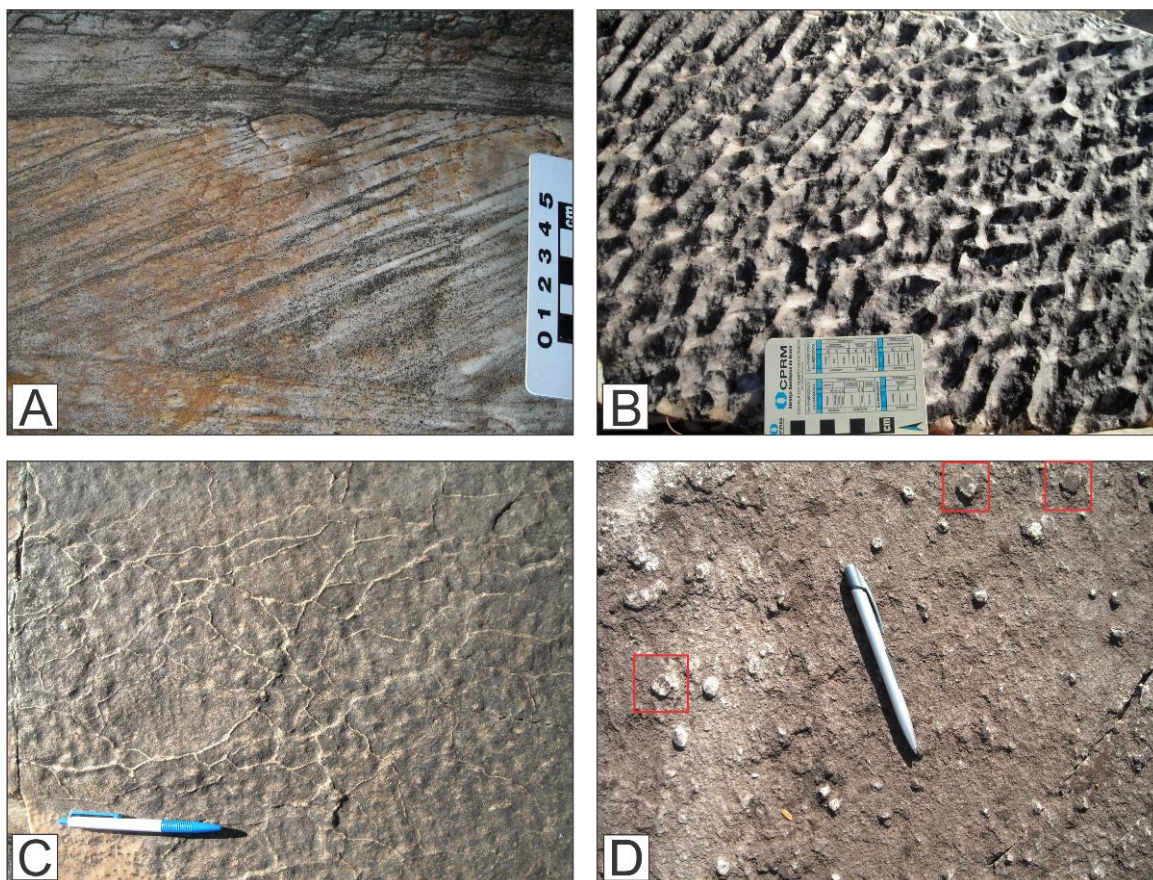
**Figura 4.29** - Metaconglomerado clasto-suportado mal selecionado. Afloramento na Serra das Caldas, município de São Salvador-TO.

**Litofácies quartzito :** comumente, ocorre sobreposta à litofácies metaconglomerados, na região de Paranã/São Salvador-TO. É composta por uma sequência de quartzitos brancos, puros, com granulação fina a média, frequentemente silicificados, localmente muscovíticos, com laminação e acamamento plano-paralelo (Figura 4.30A), além de séries de estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo de até 40 cm e marcas onduladas (Figura 4.30B). Localmente, em meio ao pacote de quartzitos ocorrem metagrauvacas e metarcóseos branco acinzentados de granulação média, em áreas restritas.



**Figura 4.30** - Litofácies quartzito. **A)** Acamamento e laminação plano-paralela. **B)** Marcas onduladas assimétricas de crista reta.

**Sucessão quartzito fino e lâminas pelíticas:** são pacotes métricos de quartzito fino, branco, silicificado, internamente laminado, com estratificações cruzadas tabulares com *sets* de 10 a 20 cm (Figura 4.31A), marcas onduladas assimétricas de crista sinuosa de escala centimétrica (Figura 4.31B), além de finas lâminas a delgadas camadas centimétricas de material pelítico com gretas de contração (Figura 4.31C) e pseudomorfos de cubos de sais (Figuras 4.31D). Esta litofácies tem ocorrência restrita, nas proximidades do município de Colinas do Sul-GO, no leito de um córrego, próximo às coordenadas 814426E e 8433882N, 22L.



**Figura 4.31** - Litofácies quartzito fino. **A)** Estratificação cruzada tabular; **B)** Marcas onduladas assimétricas; **C)** Moldes silicificados de gretas de contração; **D)** Pseudo-morfos de cubos de sais, destaque para os moldes melhor preservados.

#### 4.4.2 Membro Superior

O membro superior aflora em regiões restritas do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, apresenta boas exposições na Serra do Ticunzal, no município de Cavalcante-GO e na borda oeste da Serra das Caldas, onde sua área tipo foi definida conforme orientação supracitada. Esse membro é composto por intercalações métricas a decamétricas de quartzitos puros com metapelitos, localmente, apresenta ocorrência de metarcóseos. Ocorre em contato normal com o Membro Inferior e possui espessura da ordem de 400 m.

**Sucessão psmamo-pelítica:** composta pela intercalação decimétrica a decamétrica regular de litofácies psamítica com uma litofácies pelítica (Figura 4.32). A litofácies psamítica é composta por quartzitos brancos, puros, com granulação fina a média, frequentemente silicificados, com acamamento plano-paralelo decimétrico e algumas séries de estratificações cruzadas tabulares centimétricas. A litofácies pelítica é representada por camadas centimétricas a decimétricas de metapelitos, bege a cinza esverdeados, representados por metassiltitos, filitos ou xistos finos, a depender do grau metamórfico.



**Figura 4.32** - Litofácies psamo-pelítica, intercalação decimétrica de quartzitos puros com delgadas camadas xistosas. Afloramento na Serra do Ticunzal, município de Cavalcante-GO.

**Sucessão psamo-psefítica:** composta pela intercalação decimétrica de litofácies psamíticas com uma litofácies psefíticas. A litofácies psamítica é composta por quartzitos brancos, puros, com granulação fina a média, frequentemente silicificados, com acamamento plano-paralelo decimétrico e séries de estratificações cruzadas tabulares centimétricas (Figura 4.33). A litofácies psefítica apresenta ocorrência restrita, em camadas de até 20 cm em meio ao pacote de quartzitos, e é representada por metaconglomerados finos, com clastos de quartzo e quartzitos de até 04 mm (Figura 4.33).

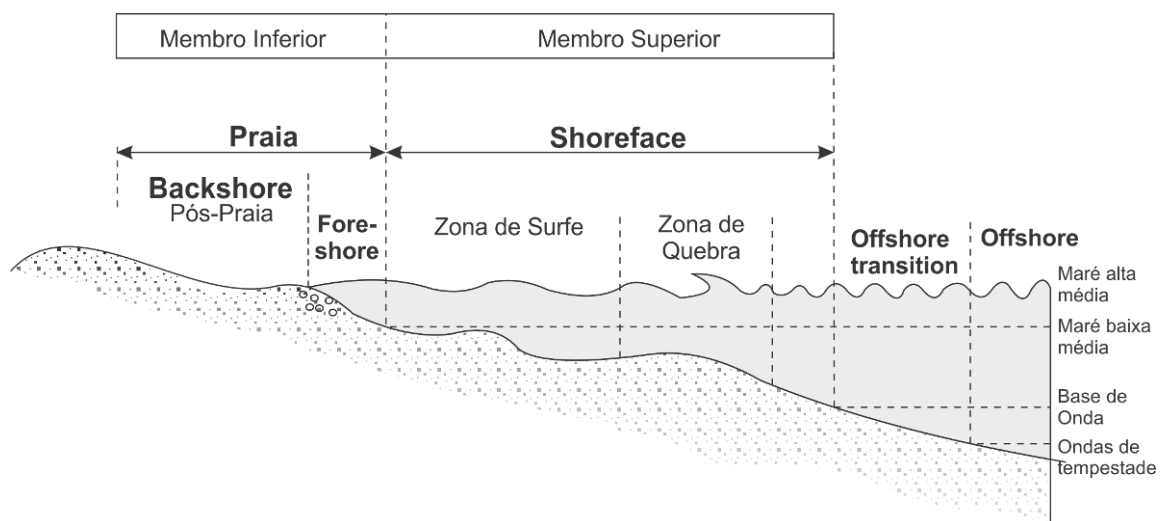


**Figura 4.33** – Sucessão psamo-psefítica, representada por intercalação centimétrica de metaconglomerado fino com quartzito puro com estratificação cruzada tabular. Afloramento na Serra das Caldas, localizada na região de Paranã/São Salvador-TO (Marques, 2009).

**Litofácies metarcóseo:** esta litofácies é constituída por metarcóseos brancos acinzentados, em geral, com granulação média, frequentemente, laminados, que ocorrem em áreas restritas em meio às litofácies supracitadas.

#### 4.4.3 Sistema deposicional da Formação Caldas

A associação das litofácies da Formação Caldas em conjunto com as estruturas sedimentares presentes corroboram a interpretação de um sistema deposicional de praia subdividido em membro inferior que representa a zona de praia (*backshore* e *foreshore*) e o membro superior que representa zona de *shoreface*, como esquematizado na figura 4.34.



**Figura 4.34** - Seção transversal generalizada do perfil de praia, *shoreface* até seu limite com *offshore*, definindo o sistema deposicional dos membros inferior e superior da Formação Caldas (modificada de Boggs, 2006).

#### 4.4.3.1 Sistema deposicional do Membro Inferior

As litofácies quartzito e a metaconglomerados representam os depósitos de *foreshore*, podendo também alcançar partes de depósitos de *backshore*, com limites indefinidos, devido à escassez de dados nesse grau de detalhamento. As estratificações plano-paralelas mostram a ação de fluxo e refluxo da zona de espriamento de onda (*wave swash*), e o truncamento de baixo ângulo demonstra ajustes da praia a mudanças no regime de ondas ou no fornecimento de sedimentos, como sugerido por Galloway & Hobday (1996).

Os depósitos de *foreshore* foram formados em um sistema de praia com tendência refletiva, no qual a quebra das ondas se dava próximo à face da praia, possibilitando a formação de metaconglomerados na base, nas cúspides.

A sucessão quartzito fino com lâminas pelíticas representa a fácies de praia depositada no *backshore*, onde a maior parte do tempo os sedimentos permanecem subaéreos e, eventualmente são atingido por águas advindas de eventos de tempestade do mar ou por marés de sizígia. Assim, são formados quartzitos bem selecionados e límpidos com estratificações cruzadas tabulares e laminação plano-paralela como estrutura sedimentar dominante. Quando esporadicamente o ambiente é submerso, sedimentos finos são trazidos e, posteriormente, o ambiente é novamente exposto, permanecendo em condições subaéreas, fato demonstrado pela presença de gretas de contração e os pseudomorfos de cubos de sais.

#### 4.4.3.2 Sistema deposicional do Membro Superior

O membro superior representa diferentes depósitos de *shoreface*, os quais foram depositados em um ambiente dominado por ondas e marés. Apesar dos limites das zonas superior, intermediária e inferior não serem nitidamente definidos, pode-se observar depósitos mais grossos constituídos de quartzitos e metaconglomerados finos com laminação plano-paralela, formadas por fluxo e refluxo, como representantes da zona superior. Por outro lado, a sequência pelítica representa a zona inferior onde são depositados sedimentos em condições de relativa baixa energia, com estratificações cruzadas de pequena escala e laminação plano-paralela.

### 4.5 FORMAÇÃO TRAIÍRAS

A Formação Traíras, assim denominada em referência à localidade homônima situada no sul do estado do Tocantins, representa a sequência marinha do Grupo Araí, com considerável e homogêna distribuição lateral, com espessuras da ordem de 300 a 400 m. Essa formação é subdividida, da base para o topo nos membros: Boqueirão, Rio Preto e Rosário. O **Membro Boqueirão** é composto por sedimentos pelíticos com restrita contribuição de

psamitos e carbonatos que correspondem a metassiltitos, calcixistos, filitos carbonosos, quartzitos e mármore depositados em uma plataforma mista com regiões de mar restrito. O **Membro Rio Preto** é constituído essencialmente por psamitos, que resultam em um espesso pacote de quartzitos depositados em ambiente plataformar siliciclástico dominado por marés. O **Membro Rosário** é representado por psamitos, pelitos e carbonatos que resultam em um conjunto heterogêneo de quartzitos, metassiltitos, filitos e grandes lentes de mármore intercalados, depositados em um ambiente de plataforma mista dominada por marés e com influência de tempestades.

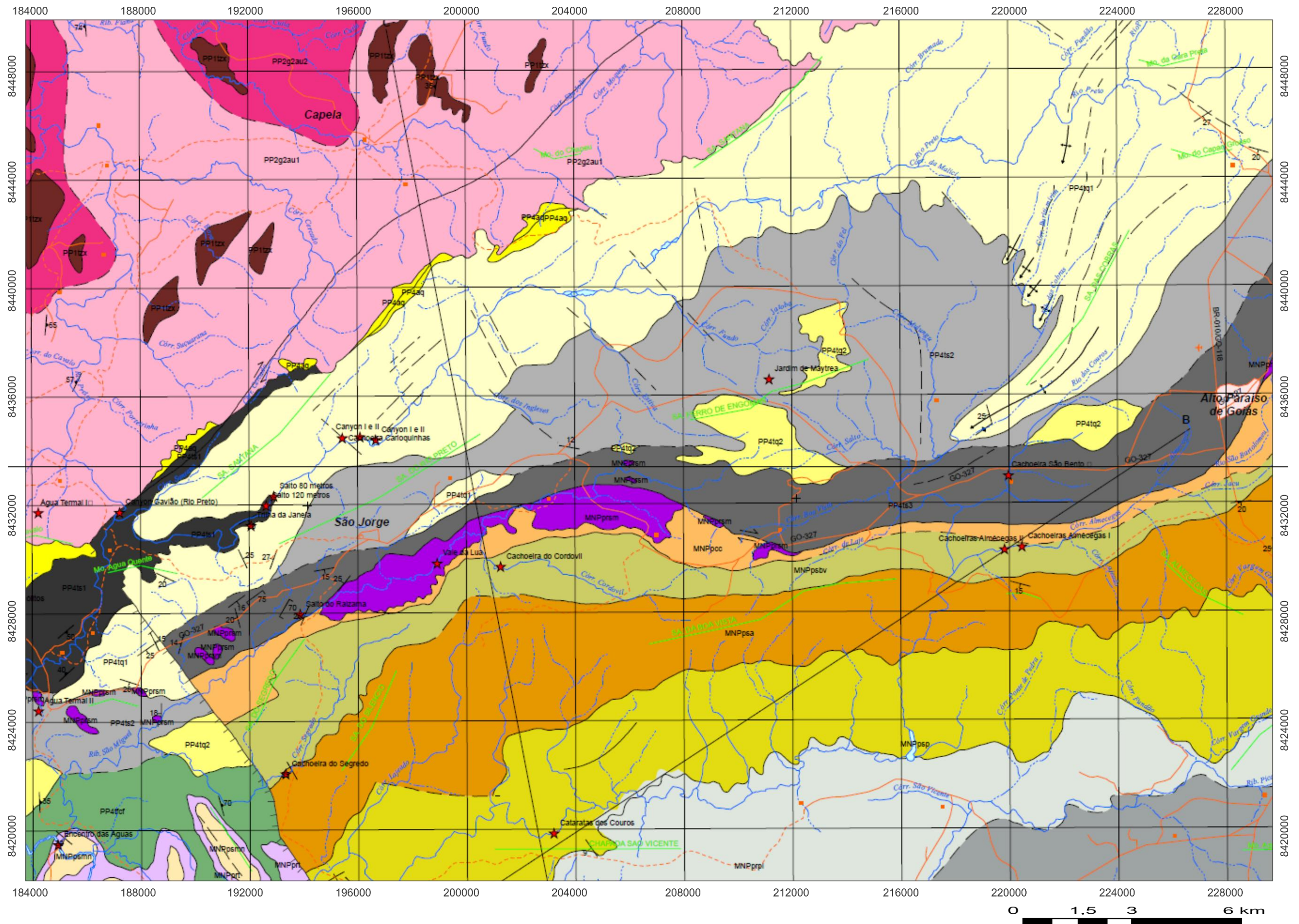
#### 4.5.1 Membro Boqueirão

O Membro Boqueirão é composto por siltitos calcíferos interdigitados com quartzitos que, por sua vez, são intercalados com material carbonoso, além de uma unidade superior composta por quartzitos e filitos com lentes de mármore. Esse conjunto de rochas apresenta intensa interdigitação lateral, de maneira que os pelitos carbonosos podem apresentar, localmente, contato discordante em relação ao restante do conjunto (figura 4.2), localmente, ultrapassa os limites das unidades anteriores e ocorre em inconformidade sobre o embasamento.

Na região de Paranã/São Salvador-TO, esse membro é bem desenvolvido, apresentando grandes extensões das variedades litológicas supracitadas, as quais estão bem expostas na Serra do Boqueirão - que lhe confere o nome - perfazendo uma espessura de cerca de 300 m (Figura 4.2).

Ao contrário do que ocorre no estado do Tocantins, esse membro é relativamente monótono em Goiás, onde ocorre em trechos da rodovia que liga as cidades de Alto Paraíso de Goiás a Colinas do Sul (Figura 4.35), na maior parte do relevo arrasado da região do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, além de amplas áreas na região de Cavalcante-GO. Neste contexto, o Membro Boqueirão é constituído de metassiltito cinza com alguns níveis de mármore com espessuras de 30 a 100 m, além de porções restritas de metassiltitos e filitos carbonosos sem grande expressão lateral e com restrita espessura.

**Sucessão pelito-carbonatada:** constitui um pacote de metassiltitos calcíferos, filitos e calcixistos laminados (Figura 4.36), compostos por quartzo, fengita e clorita. Nesse pacote, ocorrem lentes restritas de quartzito laminado de espessura métrica. Na região do PNCV, onde o metamorfismo é menos intenso, ocorrem níveis de cristais milimétricos rosados de Rodocrosita ( $MnCO_3$ ), além de bolsões de clorita recristalizada.



**Figura 4.35** - Mapa geológico da região de Alto Paraíso do Goiás, incluindo uma porção do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros. (Fonte: recorte da carta Alto Paraíso, inédito).



## Meso/Neoproterozóico (MNP)

### Grupo Paranoá

#### Formação Ribeirão Picarrão

- MNPprpm** Metassiltitos em camadas de imétricas laminadas ou maciças.
- MNPprpi** Metassiltitos verdes a rosados com ocasionais camadas de quartzitos e pequenas lentes de mármore cinza, fino e laminado.
- MNOosa** Formação Serra Almécegas: Metarritmito com intercalações de quartzitos micáceos e metassiltitos laminados. Raras marcas onduladas e gretas de contração são observadas.
- MNPpsbv** Formação Serra da Boa Vista: Quartzito fino a médio, estratificado laminado, com marcas onduladas e "wavy linsen".
- MNPpcc** Formação córrego do cordovil: metarritmito laminado/estratificado com marcas onduladas, gretas de contração e pseudomorfos de sais.
- MNPpsm** Formação São Miguel: Conglomerado matriz-suportado, maciço com clastos de quartzito, metassiltito, mármore e metarcóseo.

## Paleo/Mesoproterozóico (PP)

### Grupo Arai

#### Formação Traíras

##### Membro Rosário

- Pp4tfcf** Clorita fengita filito, calcifilito com foliação proeminente de baixo ângulo de mergulho. Localmente rico em magnetita euhédrica.
- Pp4ts3** Metassiltito com coloração variável de cinza claro a rosado com lentes de mármore e metamargas intercaladas.
- Pp4tq2** Quartzito micáceo estratificado/laminado com intercalações de metassiltito.
- Pp4s2** Metassiltito argiloso, cinza rosado a esbranquiçado, com raras intercalações de quartzitos (tempestitos).

##### Membro Rio Preto

- Pp4tq1** Quartzitos grosso a médio, maduro, rico em estratificações cruzadas tabulares, reviradas e do tipo espinha de peixe.

##### Membro Boqueirão

- Pp4ts1** Metassiltito laminado, localmente calcífero, com raras camadas de quartzitos finos intercaladas.

#### Formação Água Morna

- Pp4aq** Metarcóseos imaturos, grossos, silicificados ou friáveis, com níveis de metaconglomerado fino imaturos e impuros.

## Paleoproterozóico (PP)

### Suíte Aurumina

- Ppy2au2** Leucogranito (máximo de 5% de biotita), granodiorito comumente com bandamento gnáissico.
- Ppy2au1** Biotita granito, com fácies porfíricas, gnaisses de composição granítica, augens gnaisses e localmente feições migmatíticas.

#### Formação Ticunzal

- Pp1tza** Biotita-clorita-muscovita xisto com presença local de grafita. Paragnaisses finos ocorrem subordinadamente.



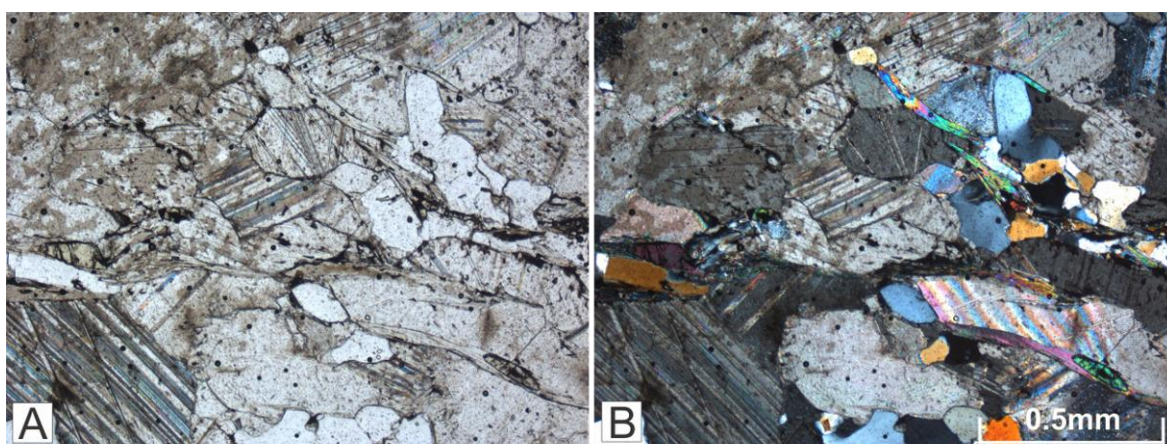
**Figura 4.36** - Calcixisto laminado em meio ao domínio de filitos, Serra do Boqueirão na região de Paranã/São Salvador-TO.

**Sucessão quartzito-carbonoso:** composta por intercalações de litofácies de quartzitos e litofácies de material carbonoso argiloso. Essa intercalação ocorre em diferentes escalas (centimétrica a decamétrica) (Figura 4.37) e proporções, localmente com o predomínio de quartzitos, mas muitas vezes, com a predominância do material carbonoso. Os quartzitos são acinzentados com acamamento centimétrico a métrico, de granulação fina a média e com lâminas milimétricas de material carbonoso. O material pelítico carbonoso é representado por filitos e xistos carbonosos micáceos, de granulação fina a muito fina, com muscovita orientada e raras lamelas de biotita.



**Figura 4.37** - Sucessão quartzito-carbonoso, intercalação de camadas métricas de quartzito com xisto carbonoso. Afloramento na rodovia TO-387 que interliga Paranã-TO a São Salvador-TO.

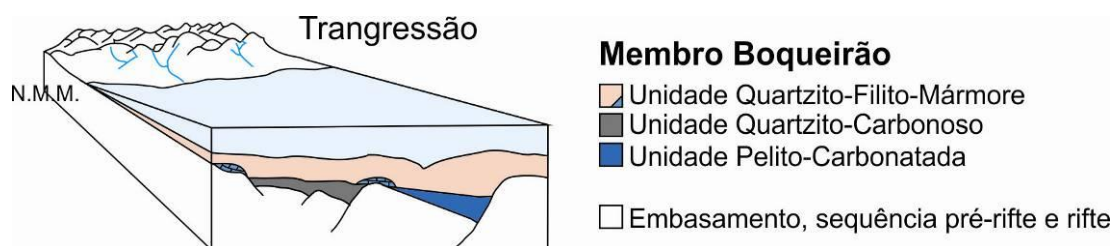
**Sucessão quartzito-filito-mármore:** composta por intercalações de litofácies quartzito e litofácies filito em diferentes escalas e proporções, além de lentes de mármore (Figura 4.38). Na região de Paranã-São Salvador-TO (figura 4.2), a porção norte é predominantemente arenosa enquanto a porção sul é progressivamente mais pelítica. Os quartzitos são brancos a róseos, médios a grossos, frequentemente, muito silicificados e, em sua maioria, puros, mas localmente com a presença de biotitas, muscovitas e magnetitas. Os filitos são amarelos, às vezes, cinzas, compostos essencialmente por quartzo e muscovita, além de magnetitas localizadas em proporções variáveis. Os mármore são bege rosados, de composição carbonática, muitas vezes, impuros e bandados, com algumas ou muitas segregações de sílica.



**Figura 4.38** - Fotomicrografia de mármore calcítico impuro. A) nicóis paralelos; B) nicóis cruzados.

#### 4.5.1.1 Sistema Depositional do Membro Boqueirão

A associação de fácies do Membro Boqueirão possibilita a interpretação da presença de sedimentação marinha rasa, em um ambiente de plataforma mista com a presença de áreas restritas (Figura 4.39).



**Figura 4.39** - Figura esquemática do modelo deposicional do Membro Boqueirão, em uma plataforma mista.

A sucessão pelito-carbonatada representa o primeiro afogamento da bacia, constituindo uma plataforma siliciclástica dominante, com relevo bastante heterogêneo devido às elevações do substrato, em consequência da fase rifte. Essas elevações propiciaram a deposição de lentes métricas a decamétricas de material carbonático, em geral, associadas aos altos paleogeográficos.

O material carbonoso que ocorre intercalado aos quartzitos do Membro Boqueirão demonstra a presença de locais calmos e restritos no ambiente deposicional, cujo aspecto dominante proporcionou condições redutoras o suficiente para a preservação de matéria orgânica. A alternância desse material carbonoso com materiais arenosos em maior ou menor proporção demonstra mudanças repentinas da energia no ambiente deposicional, as quais não obedecem a um padrão específico de ciclicidade, portanto, estando relacionados a variações de energia no ambiente, por meio do aumento ou diminuição do aporte sedimentar, além de restritas variações no nível do mar.

A sucessão quartzito-filito-mármore constitui deposição em plataforma mista complexa cujos processos sedimentares foram diferenciados de norte para sul de maneira que a proporção de filitos aumenta para o sul e a de quartzitos aumenta para o norte. Esses depósitos psamo-pelíticos são formados por processos suspensivos e trativos, incluindo forças de ventos paralelos à linha de costa (efeito coriolis) e gradientes de pressão (efeito geostrófico). Os processos de sedimentação são episódicos, inicialmente predominando a deposição essencialmente pelítica em ambiente de baixa energia e, posteriormente, em resposta a grandes eventos de tempestades, passa a ocorrer a deposição de material arenoso por meio de processos trativos associados à suspensão. A predominância do material arenoso ao norte da bacia (no Tocantins) é interpretada como resultante de um local mais raso da bacia sedimentar, onde predominavam processos trativos em um possível ambiente de praia. No estado de Goiás, a fração arenosa é restrita a pequenas lentes em meio ao pacote pelítico. As lentes de mármore impuro ocorrem, principalmente, na base desta unidade e estão relacionadas à precipitação de carbonatos em altos paleogeográficos ou em regiões de restrita deposição de terrígenos próximas a estas elevações.

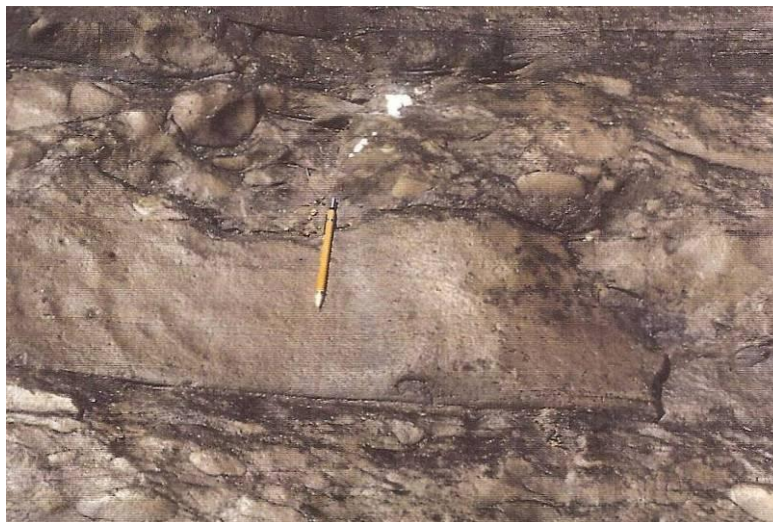
#### **4.5.2 Membro Rio Preto**

O Membro Rio Preto é composto principalmente por quartzitos puros médios, bem selecionados que, frequentemente, apresentam horizontes de níveis grossos a muito grossos. Subsidiariamente, ocorrem metaconglomerados, além de delgados horizontes de metassiltitos em meio ao pacote de quartzito.

Esse membro ocorre concordantemente sobreposto ao Membro Boqueirão, aflorando na Serra do Rio Preto - que lhe concede o nome, na região do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros – PNCV (Figura 4.35). Além disso, o membro compõe a unidade mais representativa na área do PNCV, com boas exposições na porção sul da Serra de Santana, na Cachoeira do Abismo, na Cachoeira de Oitenta Metros, no Carrossel, e na Pedreira, constituindo mais de 200 m de espessura nessas áreas e na região de Cavalcante.

No sul do estado de Tocantins, na porção oeste da Serra do Boqueirão, há uma considerável diminuição da espessura e distribuição lateral desta unidade (Figura 4.2).

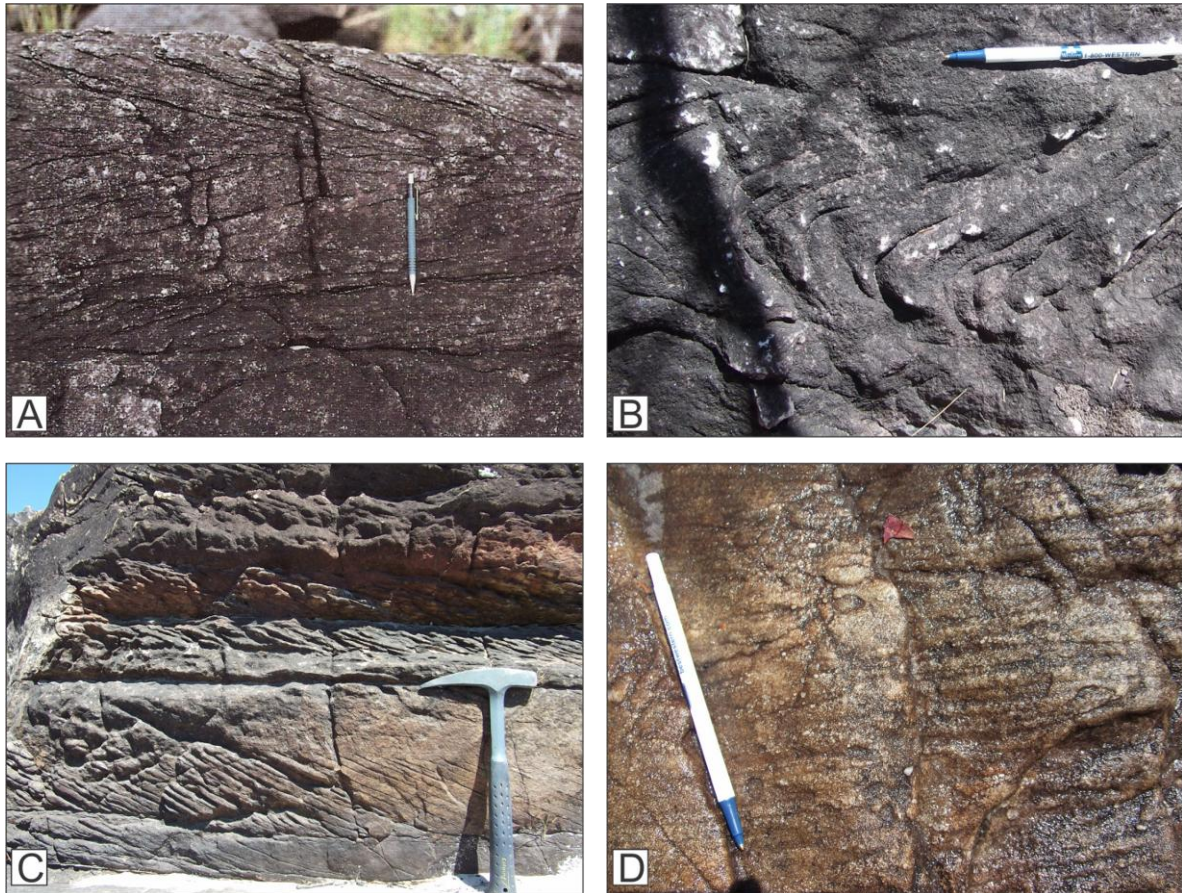
**Litofácies conglomerado:** constituída de metaconglomerados monomíticos, mal selecionados, com matriz quartzo-arenosa de granulometria média a grossa (Figura 4.40). Ocorre em estratos tabulares com espessura que varia de 10 cm a 01 m, com base plana e topo erosivo ou ondulado. Os clastos são exclusivamente de quartzitos, bem arredondados, com grau de esfericidade moderado e tamanho variando de 05 a 30 cm.



**Figura 4.40** - Metaconglomerado clasto-suportado intercalado com quartzito laminado, afloramento no Córrego do Roncador (Martins, 1999).

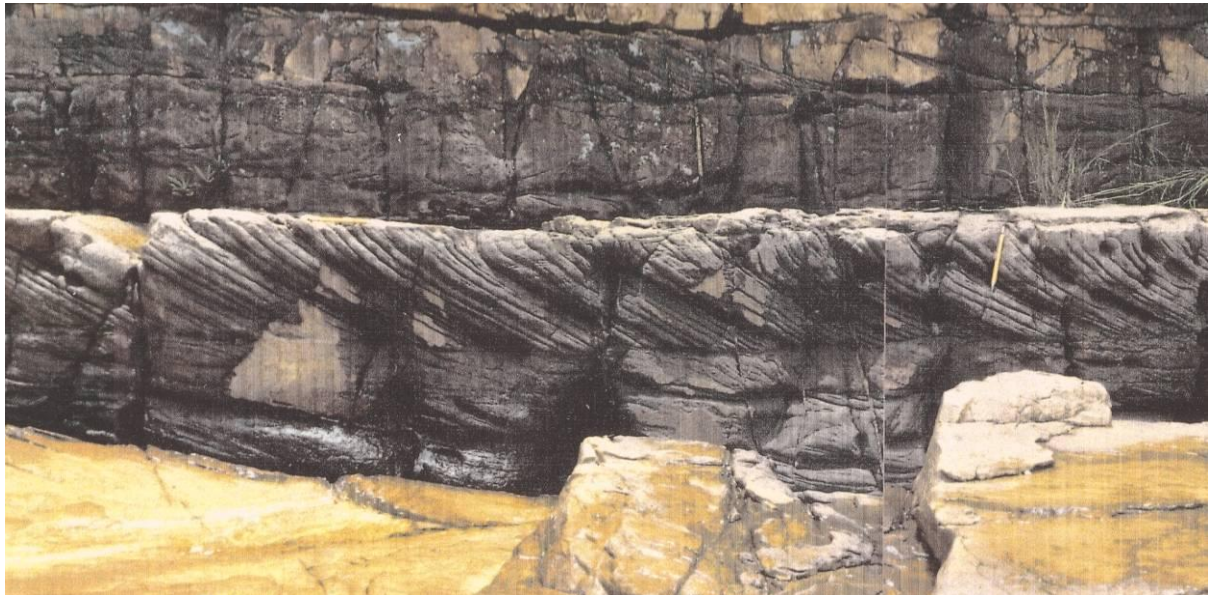
**Sucessão de quartzitos:** composta por uma espessa sequência de quartzitos brancos, às vezes rosados, puros, silicificados ou friáveis, com granulometria média, bem selecionados e com grãos arredondados, bastante maduros, que ocorrem em camadas de 10 a 50 cm com limite entre os estratos, frequentemente, tabular, mas algumas vezes, levemente côncavo no topo. Esta fácies constitui um pacote sedimentar com abundantes estratificações cruzadas acanaladas, do tipo espinha de peixe (Figura 4.41A), reviradas (Figura 4.41B), tabulares (Figura 4.41C), além de feixes de maré (*tidal bundles*) (Figura 4.42), laminação convoluta, laminação *flaser* e marcas onduladas assimétricas de escala centimétrica a decimétrica. Tipicamente, ocorrem níveis grossos a muito grossos, podendo alcançar até grânulos

localizados, característicos dos quartzitos dessa litofácies (Figura 4.41D), além de níveis ricos em óxidos e minerais pesados. Petrograficamente, esta litofácies ocorre, frequentemente, recristalizada, com grãos de quartzo com extinção ondulante e contatos poligonizados entre si. Quando pouco recristalizados são evidenciados grãos bem arredondados, com elevado grau de esfericidade e ausência de matriz, o que demonstra o alto grau de maturidade da rocha (Figura 4.43).

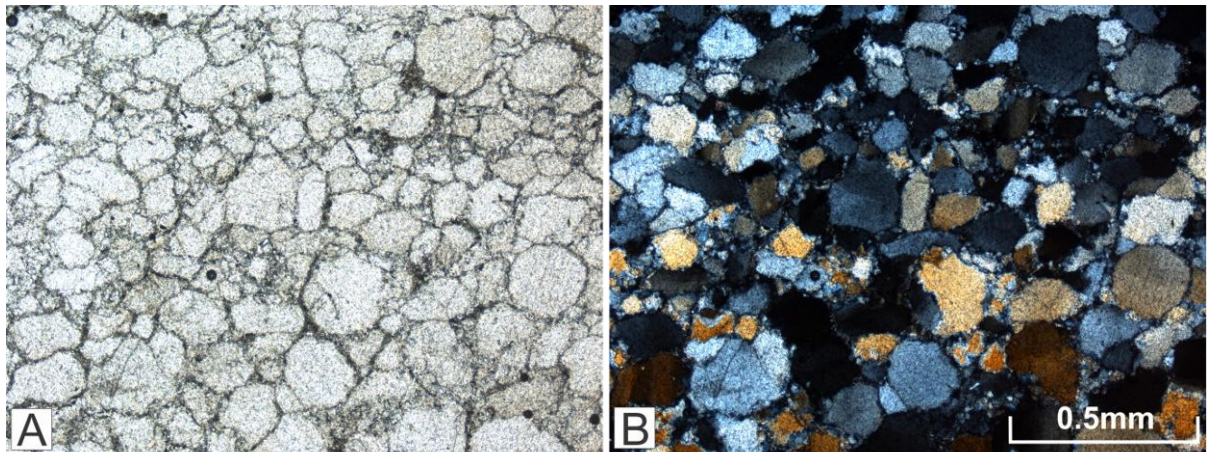


**Figura 4.41** - Quartzito puro do Membro Rio Preto. **A)** Estratificação cruzada do tipo Espinha de Peixe; **B)** Estratificação cruzada revirada; **C)** Estratificações cruzadas tabulares; **D)** Nível de areia muito grossa a grânulos de quartzo, característico dos quartzitos do Membro Rio Preto.

**Litofácies Metassiltito:** representada por níveis centimétricos a decamétricos de metassiltito cinza esverdeado a cinza escuro (Figura 4.44), maciços ou laminados, que ocorrem no domínio dos quartzitos como lentes ou camadas de 05 a 20 cm de espessura.



**Figura 4.42** - Quartzito do Membro Rio Preto com feixes de maré (*TidalBundles*), afloramento no *Canyon I* do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (Martins, 1999).



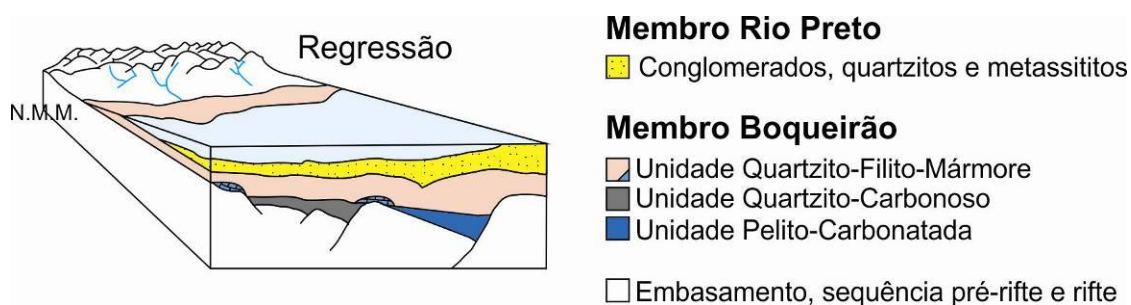
**Figura 4.43** - Microfotografia da litofácies quartzito do Membro Rio Preto, mostrando a elevada maturidade e grau de compactação da rocha. **A)** Nicóis paralelos; **B)** Nicóis cruzados.



**Figura 4.44** - Lente de metassiltito cinza esverdeado em meio ao pacote de quartzitos.

#### 4.5.2.1 Sistema Depositional do Membro Rio Preto

Depois do primeiro afogamento da Bacia Araí, representado pelo Membro Boqueirão, a bacia passou por um período de regressão marinha com intenso aporte de material terrígeno que originou o Membro Rio Preto (Figura 4.45). As variações laterais e de espessura desse membro na região sul de Tocantins e na região do PNCV, mostram o desenvolvimento distinto de diferentes partes da bacia, de maneira que a porção do sul de Tocantins representa uma região com restrito espaço de acomodação, enquanto nas demais regiões esse espaço foi mais desenvolvido, o que pode ter ocorrido por diferentes fatores. Um dos fatores é a localização da deposição dos sedimentos da fase pós-rifte: quando sobreposta à sucessão da fase rifte, a sequência apresentará maior espessura devido ao amplo espaço de acomodação gerado pelo peso da pilha sedimentar, ao passo que, quando sobreposta diretamente sobre o embasamento as espessuras se tornam mais restritas.



**Figura 4.45** - Figura esquemática do modelo deposicional do Membro Rio Preto, em uma plataforma siliciclásticas dominada por marés.

A associação de fácies, a textura e o conjunto de estruturas do espesso pacote de quartzitos estão de acordo com interpretação de sedimentação em um ambiente marinho raso, constituído de uma plataforma siliciclástica dominada por maré com prováveis influências de ondas. Esse ambiente constituía um mar raso com depósitos de barras de maré e de planícies de maré.

A presença de feixes de marés e estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe demonstra com precisão o domínio dos processos de correntes de maré. Os feixes de maré formam *sets* de camadas sigmoidais empilhadas, com espessuras variáveis e de grande extensão lateral, cujos estratos cruzados se organizam em conjuntos separados por finos níveis argilosos que exibem uma variação regular, caracterizando os típicos feixes de maré (*tidal bundles*) que apresentam relação com marés de sizígia e quadratura. A estratificação cruzada tipo espinha de peixe mostra a presença de uma distribuição bimodal simétrica das correntes de maré.



A associação de fácies aponta para um sistema deposicional de barras de maré que apresenta as cinco zonas determinadas por Johnson & Baldwin (1996): sulcos e ondas de cascalhos, faixas arenosas, dunas subaquosas, manchas arenosas e zonas lamosas. Enquanto as estratificações cruzadas espinha de peixe e as laminações *flaser*, apontam para a existência de uma de planície de maré, com ambiente de intermaré, correspondente à porção mais rasa e restrita da plataforma.

Os conglomerados são interpretados como a zona de “sulcos e ondas de cascalho” de Johnson e Baldwin (1996) dos depósitos de barras de marés, depositados na porção mais proximal onde as correntes de maré apresentavam altíssimas velocidades.

O espesso pacote de quartzitos engloba as zonas denominadas “faixas arenosas”, “dunas subaquosas” e “manchas arenosas” de Johnson & Baldwin (1996) das barras de marés, e também planícies de marés. Não é possível diferenciar esses depósitos entre si devido ao metamorfismo e aos processos de deformação aplicados no pacote sedimentar. Esses processos impedem a interpretação integral do pacote, visto que as estruturas e texturas sedimentares são consideravelmente obliteradas. Porém, nesse contexto, é possível identificar estruturas sedimentares incontestáveis, como estratificações cruzadas tabulares, acanaladas, reviradas, espinha de peixe, feixes de maré (*tidal bundles*), laminação convoluta, *flaser* e marcas onduladas assimétricas. Por outro lado, as formas de leito semelhantes a dunas e os estratos sigmoidais podem estar associados a uma origem sedimentar ou tectônica.

As fácies metassilito correspondem às zonas lamosas de Johnson e Baldwin (1996) onde as atividades da corrente de maré e das ondas são relativamente baixas e a lama pode ser depositada devido à expansão e desaceleração do fluxo.

#### **4.5.3 Membro Rosário**

O Membro Rosário é composto por pelitos, uma sequência psamo-pelítica e uma sequência psamo-pelito-carbonatada. Em geral, essas rochas ocorrem, estratigraficamente, nessa ordem em contato concordante normal. Localmente, a tectônica imposta propicia a interrupção desse contato concordante normal (Figura 4.2), também nessa região, a unidades do Membro Rosário ocorrem em inconformidade com o embasamento (Figura 4.2).

Na região de Paranã/São Salvador-TO, esse membro é bem desenvolvido, apresentando grandes extensões das variedades litológicas supracitadas, a oeste Serra do Boqueirão, próximo à Vila do Rosário - que lhe confere o nome - perfazendo uma espessura de cerca de 300 m (Figura 4.2).

No estado de Goiás esse membro ocorre nas regiões próximas aos municípios de Alto Paraíso, São Jorge (Figura 4.35) e Colinas do Sul, onde é constituído de metassiltito cinza com lentes de mármore, além de camadas e lentes de quartzitos.

**Litofácies clorita-filito:** constituída de clorita filitos, frequentemente, com magnetita. Essa litofácies aflora a oeste da Serra do Boqueirão e tem como característica a escassez de bons afloramentos e uma ampla ocorrência de cambissolo e neossolo litólico, com horizonte A rico em óxidos de ferro.

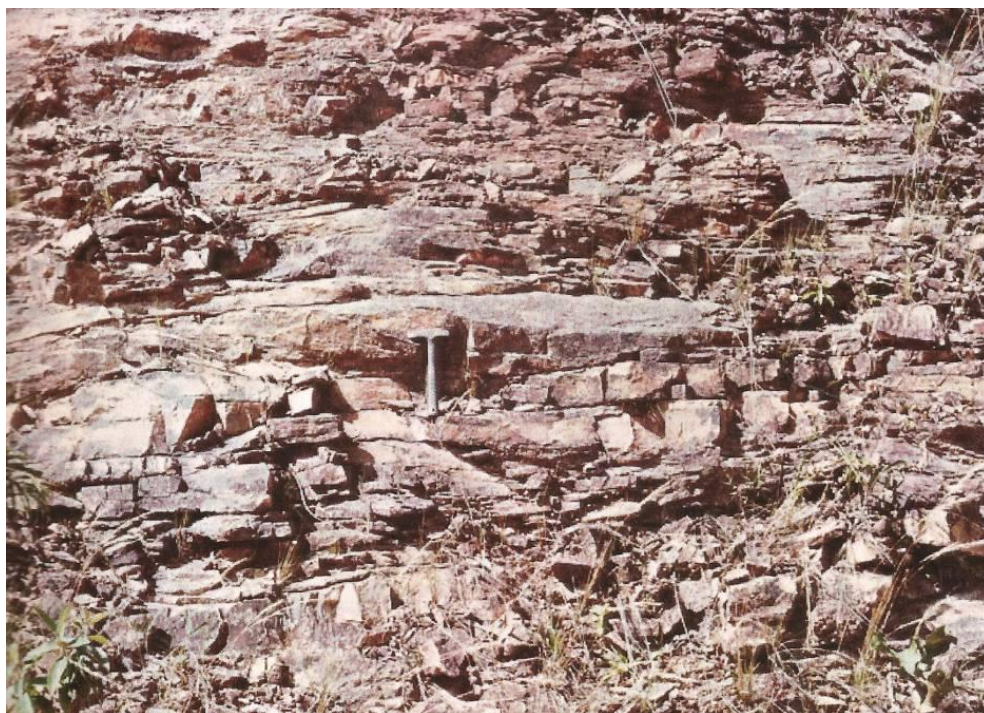
**Sucessão psamo-pelítica:** constitui uma sequência psamo-pelítica, alternada em diferentes escalas e proporções, desde intercalações milimétricas (Figura 4.46A) até decamétricas (Figura 4.46B), ora mais pelítica, ora mais psamítica.



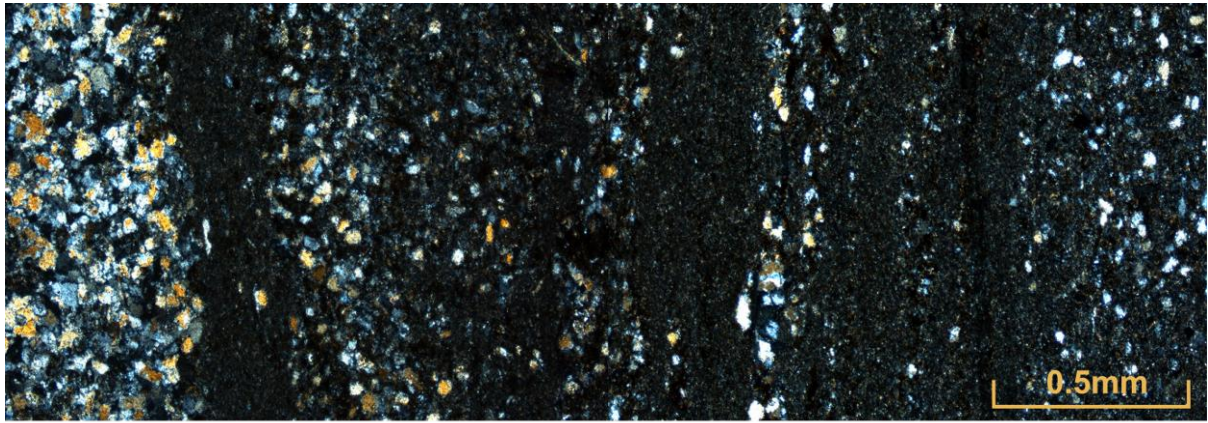
**Figura 4.46** - Unidade psamo-pelítica. **A)** Fotografia da paisagem mostrando a alternância de camadas decamétricas de quartzitos em meio ao domínio arrasado pelítico; **B)** Intercalação milimétrica de material pelítico e arenoso.

Na região do PNCV e suas redondezas, essa unidade sobrepõe o Membro Rio Preto, constituindo, muitas vezes, o topo do Grupo Araí. Nessas regiões o grau metamórfico é relativamente baixo, assim, diversas estruturas sedimentares permanecem preservadas. A porção psamítica é constituída de quartzitos brancos, finos a médios, com estratificações plano paralelas e cruzadas tipo *hummocky* (Figura 4.47), além de marcas onduladas. A porção pelítica é constituída de metassiltito de coloração cinza claro a cinza escuro, por vezes cinza esverdeado, laminado ou maciço, com níveis carbonosos e intercalações de níveis de areia fina a muito fina (Figura 4.48), com acamamento *wavy e linsen* (Figura 4.49A) e diques de areia (Figura 4.49B). Em meio a essa sequência, ocorrem lentes de metacalcários dolomíticos, cinza claro a cinza escuro, com granulometria fina, laminados ou maciços e com intercalações de margas.

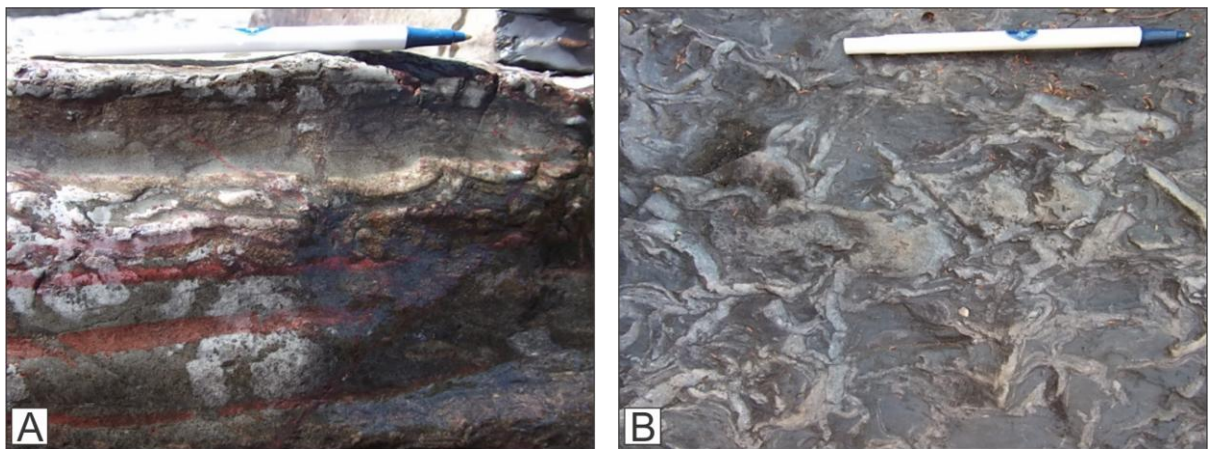
Na região de Paranã/São Salvador, a sequência psamo-pelítica ocorre com grau metamórfico xisto verde, alcançando a zona da biotita, o que oblitera a textura e as estruturas sedimentares do pacote. Nesse contexto, essa unidade é sobreposta à unidade clorita-filito e, localmente, ao Membro Rio Preto. A porção psamítica é composta por quartzitos brancos a rosa, submaturos a maduros, silicificados ou friáveis, com granulometria fina a média, localmente, apresenta magnetita e biotita. Mesmo com o metamorfismo, são identificadas algumas estruturas como estratificações cruzadas reviradas e tabulares (Figura 4.50), laminação plano-paralela, flocos de lama (*mudflakes*) e marcas onduladas. Localmente, ocorrem níveis centimétricos de filitos em meio ao pacote arenoso. Petrograficamente apresenta textura grano-lepidoblástica composta essencialmente por quartzo (40-50%) e muscovita (60-50%), além de biotita e opacos como acessórios. A porção pelítica é composta por quartzo-filitos amarelos, às vezes carbonosos cinza ou pretos, essencialmente compostos por quartzo, biotita e muscovita, além de porfiroblastos pós-tectônicos de biotita. Localmente, ocorrem lentes de 100 a 300 m de mármore calcínicos puros em sua base, compostos essencialmente por calcita, além de biotita, muscovita e quartzo, como acessórios (< 3%).



**Figura 4.47** - Quartzitos finos a médios, com estratificação cruzada tipo *hummocky*. Afloramento em corte de estrada, entre as cidades de Alto Paraíso e Colinas de Goiás, próximo ao Povoado de São Jorge (Martins, 1999).



**Figura 4.48** - Microfotografia do metassiltito com intercalações de lâminas de areia fina.



**Figura 4.49** - Metassiltito do Membro Rosário, na região do PNCV. **A)** Acamamento *Wavy and Linsen* deformado; **B)** Diques de areia (vista em planta).



**Figura 4.50** - Estratificação cruzada tabular de pequeno porte na porção psamítica da unidade psamo-pelítica do Membro Rosário.

**Unidade magnetita-biotita xisto:** essa unidade está presente exclusivamente na porção noroeste da Serra do Boqueirão, na região de São Salvador-TO. É composta por sete litofácies distintas: clorita-muscovita-quartzo filito, muscovita-quartzo-xisto com biotita, biotita-quartzo xisto com magnetita, granada-biotita-quartzo-muscovita xisto com magnetita, mármore impuro, biotita calcixisto e calcissilicática. Todas as litofácies apresentam elevado grau de metamorfismo, presença de porfiroblastos de biotita, além de porfiroblastos de magnetita que estão ausentes nas lentes de mármore.

- **Clorita-muscovita-quartzo filito:** rocha de cor bege a esverdeado, levemente rosado quando alterada, granulação fina, aspecto sedoso e forte brilho micáceo, com porfiroblastos de mica alterada, em geral, para tons amarelados e avermelhados. Petrograficamente apresenta textura grano-lepidoblástica, extremamente recristalizada e estirada, composta por quartzo (40-50%), muscovita (20-30%), clorita (5-10%), e subordinadamente, opacos (05%), biotita (04%) e turmalina (< 01%). Alguns minerais opacos são grãos hipidiomórficos dispostos segundo a foliação, enquanto outros são porfiroblastos pós-tectônicos, hipidiomórficos a idiomórficos.
- **Muscovita-quartzo xisto com biotita:** rocha de cor bege com porfiroblastos marrom a preto, de granulação fina a média, com textura grano-lepidoblástica, extremamente recristalizada e estirada segundo a foliação, composta por quartzo (45-50%), muscovita (30-35%), porfiroblastos de biotita sin-tectônicos disseminados (10-15%) e, subordinadamente, clorita (02%) e porfiroblastos de ilmenita (02%).
- **Biotita-quartzo xisto com magnetita:** composta por quartzo (45-50%), biotita cloritizada (25-30%), muscovita (5-10%), porfiroblastos de biotita (< 05%), magnetita e ilmenita (< 05%), porfiroblastos de muscovita (02%), além de plagioclásio, turmalina e epidoto como minerais acessórios.
- **Granada-biotita-quartzo-muscovita xisto com magnetita:** xistos verdes com porfiroblastos pretos de magnetita, frequentemente, alterados e com coloração bege avermelhada. Essa litologia é caracterizada pela presença de micas lamelares centimétricas, e porfiroblastos de magnetita e granada, também centimétricos. Petrograficamente apresenta textura grano-lepidoblástica, composta por muscovita (50-60%), quartzo (15-20%), biotita (05-10%), granada (05-10%), clorita (01-05%) e opacos (01-03%). Os porfiroblastos de biotita estão dispostos segundo a clivagem de crenulação, truncando a foliação primária, o que sugere que estejam associadas a uma origem tardi a pós-tectônica. Já os porfiroblastos de granada são idiomórficos de aproximadamente 1,0 cm de diâmetro, sendo marcados pela presença de diversas inclusões de quartzo, clinozoisita, epidoto, turmalina, magnetita e ilmenita. Tais

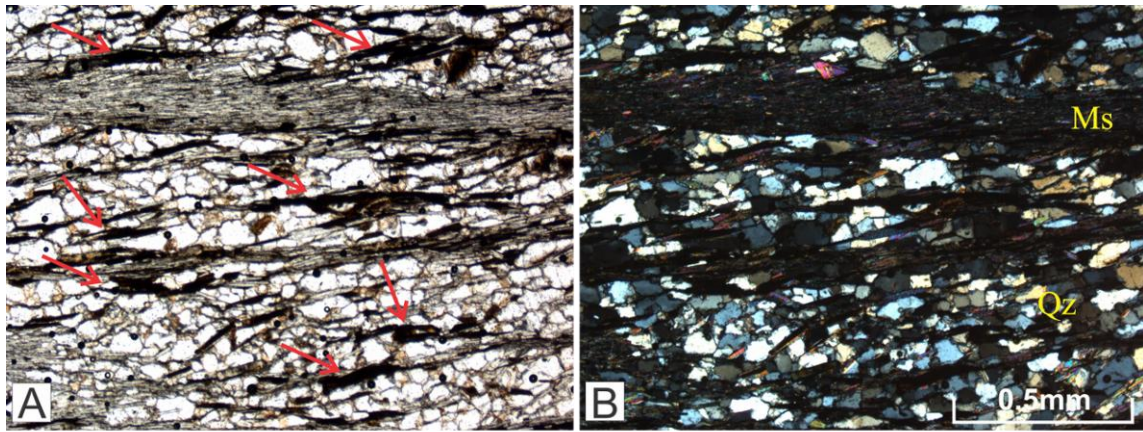
porfiroblastos apresentam sombra de pressão, localmente, preenchida por quartzo recristalizado, e ao mesmo tempo, esses porfiroblastos também truncam a foliação primária, sendo interpretados como tardi-tectônicos.

- **Mármore impuro:** ocorrem como lentes métricas a decamétricas de mármores calcíticos ou dolomíticos.
- **Biotita calcixisto:** rocha verde claro, amarelada quando alterada, frequentemente intensamente deformada, composta por carbonato (30-40%), biotita (25-30%), quartzo (15-20%) e clorita (02-05%), além de rutilo e alanita como acessórios.

**Sucessão psamo-pelito-carbonatada:** sobreposta concordantemente à sucessão anterior, é composta por uma sequência psamo-pelito-carbonatada ora mais arenosa, ora mais argilosa, intercalada em diferentes escalas e proporções. Essa sequência é marcada por lentes de mármores puros bandados (Figura 4.51), calcíticos ou dolomíticos, principalmente na base. A porção pelítica é constituída de biotita-quartzo-filitos, por vezes com matéria orgânica, frequentemente, foliados e dobrados. A porção psamítica é composta por quartzo, biotita e, localmente, material carbonoso, apresentando estruturas sedimentares do tipo estratificações cruzadas tabulares, reviradas e acanaladas; quando com matéria orgânica (Figura 4.52), o quartzito apresenta-se com cor preta, granulometria média, mal selecionado, e com contribuição feldspática. Os mármores são bastante expressivos na sequência (Figura 4.51), ocorrendo concordantemente com a sequência psamo-pelítica e apresentando grande diversidade mineralógica, podendo ser dolomíticos ou calcíticos, puros ou impuros (com biotita e muscovita).



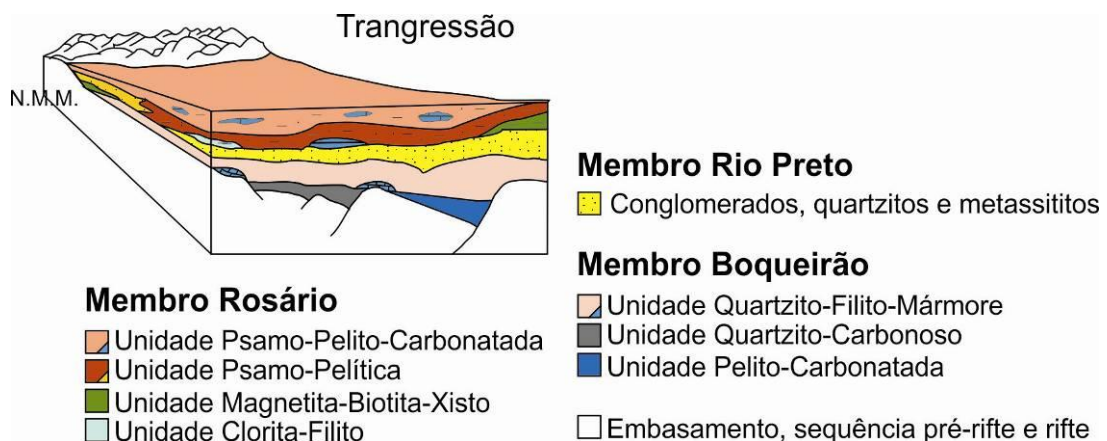
**Figura 4.51** - Lentes de mármore em meio ao pacote da sequência psamo-pelítica.



**Figura 4.52** - Microfotografia do quartzito com matéria orgânica: as setas em vermelho apontam as acumulações de matéria orgânica. **A)** Nicóis paralelos; **B)** Nicóis cruzados.

#### 4.5.3.1 Sistema Depositional do Membro Rosário

Após o período de regressão representado pela deposição do Membro Rio Preto, ocorreu uma nova transgressão marinha que possibilitou o desenvolvimento de uma nova plataforma marinha rasa, também com características de sedimentação mista e presença de áreas restritas (Figura 4.53).



**Figura 4.53** - Figura esquemática do modelo deposicional do Membro Rosário, em uma plataforma mista.

A litofácies clorita-filito representa o novo afogamento da bacia, responsável pela deposição de sedimentos finos em um ambiente dominado por processos suspensivos, onde o processo de sedimentação dominante foi decantação.

As sucessões psamo-pelítica e psamo-pelito-carbonatada representam a evolução de uma plataforma mista complexa com eventos episódicos de sedimentação, na qual ora há predominância de deposição essencialmente pelítica, ora há predominância de deposição de material arenoso por processos trativos, em resposta a eventos de tempestades como sugerem as estruturas *hummocky*. Os diques de areia constituem estruturas pós-sedimentares formadas pela expulsão de água dos estratos arenosos durante o soterramento. As lentes de mármores

que ocorrem na base da unidade Psamo-Pelítica representam a precipitação de carbonatos em altos paleogeográficos ou regiões de restrita deposição de terrígenos próximas a esses altos.

As unidades magnetita-biotita-xisto e psamo-pelítica representam pequenos pulsos regressivos que tornaram a plataforma mais rasa, no nível de intermaré à submaré, de maneira que os paleoaltos, associados às interrupções periódicas e locais de sedimentação terrígena, contribuíram para a formação de diversas lentes e camadas de calcário calcítico em meio a uma sequência psamo-pelítica, de plataforma marinha rasa.

Em todas as lentes de mármore, a presença de mármore dolomítico é interpretada como fruto de processos posteriores de dolomitização, os quais ocorrem em diferentes estágios: desde a diagênese até estágios de soterramento profundo (Ricketts, 1983).



**CAPÍTULO 5**  
**DISCUSSÕES**

## 5.1 INTRODUÇÃO

Os resultados das investigações sedimentológicas e estratigráficas do Grupo Araí abordadas nesta dissertação permitiram uma análise e interpretação do ambiente deposicional das suas formações e seus respectivos membros. Dessa forma, além das formações Arraias e Traíras anteriormente conhecidas, foram propostas duas novas unidades: Formação Água Morna e Formação Caldas. Além disso, como nas demais bacias riftes, as rochas do Grupo Araí apresentam uma grande variabilidade lateral e vertical das suas unidades, com distribuição espacial descontínua, o que complica os estudos sedimentológicos e estratigráficos sistemáticos, principalmente no que tange à estratigrafia de sequência de detalhe. Diante disso, optou-se pelo enfoque da estratigrafia de sequência regional, além da tectono-estratigráfico que se mostram extremamente funcionais no contexto de mapeamentos geológicos regionais de ambientes rifte.

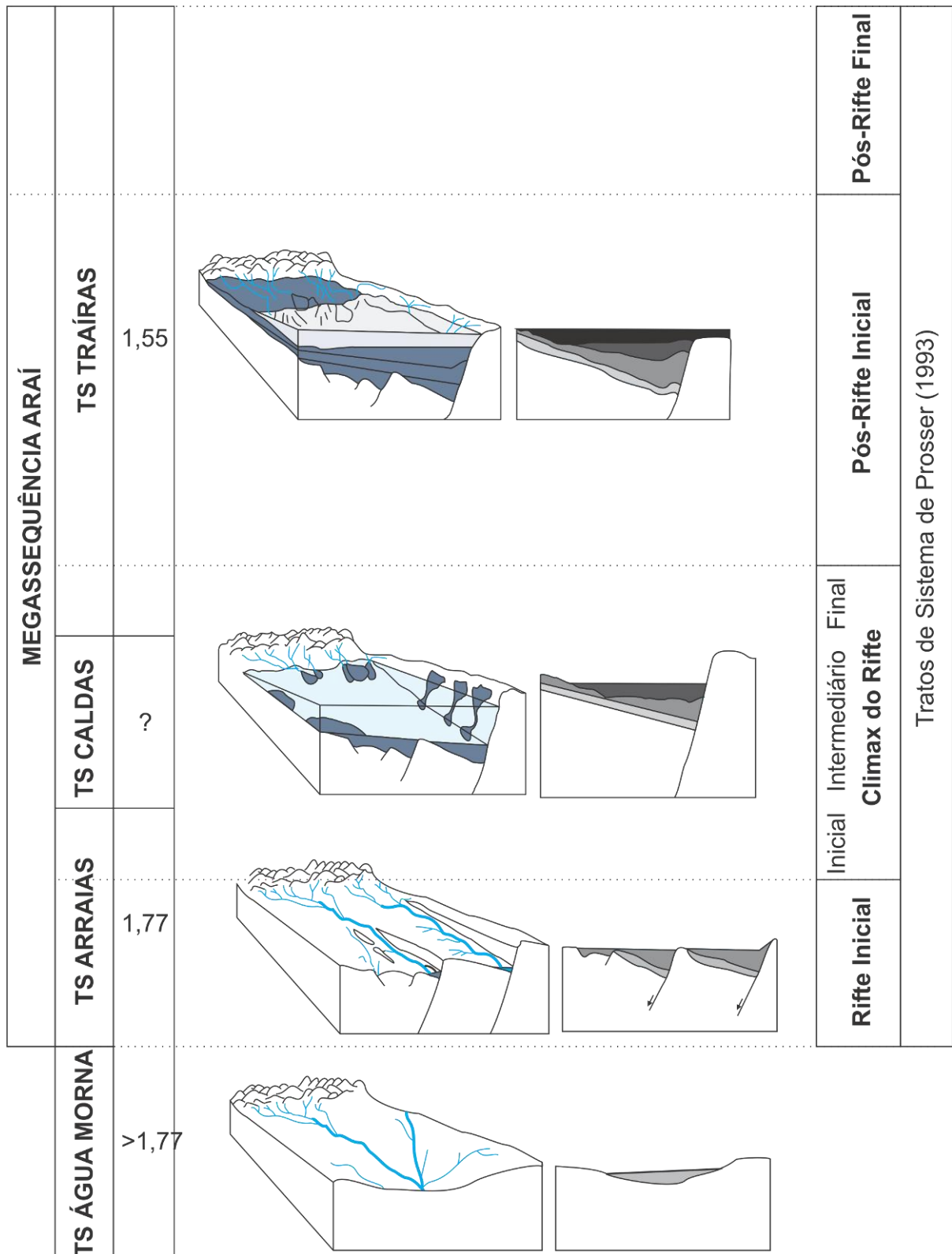
Os dados apresentados na dissertação permitiram a proposição de um modelo tectono-estratigráfico (Figura 5.1), bem como a interpretação de possíveis discordâncias geológicas dentro da Megassequência Araí (Figura 5.5).

## 5.2 TECTONO ESTRATIGRAFIA

O Grupo Araí constitui uma Megassequência composta por depósitos continentais, transicionais e marinhos que constituem um ciclo bacinal completo limitado por importantes descontinuidades regionais, com o embasamento cristalino, na base, e com os grupos Paranoá, Bambuí e Serra da Mesa, dependendo da região em estudo. Essa Megassequência é dividida em quatro Tectonossequências: Água Morna, Arraias, Caldas e Traíras (Figura 5.1) que também constituem as formações que compõem o Grupo Araí.

A proposta tectono-estratigráfica apresentada é baseada nos conceitos de trato de sistemas deposicionais – TST – proposta por Prosser (1993). As adaptações desse modelo, propostas por Kuchle *et al.* (2005) não foram consideradas, pois necessitam de um maior detalhamento de cada TST para viabilizar a hierarquização e a visualização dos tratos menores dentro de cada trato maior.

É importante ressaltar que os membros definidos para cada formação não correspondem a uma sequência deposicional visto que estão relacionados por semelhanças litológicas que caracterizam um tipo de sistema deposicional, não necessariamente concordante e geneticamente relacionados.



**Figura 5.1** - Figura esquemática do arbabouço tectono-estratigráfico da Bacia Araí com idades interpretadas a partir de correlações regionais. Do lado direito, equivalência com os TST descritos por Prosser (1993).

### **5.2.1 Tectonossequência Água Morna**

A ausência de falhamentos e vulcanismo sin-sedimentares associados aos metassedimentos da Formação Água Morna sugerem que a TS Água Morna foi depositada em uma depressão inicial (Figura 5.1), produto da deformação elástica da crosta superior. Trata-se do primeiro registro do processo de rifteamento - estiramento litosférico, envolvendo diferentes fases e mecanismos de subsidência - que levou ao desenvolvimento da Bacia Araí. Todos esses processos ocorreram antes da nucleação das falhas e da individualização dos meio-grábens que definem a feição morfológica do rifte, caracterizando, assim, a TS como produto da fase pré-rifte da Bacia Araí.

A componente de subsidência térmica é considerada preponderante, tendo sido induzida pelo resfriamento da porção do manto superior que sobe de forma passiva com o início do estiramento crustal. É importante salientar que durante a evolução desta tectonossequência não ocorreram falhamentos sendo que a deformação se deu em domínio elástico da crosta.

### **5.2.2 Tectonossequência Arraias**

A Tectonossequência Arraias representa a associação dos sistemas deposicionais de leques aluviais, fluviais, eólicos e lacustres, acumulados durante a fase sin-rifte da Bacia Araí. Essa tectonossequência marca a evolução do tectonismo extensional controlado por um regime de subsidência mecânica, marcada pelo desenvolvimento de sistemas de leques aluviais controlados por falhas normais (Membro Cubículo), os quais evidenciam a ruptura da crosta superior com o desenvolvimento dos primeiros meio-grábens da Bacia Araí. Sob esse regime tectônico foi depositada toda a sequência continental da Bacia Araí a qual foi intercalada pelas metavulcânicas ácidas e básicas, marcando o típico vulcanismo bimodal de bacias tipo rifte.

A TS Arraias é separada da TS Água Morna por uma discordância angular e erosiva. A feição angular da discordância caracteriza o basculamento dos blocos crustais devido ao desenvolvimento de falhas normais no regime tectônico distensivo, reforçando o contexto sin-rifte da TS Arraias.

De acordo com os tratos de sistemas propostos por Prosser (1993), a TS Arraias engloba o trato de sistema rifte inicial e o trato de sistema clímax do rifte inicial (Figura 5.1). No primeiro, os sedimentos são depositados em consequência dos primeiros movimentos de falhas que provocam uma depressão na superfície da crosta, em contexto subaéreo com abastecimento de água suficiente para manter alguns sistemas fluviais perenes, formando pequenas bacias limitadas por rochas consolidadas e competentes, gerando,

consequentemente, um novo depocentro na bacia. Este depocentro é ladeado por novas elevações topográficas que constituem potenciais áreas fontes.

O trato de clímax de rifte é marcado pelo sistema de drenagem imaturo, junto à falha de borda, além da presença de grandes desertos e lagos localizados.

A subsidência mecânica foi o mecanismo de criação de espaço para acumulação e preservação de amplas sucessões sedimentares. As falhas normais das bordas falhadas dos semi-grábens não se desenvolveram em um único estágio, mas em várias etapas, o que pode ser evidenciado pela constante canibalização de sequências previamente depositadas.

### **5.2.3 Tectonossequência Caldas**

A TS Caldas marca o fim da fase rifte da Bacia Araí com as primeiras incursões marinhas (Formação Caldas) que representa a mudança do regime de subsidência mecânico para termal, reduzindo o espaço de acomodação e ampliando a área de extensão da bacia. Nesse contexto, foi desenvolvido o sistema deposicional de praia com depósitos de *backshore* e *foreshore* (membro inferior) e *shoreface* (membro superior) dominados por ondas e marés.

Segundo os tratos de sistema de Prosser (1993), a TS Caldas se enquadra no trato de sistema clímax intermediário (Figura 5.1), marcado pelo afogamento da bacia que, nessa fase, ocorreu lenta e progressivamente.

A distribuição das litofácies da Formação Caldas, na sua área tipo, sugere uma bacia rasa com direção aproximadamente N-S com depocentro no extremo sul. A evolução da linha de costa foi controlada pela interação entre as taxas de suprimento sedimentar e a geração de espaço de acomodação que desencadearam um desenvolvimento limitado da sequência transicional, ou seja, não tanto expressiva e até mesmo ausente em alguns locais. Essas litofácies estão presentes de maneira bem desenvolvida, principalmente na Serra das Caldas, na região de São Salvador-TO.

A subsidência flexural é atribuída como responsável pela criação de espaço para a deposição das sucessões transicionais. Esse processo ocorreu de maneira heterogênea ao longo das diferentes áreas de ocorrência do Grupo Araí.

### **5.2.4 Tectonossequência Traíras**

A TS Traíras representa a subida relativa do nível do mar, marcando a transição para a fase de subsidência flexural da bacia, cuja base é determinada pela superfície máxima de inundação representada pelos metassiltitos calcíferos no estado de Goiás e pela unidade pelito-carbonatada no estado do Tocantins.

A TS Traíras está inserida no trato de sistema clímax do rifte final (Prosser, 1993), caracterizada pelo ambiente completamente submerso, com aporte a partir da borda flexural do rifte e sedimentação marinha. Além desse trato de sistema, pode-se enquadrar a TS Traíras no trato de sistema pós-rifte (Prosser, 1993), marcado pelo fim do tectonismo ativo, pela diminuição regional da subsidência e pela evolução para topografia relativamente plana com sucessões paralelas e contínuas lateralmente.

A criação de espaço e a deposição nesta tectonossequência são controladas pela subsidência flexural, decorrente em grande parte da carga sedimentar das fases anteriores do rifte que foram responsáveis pela acumulação de mais de 1.500 metros de pilha sedimentar.

### **5.3 CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS FORMAÇÕES E MEMBROS DO GRUPO ARAÍ**

As formações e membros do Grupo Araí ocorrem de forma interdigitada lateral e verticalmente, com uma distribuição espacial distinta de uma região para outra (Figuras 4.1, 4.8, 4.35, 5.2, 5.3, 5.4), devido à evolução diferenciada em partes específicas da bacia e resultam em complicações nas interpretações sedimentológicas-estratigráficas.

A Formação Água Morna apresenta ocorrência espacial restrita, quando comparada com as demais formações. Essa formação ocorre em locais específicos: em Tocantins, ocorre na Serra da Água Morna e na borda leste da Serra das Caldas (Figuras 1.1, 4.2 e 5.2, detalhe J); em Goiás, ocorre nas proximidades da Fazenda Gavião, e na Serra da Raizaminha, ambos no município de Colinas do Sul-GO. O fato de se tratar de uma unidade com restrita espessura e ocorrer atualmente na base de elevações topográficas (serras e cristas) pode resultar no recobrimento de parte de suas exposições pelos colúvios e depósitos de tálus.

A Formação Arraias encontra-se amplamente distribuída em todas as regiões em que afloram o Grupo Araí, exceto nas serras das Caldas e do Ticunzal, localizadas a oeste do município de Cavalcante-GO, onde as rochas das formações Caldas e Traíras repousam diretamente sobre o embasamento cristalino. Os membros Prata e Mutum são os mais comuns, representando a maior parte das áreas mapeadas do Grupo Araí (Figuras 4.2, 4.8 e 4.35). Esses dois membros ocorrem, frequentemente, interdigitados entre si, algumas vezes compondo um sistema fluvial-eólico complexo. O Membro Cubículo ocorre expressivamente na Serra do Cubículo (Figura 1.1 e 4.8), em regiões específicas próximas ao município de Arraias-TO e Paranã-TO. O Membro Ventura é cartografado exclusivamente em uma localidade, no leito do Rio Ventura, na região de Paranã-TO (Figura 4.2). O Membro Buracão apresenta grandes áreas de exposição nas redondezas do município de Monte Alegre de Goiás e outras exposições dispersas (Figuras 4.2 e 5.2).

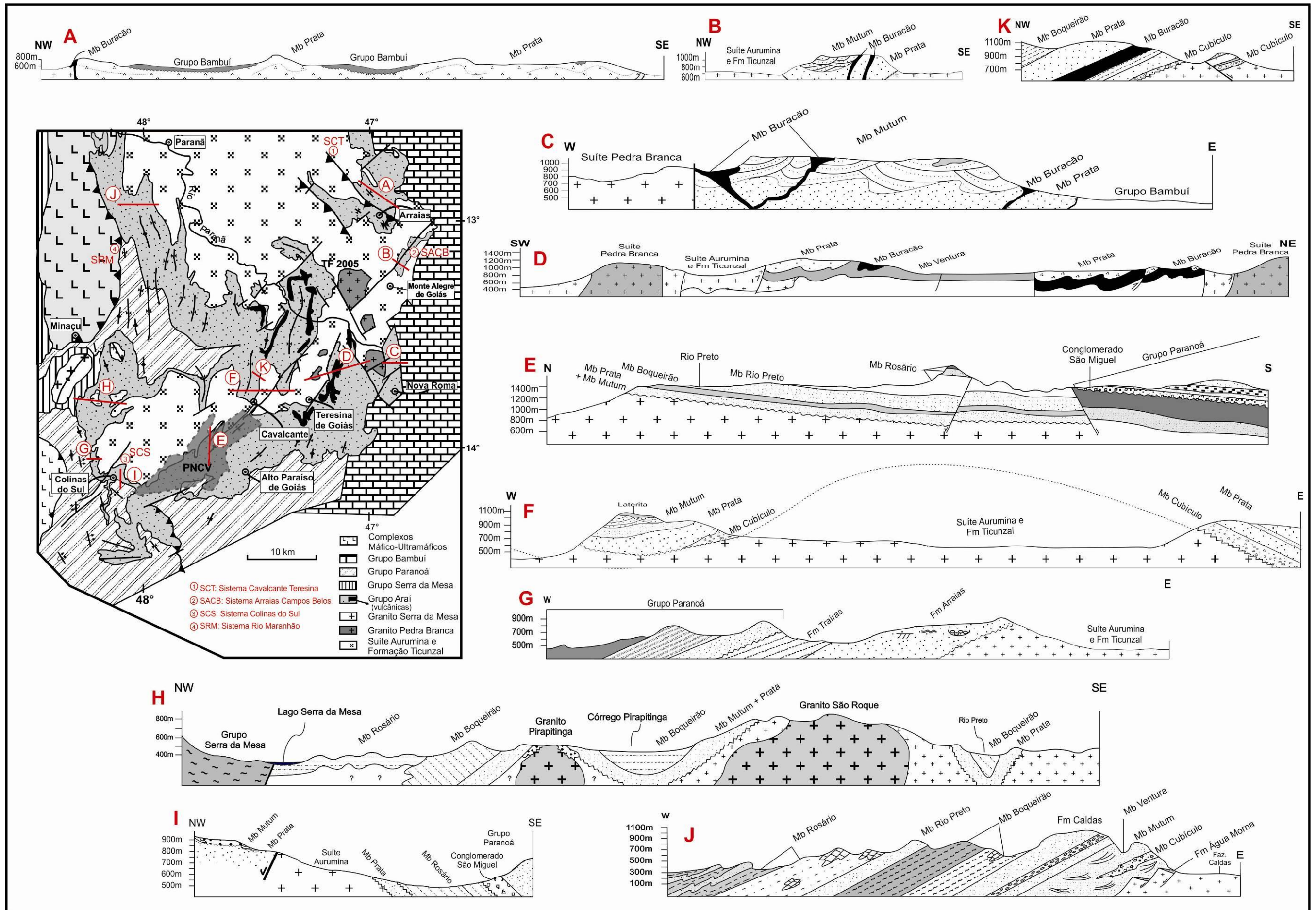
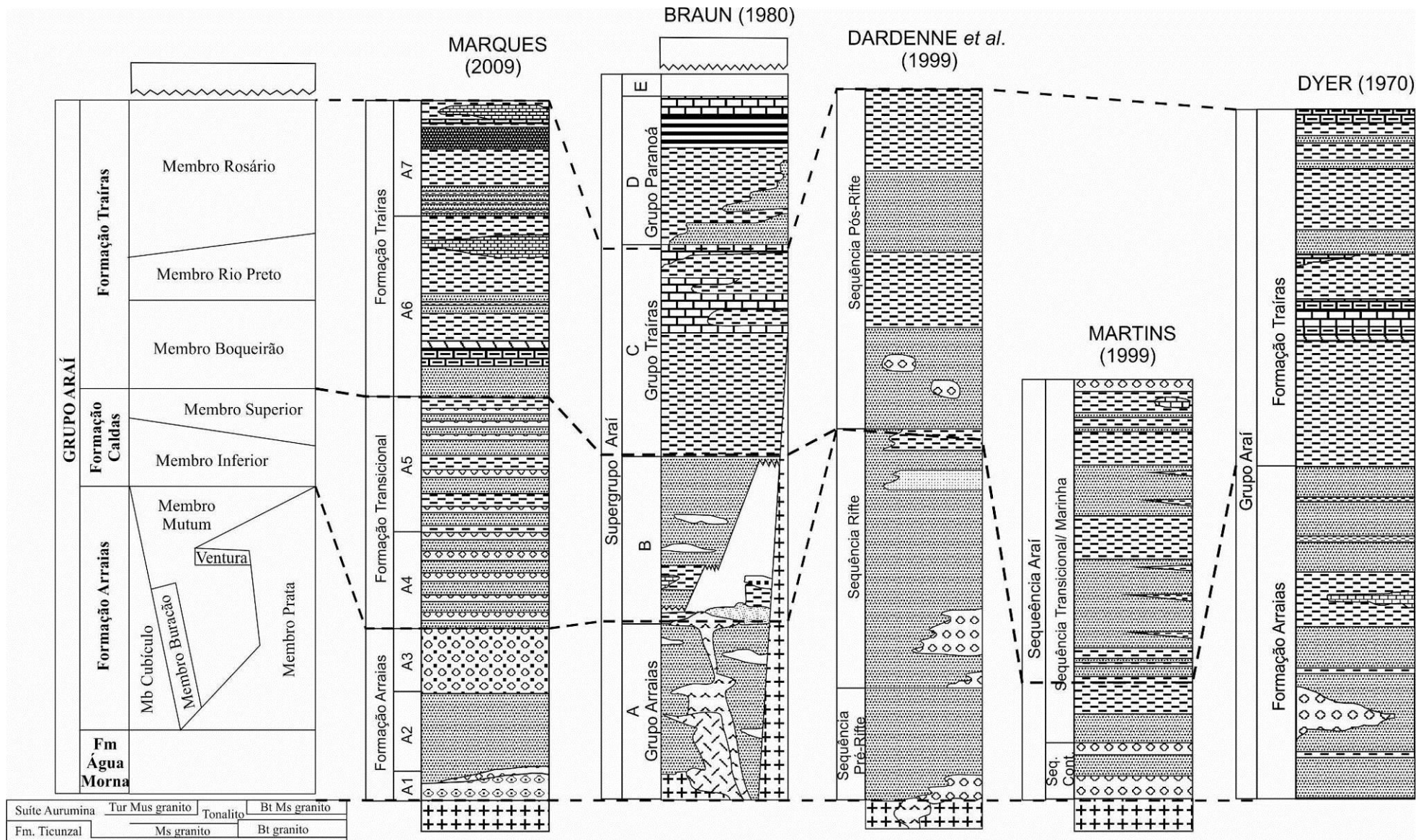


Figura 5.2 - Mapa regional e perfis geológicos esquemáticos dos sítios-chaves do Grupo Araí mostrando a distribuição lateral e espacial das unidades litológicas e suas respectivas nomenclaturas.



**Figura 5.3** - Correlação regional da estratigrafia sugerida pelos principais trabalhos realizados no Grupo Araçuaí com a proposta estratigráfica atual.



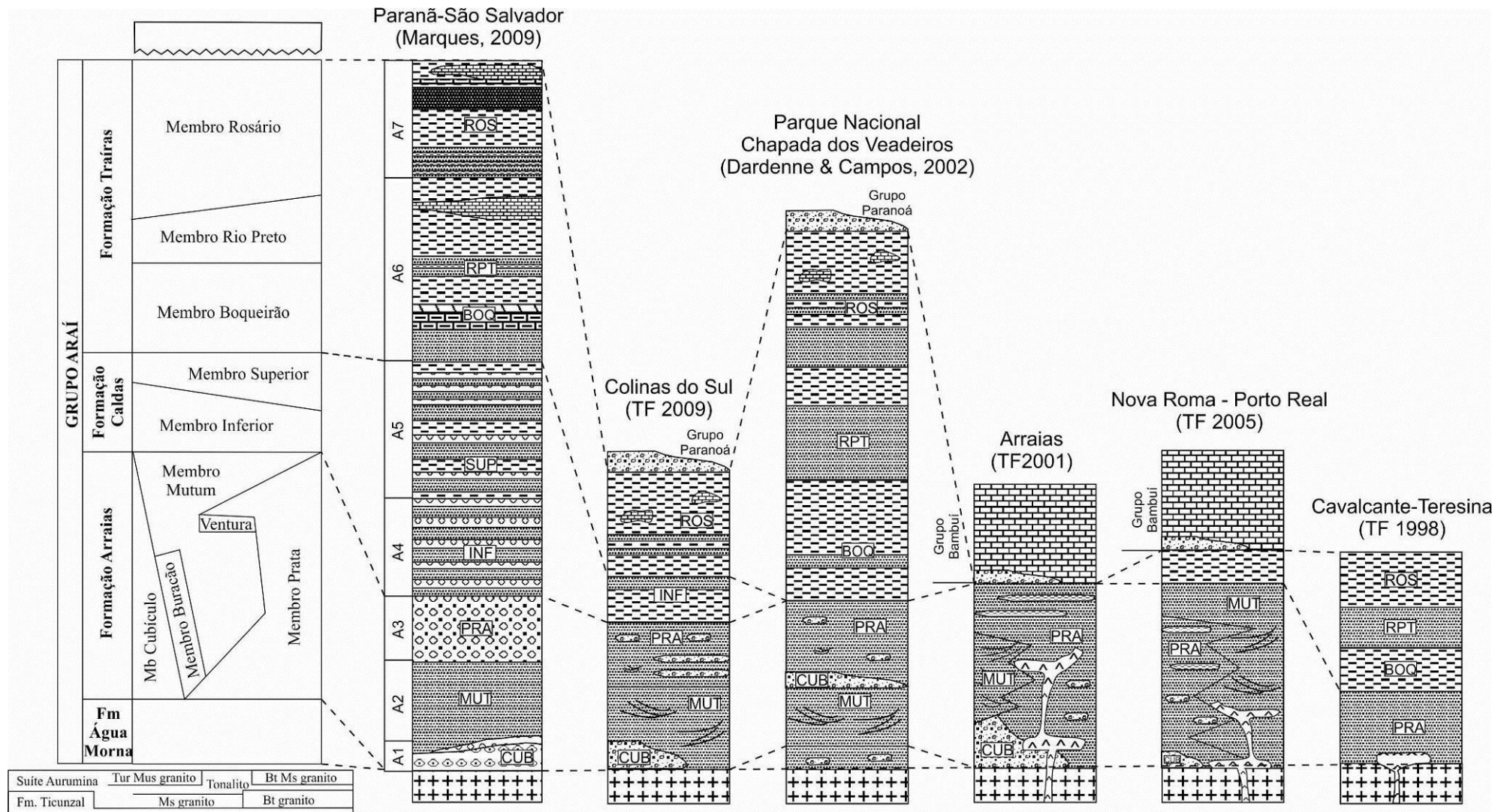


Figura 5.4 - Aplicação da proposta estratigráfica atual para diferentes regiões de exposição do Grupo Araí.

A Formação Caldas apresenta ocorrência espacial restrita, com amplas exposições na Serra das Caldas em Paranã-TO (Figura 4.2) e exposições restritas na região do Parque Nacional da chapada dos Veadeiros - PNCV - e nos arredores do município de Colinas do Sul-GO e Cavalcante-GO. A restrição desta sequência ocorre em consequência de grandes áreas do rifte se desenvolverem em sua porção central, de maneira que as primeiras transgressões submergiram quase imediatamente grandes áreas, não constituindo um ambiente propício para o desenvolvimento da sequência transicional.

A Formação Traíras é amplamente exposta no PNCV (Figuras 4.35 e 5.2E), nos arredores dos municípios de Cavalcante-GO, São Salvador-TO e Paranã-TO (Figuras 4.2 e 5.2J). Ocorre de maneira mais restrita e menos espessa nos municípios de Nova Roma-GO e Colinas de Goiás, sendo completamente ausente na região de Arraias-TO.

A presença expressiva da sequência completa da Bacia Araí, ou seja, a sequência continental, transicional e marinha na mesma região (Figuras 4.2 e 5.2, detalhe J; Figura 5.3 e 5.4), torna a área de Paranã/São Salvador-TO consideravelmente importante do ponto de vista sedimento-estratigráfico. Porém, quando comparada com outras regiões, o grau metamórfico é um pouco mais elevado nessa região, alcançando xisto verde, zona da biotita, o que oblitera estruturas sedimentares e dificulta a descrição e interpretação das diferentes unidades. Esse grau metamórfico um pouco mais elevado possibilitou a ocorrência de litofácies exclusivas nessa região, como por exemplo, a litofácies biotita-magnetita-xisto e suas variações. Ressaltando que essa litofácies é, possivelmente, produto de metamorfismo de um protólito similar aos pelitos que ocorrem nas diversas regiões do Goiás.

O contato superior do Grupo Araí ocorre de maneira distinta em cada região (Figuras 4.2, 4.8, 4.35, 5.2, 5.3 e 5.4). Na porção leste, nas regiões de Arraias-TO, Monte Alegre de Goiás e Nova Roma seu contato superior com o Grupo Bambuí (Figura 4.8) é marcado por uma discordância estratigráfica, localmente, por falhas de empurrão que sobrepõem o Grupo Araí ao Grupo Bambuí. Nas porções sul, oeste e norte central, nas proximidades dos municípios de Alto Paraíso de Goiás, Colinas do Sul, Minaçu e Cavalcante, seu contato superior é marcado por uma discordância estratigráfica com o Grupo Paranoá (Figura 4.35), frequentemente, registrada pela presença do conglomerado matriz-suportado da Unidade São Miguel. No extremo norte, no município de São Salvador-TO, o seu contato superior ocorre com o Grupo Serra da Mesa.

### **5.3.1 Estudos anteriores e a aplicabilidade da proposta estratigráfica**

A aplicabilidade e a funcionalidade da proposta estratigráfica apresentada nesta dissertação são demonstradas nas Figuras 5.2, 5.3 e 5.4 que ilustram diversos perfis geológicos em sítios-chave e suas respectivas unidades litológicas, e os diferentes trabalhos

no âmbito do Grupo Araí reinterpretados e analisados segundo a ótica proposta nessa dissertação.

A proposta inicial de Dyer (1970), ilustrada na Figura 5.3, dividiu o Grupo Araí em duas formações: Arraias e Traíras. A evolução do conhecimento sobre o Grupo Araí, desde os estudos de Braun (1980) identificou uma unidade intermediária, denominada de “B”, que separa a Formação Arraias da Formação Traíras. Essa unidade informalmente denominada de “B” é formalmente proposta nesta dissertação com o nome de Formação Caldas a qual corresponde à sequência transicional que separa a sequência continental representada pela Formação Arraias da sequência marinha, representada pela Formação Traíras. Essa formação intermediária nem sempre está presente, principalmente em escalas mapeáveis, o que justifica a sua ausência no trabalho de Araújo & Alves (1979) e sua integração com a Formação Traíras nos trabalhos de Martins (1999) e Dardenne *et al.* (1999).

Dardenne *et al.* (1999) propuseram uma subdivisão tectono-estratigráfica em sequência pré-rifte, rifte e pós-rifte (Figura 5.3). Nesse contexto, a sequência pré-rifte e a sequência rifte constituem a Formação Arraias, enquanto a unidade intermediária B e a Formação Traíras constituem a sequência pós-rifte. A união de duas sequências numa mesma Formação/Grupo e a mistura de diferentes formações/unidades numa mesma sequência, no contexto de integração de dados desses dados, mostra a ineficaz aplicação dessas propostas em conjunto, se tornando incompletas, confusas e obsoletas.

Martins (1999) definiu a sequência deposicional continental que inclui a Formação Água Morna e a Formação Arraias e a sequência transicional/marina (Figura 5.3). Não há que se falar em erro nas definições desse estudo, porém, a sua aplicabilidade em mapeamentos regionais tem se mostrado ineficiente do ponto de vista de definição das unidades transicionais que vêm sendo menosprezadas e/ou subvalorizadas.

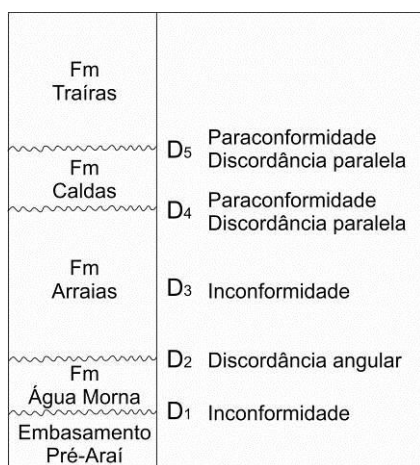
Marques (2009) definiu as unidades A1 até A7 (Figura 5.3), sendo as unidades A4 e A5 interpretadas como unidades transicionais, ou seja, equivalentes à unidade “B” de Braun (1980) e atualmente denominada de Formação Caldas. Esse trabalho representa uma grande contribuição para a geologia local do Grupo Araí, porém, não supre a necessidade de designações funcionais de âmbito regional. Naquele estudo, as unidades A1 e A2 são interpretadas como pertencentes à supersequência pré-rifte, ao contrário do proposto nesta dissertação, que inclui essas unidades na supersequência rifte, enquanto a Formação Água Morna representa a supersequência pré-rifte. Essas interpretações são baseadas no registro da Formação Água Morna, como descrito e discutido no Capítulo 4 desta dissertação, além do fato de que a Formação Mutum e a Formação Cubículo constituírem um amplo e espesso pacote de sedimentos que só poderiam ter sido depositadas em um contexto de uma bacia

com amplo espaço de acomodação e regiões com elevados desníveis topográficos para gerar fluxo de detritos. Desta forma, essas unidades são interpretadas como depositadas num regime de subsidência mecânica com amplo espaço de acomodação e regime de falhas normais, durante o estágio sin-rifte.

A aplicabilidade da proposta estratigráfica em diferentes contextos do Grupo Araí é demonstrada na figura 5.4, que correlaciona às colunas estratigráficas da região de Paranã-São Salvador-TO, Colinas do Sul-GO, Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, Arraias-TO, Nova-Roma/Porto Real e Cavalcante-Teresina-GO. Além dessa correlação, a figura apresenta a reinterpretação dos dados dos projetos de Trabalho Final de Graduação nessas localidades, utilizando as designações das formações e dos membros aqui propostos.

## 5.4 DISCORDÂNCIAS

Cinco discordâncias regionais ou descontinuidades estratigráficas principais foram relatadas no Grupo Araí, além de outras duas discordâncias locais. As discordâncias de caráter regional são denominadas nessa dissertação, em ordem cronológica, por D1, D2, D3, D4 e D5. Essas discordâncias possibilitaram a interpretação tectono-estratigráfica do Grupo Araí e são descritas e ilustradas esquematicamente a seguir.



**Figura 5.5** - Discordâncias do Grupo Araí e suas características principais.

### Discordância D1

A discordância D1 é uma inconformidade que separa o embasamento cristalino (Suíte Aurumina e Formação Ticunzal) das rochas sedimentares do Grupo Araí. As rochas do embasamento são deformadas pelo evento tectônico Transamazônico e metamorfitizadas em grau anfíbolito. A caracterização desta discordância é dificultada em decorrência da presença de zonas de cisalhamento instaladas exatamente sobre a discordância que constitui uma zona de fraqueza natural. Essa superfície representa a discordância mais antiga do Grupo Araí que ocorre no contato do embasamento com a Formação Água Morna e, em alguns casos, com os membros Cubículo e Prata da Formação Arraias.

## **Discordância D2**

A discordância D2 separa as formações Água Morna e Arraias por meio de uma discordância angular característica dos blocos da Formação Água Morna que mergulham quase sempre em alto ângulo na mesma direção. Essa disposição espacial caracteriza o basculamento dos blocos de rocha litificada ainda na fase pré-rifte e marca a discordância com a Formação Arraias que constitui da fase principal do rifte.

## **Discordância D3**

A discordância D3 é uma inconformidade que separa as rochas sedimentares da Formação Arraias das rochas vulcânicas do Membro Buracão. Essa discordância é marcada pelo contato entre os diferentes membros da Formação Arraias, o qual pode ser concordante ou discordante com os membros Cubículo, Prata, Mutum e Ventura. Além da posição do contato, as variações de espessura e a interrupção das camadas de rochas vulcânicas também são indicadoras da presença desta discordância.

## **Discordância D4**

A discordância D4 marca o contato da Formação Arraias com a Formação Caldas, ou seja, a transição da sequência continental para a sequência marinha. Essa discordância é observada na Serra das Caldas, na região de Paranã/São Salvador-TO, sendo classificada como paraconformidade na maior parte de sua extensão, caracterizada por um hiato deposicional sem erosão das camadas sotopostas. Localmente, é uma discordância paralela, com superfícies erosivas bem definidas, na porção sul da Serra das Caldas, onde as camadas de sedimentos continentais da Formação Arraias ficam gradativamente menos espessas para sul, até serem totalmente suprimidas e truncadas pela Formação Caldas.

## **Discordância D5**

A discordância D5 é uma descontinuidade regional reconhecida ao longo de todo o Grupo Araí no Goiás, mapeada apenas em alguns pontos. Essa superfície marca o contato da Formação Caldas com a Formação Traíras por meio de uma paraconformidade, e localmente, por uma discordância paralela.

Outras discordâncias de menor extensão certamente existem no Grupo Araí. Como exemplo, ressaltam-se os conglomerados clasto-suportados de algumas regiões do Membro Prata e os contatos em bordas de bacia em algumas porções da Formação Traíras.

Os conglomerados clasto-suportados do Membro Prata apresentam clastos extremamente arredondados e esféricos de quartzito que, pelo menos em parte, são originados da erosão do Membro Mutum ou do próprio Membro Prata. A elevada maturidade

textural dos clastos indica a necessidade de litificação prévia à erosão, caso contrário, na ausência de soterramento, diagênese e litificação, esses materiais seriam desintegrados ou apresentariam formato anguloso como os observados nas brechas intraformacionais dentro do Membro Mutum. Estes conglomerados expressam a existência de pequenos hiatos, compondo superfícies de menor ordem, e não uma discordância erosiva regional.

Na Formação Traíras é relatada uma possível discordância que separa o Membro Rio Preto e o Membro Rosário, na porção sul do estado de Tocantins. Essa discordância é interpretada com base na relação de contato e na extensão da unidade psamo-pelítica em mapa, que sugere um truncamento entre essa unidade e o Membro Rio Preto. Tal discordância poderia estar associada, também, com a separação da unidade magnetita-biotita-xisto e a unidade psamo-pelítica. É importante salientar que essa possível discordância deposicional, pode também ser interpretada como tectônica, a partir de falhas transcorrentes geradas durante o Ciclo Brasileiro.

Para o nível de detalhamento dessa dissertação essas discordâncias não foram mapeadas nem devidamente descritas e minuciosamente interpretadas, ficando como sugestão para o desenvolvimento de novos trabalhos específicos para cada uma delas.

**CAPÍTULO 6**  
**CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

## 5.1 SÍNTESE DOS RESULTADOS

A análise, compilação e a integração dos dados geológicos sobre o Grupo Araí permitiram a sistematização do seu conhecimento no que tange a estratigrafia e a geologia sedimentar. Dessa forma, foram formalmente definidas as designações de suas unidades com base na litoestratigrafia e na tectono-estratigrafia, possibilitando uma melhor organização e aplicação nos estudos destas diferentes unidades.

Nesse contexto, o Grupo Araí foi subdividido em quatro formações: Água Morna, Arraias, Caldas e Traíras. A Formação Arraias é subdividida nos membros Cubículo, Prata, Mutum, Ventura e Buracão. A Formação Caldas é subdividida em Membro Superior e Membro Inferior. A Formação Traíras é subdividida nos membros Boqueirão, Rio Preto e Rosário.

A **Formação Água Morna** é composta principalmente por uma sequência de metarcóseos grossos e quartzitos feldspáticos com clastos de quartzo arredondados dispersos, e sua área tipo foi definida na Serra da Água Morna, a 70 km a sudeste da sede do município de Paranã-TO. Essa formação é interpretada como depositada em um sistema deposicional fluvial entrelaçado do tipo *Saskatchewan Sul* em uma bacia do tipo SAG-intracontinental no contexto tectônico da fase pré-rifte, compondo assim, a **Tectonossequência Água Morna** regida por processos de subsidência termal.

A **Formação Arraias**, assim denominada em referência à localidade homônima situada no sul do estado do Tocantins, representa um espesso pacote de sedimentos continentais, subdivido nos membros: Cubículo, Prata, Mutum, Ventura e Buracão. Todo esse pacote de sedimentos representa a **Tectonossequência Arraias** que constitui os tratos de sistema de sistema rifte inicial e de clímax do rifte inicial, em um contexto cujo processo de subsidência da bacia era essencialmente mecânico.

O **Membro Cubículo** é composto principalmente por metaconglomerados matriz-suportados, depositados em um contexto de sistema deposicional de leque aluvial dominado por fluxos de gravidade subaéreos. Sua área tipo foi definida na Serra do Cubículo, localizada a 30 km a sudoeste do município de Monte Alegre de Goiás.

O **Membro Prata** é composto por espessos pacotes de metarcóseos e quartzitos feldspáticos com lentes de metaconglomerados que constituem um amplo contexto de sedimentação em um ambiente fluvial entrelaçado do tipo *Saskatchewan Sul* e, menos frequente, do tipo *Donjek*. Sua área tipo foi definida na Serra da Prata, cerca de 20 km a sudoeste do município de Monte Alegre-GO.

O **Membro Mutum** composto por espessas sequências de quartzo arenitos e quartzitos puros com estratificações cruzadas de grande porte depositados em um ambiente



de sedimentação eólico. Sua área tipo foi definida nas proximidades da coordenada 8564000/186000 (zona 23L), na cabeceira do Córrego Mutum, na Serra das Caldas, cerca de 50 km a sudeste de Paranã-TO.

O **Membro Ventura** é composto por metaconglomerados, quartzitos e intercalações métricas de metamarga e metagrauvacas que constituem um ambiente deposicional Lacustre alimentado por um sistema de leques aluviais que compõe um sistema deposicional fluvial-lacustre. Sua área tipo foi definida ao longo do curso superior do Rio Ventura, localizado à 60 km a sudeste de Paranã, em um vale suspenso no topo da Serra das Caldas.

O **Membro Buracão** é composto de pequenos derrames basálticos, riolitos, riodacitos e dacitos, além de piroclásticas e brechas. Essas rochas são de suma importância para balizar a idade da Bacia Araí. Sua área tipo foi definida no amplo vale entre as serras do Cubículo e da Prata, a cerca de 20 km a sul da cidade de Monte Alegre de Goiás, na cabeceira e margens do Córrego Buracão.

A **Formação Caldas** representa a sequência deposicional transicional do Grupo Araí, subdividida em dois membros: membro inferior e membro superior. Essas duas unidades compõem um sistema deposicional de praia, sendo o **Membro Inferior** o representante da zona de praia (*backshore* e *foreshore*) e o **Membro Superior** o representante da zona de *Shoreface*. Essa formação foi assim denominada devido à ampla exposição desses dois membros na borda oeste da Serra das Caldas, na região de Paranã - São Salvador-TO. A falta de referências geográficas dificultou a designação dos membros, os quais foram denominados de Inferior e Superior.

A **Formação Traíras**, assim denominada em referência à localidade homônima situada no sul do estado do Tocantins, representa a sequência marinha do Grupo Araí. Essa formação é subdividida, da base para o topo em: Membro Boqueirão, Membro Rio Preto e Membro Rosário. O **Membro Boqueirão** é composto por sedimentos pelíticos com restrita contribuição de psamitos e carbonatos que resultam em metassiltitos, calcixistos, filitos carbonosos, quartzitos e mármores depositados em uma plataforma mista com porções de mar restrito. O **Membro Rio Preto** é constituído essencialmente por psamitos, que resultam em um espesso pacote de quartzitos depositados em ambiente plataformar siliciclástico dominado por marés. O **Membro Rosário** é representado por psamitos, pelitos e carbonatos que resultam em um conjunto heterogêneo de quartzitos, metassiltitos, filitos e grandes lentes de mármores intercalados, depositados em um ambiente de plataforma mista dominada por marés e com influência de tempestades.

A carta estratigráfica da Bacia Araí (Figura 4.1) representa a síntese esquematizada da compilação dos resultados da proposta estratigráfica deste trabalho.

Em síntese, a Bacia Araí representa um rifte intracontinental passivo mesoproterozóico cujo início desenvolveu-se em um contexto de bacia *SAG*-intracontinental (Formação Água Morna) em regime de subsidência termal. Sobre uma discordância regional a bacia evolui para um regime de subsidência mecânica com a deposição da sequência continental (Formação Arraias) associada ao típico vulcanismo bimodal (Membro Buracão). A partir de discordâncias - concordâncias correlativas a bacia passa a uma fase de ambientes transicionais com subsidência mecânico-flexural (Formação Caldas). O preenchimento da bacia se encerra a partir de um regime flexural com o desenvolvimento de uma plataforma marinha em grande parte sob condições deposicionais mistas, isto é, com deposição simultânea de siliciclásticos e carbonáticos (Formação Traíras).

O embasamento do Grupo Araí é constituído por xistos e paragneisses da Formação Ticunzal, além de granitoides da Suíte Aurumina. Estas rochas foram afetadas por um grande evento orogenético durante o Ciclo Transamazônico que atingiu grau metamórfico anfíbolito médio a alto e foi responsável pela formação dos líquidos graníticos da Suíte Aurumina, bem como pelo metamorfismo do conjunto Ticunzal-Aurumina.

Durante a Tafrogênese Estateriana as rochas do embasamento foram afetadas por processos distensionais anteriores a 1,7 Ga que geraram uma bacia tipo rifte passivo, meio-gráben, que evolui a partir de falhas normais de direção NS a N20°E.

O Ciclo Brasileiro afetou as rochas do embasamento e do Grupo Araí com grau anquimetamórfico a xisto verde baixo. Esse evento de natureza dúctil-rúptil foi responsável pela inversão da Bacia Araí, implementando dobras, foliações e lineações, além de grandes zonas de cisalhamento. O grau de encurtamento, deformação e metamorfismo é variável de região para região, assim como os estilos estruturais particulares.

Em um contexto regional, as rochas do Grupo Araí podem ser correlacionadas com o Supergrupo Espinhaço, Grupo Natividade e Grupo Roraima. Esta correlação é fundamentada na análise dos sistemas deposicionais, nas características sedimentológicas e nos dados geocronológicos disponíveis para rochas vulcânicas ácidas.

## 5.2 RECOMENDAÇÕES PARA FUTURAS INVESTIGAÇÕES

O desenvolvimento deste trabalho mostrou a necessidade de solucionar determinadas questões que deverão constituir temas de pesquisa em trabalhos futuros, no âmbito do Grupo Araí, tais como:

1. Refinamento da cartografia visando à definição das discordâncias e mensuração mais precisa das espessuras de cada unidade, bem como suas variações;
2. Estudos de maior detalhe sedimentológico e estratigráfico de cada uma das unidades com vistas à definição de elementos arquiteturais e superfícies limítrofes;
3. Estudos de maior detalhe do Membro Buracão visando a sua melhor caracterização, além de contribuição para o entendimento da evolução da bacia e da Tafrogênese Estateriana. Pesquisas visando à distinção de fácies de rochas vulcânicas piroclásticas de sedimentos epiclásticos também devem ser desenvolvidas;
4. Estudos com foco na geotectônica, com base em uma análise estrutural detalhada dos metassedimentos e do embasamento para determinar as feições relacionadas ao evento de rifteamento e de inversão da bacia;
5. Estudos geocronológicos e isotópicos como Sm-Nd em pelitos e U-Pb em zircões detríticos com a finalidade de definir o intervalo de tempo de deposição dos pacotes, além de detectar outras discordâncias e possibilitar a elaboração de uma carta cronoestratigráfica mais acurada para a Bacia Araí e
6. Estudos geocronológicos, sedimentológicos e metamórficos do Grupo Serra da Mesa com o intuito de discutir sobre sua possível correlação cronoestratigráfica com os sedimentos da Formação Traíras do Grupo Araí.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, P.A. e ALLEN, J.R. 2005. Basin analysis: principles and applications – 2 ed. P63-79; p327-335.
- ALLEN, P.A. & Allen, J.R. 1990. Basin Analysis: Principles and Applications. Blackwell Scientific Publications, Oxford. In: ALLEN, P.A. e ALLEN, J.R. 2005. Basin analysis: principles and applications – 2 ed. P63-79; p327-335.
- ALMEIDA, F.F.M., 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no proterozóico superior. Anais... Acad. Bras. Ciências, n. 40, p 285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, 1977. Campina Grande, Atas Campina Grande: SGB, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M., AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWAHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of South America cratonic margin South of the Amazon river.
- ALVARENGA, C. J. S. de, BOTELHO, N. F., DARDENNE, M. A., LIMA, O. N. B. de, MACHADO, M. A., 2007. Nota Explicativa da Folha SD.23-V-C-V (Cavalcante) – escala 1:100.000. UnB/CPRM, Goiás, 76 p.
- ANGULO, R.J. 1996. Natural dynamics and land-use on the coast of Paraná, BRzil: Background and prospective. Anais Academia Brasileira de Ciências, 68(3):383-388.
- ARAÚJO, V. A., ALVES A. C., 1979. Projeto Canabrava-Porto Real, Relatório Final. CPRM, Goiânia, 191p.
- ARAÚJO FILHO, J.O. 1999. Structural characteristics and tectonic evolution of Pirineus Syntaxes, central Brazil. 418p. PhD Thesis, Univ. of Linois.
- ARAÚJO FILHO, J.O. de., 2000. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two brasileiro fold-thrust belt in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. Revista Brasileira de Geologia 30(1), 144-148.
- ARNOTT, R.W.C. & HAND, B.M. 1989. Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 59. No. 6. (November), p.1062-1069.
- ASHLEY, G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. J. Sedim. Petrol., 60, 160-172. In: SCHERER, C.M. Ambientes Fluviais. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- ASSINE, M. L. Ambiente de Leques Aluviais. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- BAGNOLD, R.A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes . London, Methuen, 265pp. In: SCHERER, C.M.S., 2004. Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos. UFRGS, apostila didática. Rio Grande do Sul. p130.
- BARBOSA, O., BAPTISTA, M.B., BRAUN, O.P., DYER, R.G., COTTA, J.C., 1969. Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília. Relatório Prospec/DNPM, 225p, Rio de Janeiro.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. 1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. Journal Geological Society of London, 134, 33-39. In: Allen, P.A. e Allen, J.R. 2005. Basin analysis: principles and applications – 2 ed. P63-79; p327-335.
- BIGARELLA, J.J. 1972. Eolian environments - their characteristics, recognition and importance. In: Rigby, J.K. & Hamblin, W.K. (Eds). Recognition of ancient sedimentary environments. Soc.

- Econ. Paleontol. Miner., Spec. Publ., 16, pp.12-62. In: SCHERER, C.M.S., 2004. Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos. UFRGS, apostila didática. Rio Grande do Sul. p130.
- BOGGS, S. Petrology of sedimentary rocks. New York: Macmillan Publishing Company, 1992. 707p.
- BOSENCE, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B.H. & BOSENCE, D.W.J. (ed.). Sedimentation and tectonics of rift basins: Red Sea – Gulf of Aden. London: Chapman & Hall. P.9-25. In: WIEDERKEHR, F. 2010. Análise tectono-Estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia). Dissertação de mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, p.98.
- BOTELHO, N.F., ALVARENGA, C.J.S.de, MENESES, P.R., D'EL-REY SILVA, L.J.H., 1999. Suíte Aurumina: Uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 7, Brasília, Anais pp.17.
- BOTELHO, Nilson F ; DANTAS, E. L. ; FUCK, Reinhardt Adolfo ; LAUX, Jorge H ; JUNGES, Sérgio L . 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. In: The Paleoproterozoic record of the São Francisco craton, Ouro Preto, p. 92.
- BRAUN, O.P.G. 1980. Uma discussão sobre alguns aspectos geotectônicos e estratigráficos das sequências Pré-Cambrianas do centro-leste de goias. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. Anais Goiânia: SBG, 1981. P9-29.
- BRITO NEVES, B.B.; SÁ, J.M.; NILSON, A.N.; BOTELHO, N.F. 1995. A Tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. Geonomos, 3: 1-21
- BROOKIFIELD, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. Sedimentology, 24., 303-332. In: SCHERER, C.M.S., 2004. Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos. UFRGS, apostila didática. Rio Grande do Sul. p130.
- CANT, D.J. 1978. Development of facies model for Sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. In: Riccomini, C. & Coimbra, A.M. – Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. IG-USP, Série Didática, Nº 6. São Paulo. Nov. 1993
- CASTRO, J.C. E CASTRO, M.E. Ambientes Deltaicos. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- CRONE, A.J. 1975. Laboratory and field studies of mechanically infiltrated matrix clay in arid fluvial sediments. PhD Thesis, University of Colorado, 162 p.
- Da SILVA, H.T.F. 1993. Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates - characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequence in the Recôncavo Basin, northeast Brazil. Universidade do Texas, Austin, U.S.A., Tese de Doutorado, 312 p. In: Martins-Neto, M.A, 1998 – O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma bacia Rife-Sag do paleo/mesoproterozóico. Revista Brasileiro de Geociências. V.28(2), p151-168.
- DALRYMPLE, R.W., SAITLIN, B.A., RAHMANI, R.A., 1992. Estuarine facies models: conceptual basin and stratigraphic implications: Jour. Sed. Petrology, v.6, p. 1130-1146.0
- DARDENNE, M. A., Campos J.E.G., Alvarenga C.J.S., Martins F.A.L., Botelho, N.F. 1999. A sequência sedimentar do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 7, e Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 10, Brasília., Atas, p. 100.
- DARDENNE, M.A., 2000 - The Brasília Fold Belt. In Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South América, Brazil 2000, 31th Intern. Geological Congress, Rio de Janeiro, p.231-263.
- DAVIS R.A., Jr. 1985. Coastal sedimentar environments, 2nd ed.: Springer-Verlang, New York, 716p. In: BOOGS, S. 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy (4ed.) Upper Saddle River. New Jersey. 661p.

- DELLA FÁVERA, J.C. 2008. Ambientes Marinhos Rasos. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- DE RAAF, J.F.M., BOERSMA,R.J., GELDER,A.V. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24: 451-483.
- DYER, R.C. 1970. Grupo Araí. Um Grupo de metamorfitos do Centro-Leste de Goiás, *Revista da Escola de Minas de Ouro Preto*, v. 28.
- EINSELE, G., 1992, *Sedimentary basins*: Springer-Verlag, Berlin, 628 p.
- ESTEVES, F.A., 1988. Fundamentos de Limnologia. Rio de Janeiro: Interciência 575p. In: FREITAS, M.S., 2007. Estratigrafia de alta resolução e geoquímica orgânica da Formação Tremembé, Terciário da Bacia de Taubaté, na região de Taubaté-Tremembé-SP. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2007.
- FACCINI, U.F. & PAIM, P.S.G. Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais. In: RIBEIRO, H.J.P.S.. *Estratigrafia de Sequência*. Ed (Editora Unisinos) 2001. p.341-390.
- FERNANDES, P. E. C. A., MONTES, M. L., BRAZ, E.R.C., MONTES, A.S.L., SILVA, L.L., OLIVEIRA, F.L.L., SIGAS, J.R.O., CASTRO, H.E.F., 1982. Formação Ticunzal. In: Projeto RADAMBRASIL, Folha SD-23, Brasília, MME, p. 61-63.
- FISHER, R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v.72, p.1409-1414. In: WALKER, R.G. *Facies Models*.2ed.Canada: Geoscience Canada, 1984. 317p.
- FICHER, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Reviews*, v.1.p287-298. In: WALKER, R.G. *Facies Models*.2ed.Canada: Geoscience Canada, 1984. 317p.
- FISHER, W.L.ET AL., 1969. Delta systems in the exploration of oil and gas. Bureau of Economic Geology, The Univ. of Texas at Austin, 78p. In: BOOGS,S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4ed.). Upper Saddle River. New Jersey. 661p.
- FONSECA, M. A., DARDENNE, M. A., UHLEIN, A., 1995. A Faixa Brasília Setor Setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(4):267-278.
- FROSTICK, L.E. & REID, I., 1990. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12 (2) 195-218. In: WIEDERKEHR, F. 2010. Análise tectono-Estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia). Dissertação de mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, p.98.
- FUCK, R.A., MARINI, O.J., DARDENNE, M.A., FIGUEIREDO, A.N., 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região d Niquelândia – Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 54-62.
- FUCK, R. A., DANTAS, E. L., PIMENTEL, M. M., BOTELHO, N.F., JUNGES, S. L., HOLLANDA, M. H. B. M., MORAES R., ARMSTRONG, R. 2002. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: SBG ,Cong. Bras. de Geologia, 41, João Pessoa. Anais, p. 308.
- FUCK, R.A., Pimentel M.M., Soares J.E.P., Dantas E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9, Atas, p. 26-27.
- GALLOWAY, W.E., 1975. Porcess framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional system, in Broussard, M.L. (ed.), *Deltas: Models for exploration*: Houston Geological Society, p. 87-98. In: BOOGS,S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4ed.). Upper Saddle River. New Jersey. 661p.

- GALLOWAY, W.E. & Hobday, D.K. 1996. Terrigenous clastic depositional systems. 2 ed. Berlin, Springer, 489 p.
- GAWTHORPE, R.L. & LEEDER, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12 (2) 195-218. In: WIEDERKEHR, F. 2010. Análise tectono-Estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia). Dissertação de mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, p.98.
- GIANNINI, P.C.F., ASSINE, M.L.A., SAWAKUCHI, A.O. 2008. Ambientes Eólicos. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- HARDISTY, J., 1990, *Beaches – Form and process*: Unwin Hyman, London, 324p.
- HATCHER JR., R.D. & WILLIAMS, R.T. 1986. Mechanical model for single thrust sheets: part I: Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationship to the mechanical behaviour or orogenic belts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 975-985. In: FONSECA, M. A., DARDENNE, M. A., UHLEIN, A., 1995. A Faixa Brasília Setor Setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(4):267-278.
- HUBBART, R.J.; Pape, J. & Roberts, D.G. 1985. Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin. In: O.R. Berg & D. Woolverton (eds.) *Seismic Stratigraphy H: An Integrated Approach*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 39: 79-91. In: Martins-Neto, M.A, 1998 – O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma bacia Rifte-Sag do paleo/mesoproterozóico. *Revista Brasileiro de Geociências*. V.28(2), p151-168.
- HUNTER, R.E. 1977. Basic type of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 361-367. In: SCHERER, C.M.S., 2004. *Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos*. UFRGS, apostila didática. Rio Grande do Sul. p.130.
- HUNTER, R.E.; Richmond, B.M. & Alpha, T. 1983. Storm -controlled oblique dunes of the Oregon coast. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1450-1465. In: SCHERER, C.M.S., 2004. *Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos*. UFRGS, apostila didática. Rio Grande do Sul. p.130.
- HURLEY, P.M., ALMEIDA, F.F.M., MELCHER, G.C., CORDANI, U.G., RAND, J.R., KAWASHITA, K, VANDOROS, P., PINSON, W.H., FAIRBAIRN, H.W., 1967. Test of continental drift by comparison of Radiometric ages, *Science* 157, 465-500. In: BRITO-NEVES, B.B. 201. The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 270-286.
- JOHNSON, H.D. & BALDWIN, C.T. 1986. Shallow siliciclastic seas. In: READING, H.G., Ed.: *Sedimentary Processes, Facies and Stratigraphy*. 2<sup>nd</sup> Ed, p.229-282, Oxford Brackwell Scientific Publications.
- KENDALL, C.G.; SCHLAGER, W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*. Amsterdam: Elsevier, c. 44, p. 181-212.
- KJERFVE, B. and MAGILL, K.E., 1989, Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons: *Marine Geology*, v. 88, p. 187-199. In: BOOGS, S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4ed.) Upper Saddle River. New Jersey. 661p.
- KOMAR, P.D., 1976. Beach processes and sedimentation. Prentice – Hall Inc., Englehoos Cliffs, New Jersey, 429p. In: SILVA, I.R. Ambientes Costeiros. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- KOMAR, P.D., 1998. Beach processes and sedimentation: 2<sup>nd</sup> ed.: Prentice – Hall Inc, Upper Saddle River, N.J., 429p.
- KRENKEL, E. 1922. Die Bruchzonen Ostafrikas, Berlin, Bomtraeger, 184p. In: BRITO NEVES, B.B.; SÁ, J.M.; NILSON, A.N.; BOTELHO, N.F. 1995. A Tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3: 1-21

- KUCHLE, J., HOLZ, M., BRITO, A.F. BEDREGAL, R.P. 2005. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 13 (2): 227-244.
- LAJOIE, J. 1984. Volvaniclastic rocks. In: WALKER, R.G., *Facies Models*. Canadá: Geological Association of Canada. p39-52.
- LAMBIASE, J.J. 1990. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: KATZ, B.J. (ed) *Lacustrine basin exploration case studies and modern analogues*. AAPG, P.265-276. In: WIEDERKEHR, F. 2010. Análise tectono-Estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia). Dissertação de mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, p.98.
- LEEDER, M.R. & GAWTHORPE, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Coward, M.P., Dewey, J.F. (Eds.) *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society of London Special Publication n. 28, p139-152. In: WIEDERKEHR, F. 2010. Análise tectono-Estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia). Dissertação de mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, p.98.
- LOWER, D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Assine, M. L. *Ambiente de Leques Aluviais*. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- LOWELL, J.D. & GENIK, G.J. 1972. Sea floor spreading and structural evolution of southern Red Sea. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 56, 247-259. In: Allen, P.A. e Allen, J.R. 2005. *Basin analysis: principles and applications – 2 ed.* P63-79; p327-335.
- MACAMBIRA, M.J.B., VLLAS, R.N.A. 1984. Geologia da extremidade meridional da Serra Dourada, Goiás: variedades litológicas, metamorfismo e mineralização associada. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXIII, 1984. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG, 2261-2275p.
- MACK, G.G. & SEAGER, W.R. 1990. Tectonic control on facies distribution of the Camp Rice and Palomas Formations in the southern Rio grande rift. *Bulletin of the Geological Society of America*, 102, 45-53. In: Allen, P.A. e Allen, J.R. 2005. *Basin analysis: principles and applications – 2 ed.* P63-79; p327-335.
- MARINI, O.J., LIBERAL, C.S., REIS, L.T., TRINDADE, C.A.H., SOUZA, S.L., 1978. Nova unidade litostratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás, In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, Bol. Esp. 1: 126-127.
- MARINI, O. J. e Botelho, N. F., 1986 - A província de granitos estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 16: 119-131.
- MARQUES, G.C., 2009. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 116p.
- MARTINS, F.A.L., 1999. Análise faciológica e estratigráfica do Paleo-Mesoproterozóico: Seqüência Araí no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, Goiás. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 137p.
- MARTINS-NETO, M.A., 1998 – O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma bacia Rife-Sag do paleo/mesoproterozóico. *Revista Brasileiro de Geociências*. V.28(2), p151-168.
- MARTINS-NETO, M.A. & CATUNEANU, O. 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 247-253.
- McCONNELL, R.B. 1977. East African rift system dynamics in view of Mesozoic apparent polar wander. *Journal Geological Society of London*, 134, 33-39. In: Allen, P.A. e Allen, J.R. 2005. *Basin analysis: principles and applications – 2 ed.* P63-79; p327-335.



- McCONNELL, R.B. 1980. Aresurgent taphrogenic lineament of Precambrian origin in eastern Africa. *Journal Geological Society of London*, 137, 483-489. In: Allen, P.A. e Allen, J.R. 2005. *Basin analysis: principles and applications – 2 ed.* P63-79; p327-335.
- McKEE, E.D. 1979a. Sedimentary structures in dunes. In: McKee, E. D. (ed). *Global Sand Sea*. US Geol. Surv. Prof. Pap., 1052, 429p. In: SCHERER, C.M.S., 2004. *Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos*. UFRGS, apostila didática. Rio Grande do Sul. p130.
- McKENZIE, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters.*, 40, 25-32. In: Allen, P.A. e Allen, J.R. 2005. *Basin analysis: principles and applications – 2 ed.* P63-79; p327-335.
- MIALL, A.D., 1977 – A review of the braided-rivers depositional environment. *Earth Science Review*. 13(1):1-62. Riccomini, C. & Coimbra, A.M. – *Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados*. IG-USP, Série Didática, Nº 6. São Paulo. Nov. 1993.
- MIALL, A.D., 1978 Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Riccomini, C. & Coimbra, A.M. – *Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados*. IG-USP, Série Didática, Nº 6. São Paulo. Nov. 1993.
- MIALL, A.D. 1980. Ciclicity and the facies model concept in fluvial deposits. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 28:59-80. In: Miall, A.D., 2000 – “Principles of sedimentar basin analysis” Springer-Verlang, Berlin/Heidelberg/Nova York/Hong Kong/London/Milan/Oarus/Singapore/Tokyo: Springer, 1999.
- MIALL, A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. *Education Course Note Series*. American Association of Petroleum Geologists, 20:1-75.
- MIALL, A. D., 1988, Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72, pp.
- MIALL, A.D. 1990. *Principles of sedimentary basins analysis*, 2nd ed: Springer-Verlag Inc., New York, 668p. In: Miall, A.D., 2000 – “Principles of sedimentar basin analysis” Springer-Verlang, Berlin/Heidelberg/Nova York/Hong Kong/London/Milan/Oarus/Singapore/Tokyo: Springer, 1999.
- MIALL, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*: Springer-Verlag Inc., Berlin, 582p. In: Miall, A.D., 2000 – “Principles of sedimentar basin analysis” Springer-Verlang, Berlin/Heidelberg/Nova York/Hong Kong/London/Milan/Oarus/Singapore/Tokyo: Springer, 1999.
- MIALL, A.D., 1999. *Principles of sedimentar basin analysis*. Springer-Verlang, Berlin/Heidelberg/Nova York/Hong Kong/London/Milan/Oarus/Singapore/Tokyo: Springer, 1999.
- MOHRIAK, W.; Szatmari, P. & Anjos, S. M. C. Sal: *Geologia e Tectônica; Exemplos nas Bacias Brasileiras*. Editora Beca, São Paulo, 2008.
- MORLEY, C.K. 2002. Evolution of large normal fault: evidence from seismic reflections for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. *AAPG Bulletin*, 83 (4): 613-634. In: WIEDERKEHR, F. 2010. *Análise tectono-Estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia)*. Dissertação de mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, p.98.
- MOUNT, J.F. 1984. Mixing of silicilastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*. New York: The Geological Society of America, v. 12, p. 432-435.
- NEVES, S.P., 2008 – *Dinâmica do manto e deformação continental: uma introdução à geotectônica*. Editora Universitária UFPE, 2 ed.
- OLSEN, P. E., 1990. Tectonic, climatic and biotic modulation of lacustrine ecosystems-examples from Newark Supergroup of estern North America. In: Miall, A.D., 2000 – “Principles of

- sedimentary basin analysis”Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg/Nova York/Hong Kong/London/Milan/Oarus/Singapore/Tokyo: Springer, 1999.
- PIMENTEL M.M., HEAMAN, L., FUCK, R.A., MARINI, O.J., 1991. U-Pb Zircon Geochronology of Precambrian tin-bearing continental – type acid in central Brazil. *Precambrian Research*, 52: 321-335.
- PIMENTEL, M. M. & BOTELHO, N. F. 2001. Sr and Nd isotopic characteristics of 1,77-1,58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73: 263 – 276.
- POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P., 1993. An overview of sequence stratigraphy concepts: uses and abuses. In: Posamentir, H.W. et al. (eds.): *Sequence Stratigraphy and Facies Association*. Oxford, IAS, P. 3-18. In: FACCINI, U.F. & PAIM, P.S.G. *Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais*.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. 1993. Variability of sequence-stratigraphic models: effects of local basin factors. *Sed. Geology*, 86: 91-109. In: FACCINI, U.F. & PAIM, P.S.G. *Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais*. In: RIBEIRO, H.J.P.S.. *Estratigrafia de Seqüência*. Ed (Editora Unisinos) 2001. p.341-390.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications 1993*, v.71; p35-66.
- REEVES Jr., C.C. 1968. Introduction to palaeolimnology. Amsterdam, Elsevier, 228p. In: FREITAS, M.S., 2007. *Estratigrafia de alta resolução e geoquímica orgânica da Formação Tremembé, Terciário da Bacia de Taubaté, na região de Taubaté-Tremembé-SP*. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2007.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. Depositional sedimentary environments, 2<sup>nd</sup> ed.: Springer-Verlag, Berlin, 549p. In: BOOGS, S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4ed.) Upper Saddle River. New Jersey. 661p.
- REINECK, H.E. & Singh, I. B., 1975 – “Depositional Sedimentary Environments” Springer-Verlag, Nova York/Heidelberg/Berlin, 439 pp.
- ROSS, G.M. 1983. Proterozoic Aeolian quartz arenites from the Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada: implications for Precambrian Aeolian processes. *Precambrian Research*, 20:149-160. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- ROSSETI, D.F.. 2001. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luis Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 133: 295-294.
- ROSSETI, D.F. *Ambientes Estuarinos*. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- SCHERER, C.M.S., 2004. *Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos*. UFRGS, apostila didática. Rio Grande do Sul. p130.
- SCHLISCHE, R.W., 1991. Half-graben filling models: implications for the evolution of continental extensional basins. *Basin Research* 3: 123-141. In: WIEDERKEHR, F. 2010. *Análise tectono-Estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia)*. Dissertação de mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, p.98.
- SCHLISCHE, R.W. & ANDERS, M.H. 1996. Stratigraphic effects tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. In: BERATON, K.K. (Ed.) *Reconstructing the history of Basin and Range extension using sedimentology and stratigraphy*. Geological Society of America Special Paper n. 303, p.183-203. In: WIEDERKEHR, F. 2010. *Análise tectono-Estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia)*. Dissertação de mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, p.98.

- SCHOBENHAUS, C. F., 1993. Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão. Tese de Doutorado, Universidade de Freiburg, 164p.
- SCHUMM, S.A. 1981. Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implications. In: ETHRIDGE, F.G. & FLORES, R. (eds.) Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration. Tulsa, SEMP. p. 19-29. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 31). In: Riccomini, C. & Coimbra, A.M. – Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. IG-USP, Série Didática, Nº 6. São Paulo. Nov. 1993.
- SELLEY., R.C. 1976. An Introduction to Sedimentology. Academic Press. Londres/Nova York/San Francisco, 408 pp. In: Suguio, K., 1980 – Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica/Kenitiro Suguio. São Paulo: Edgard Blucher: Ed. Da Universidade de São Paulo, 1980.
- SELLEY, R. C. 1988. Applied Sedimentology. London: Academic, 446 pp.
- SENGOR & BURKE, 1978; Morgan e Baker, 1983; Turcotte, 1983; Keen, 1985; Bott, 1992; apud Allen & Allen, 2005.
- SENGOR, A.N.C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. Earth Science Review, v.27. p.1-201. In: BRITO NEVES, B.B.; SÁ, J.M.; NILSON, A.N.; BOTELHO, N.F. 1995. A Tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. Geonomos, 3: 1-21.
- SHANLEY, K.W. & McCABE,P.J. 1994. Perspectives on sequence stratigraphy of continental strata. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 78(4):544-568. In: FACCINI, U.F. & PAIM, P.S.G. Estratigrafia de sequências em depósitos continentais. In: RIBEIRO, H.J.P.S.. Estratigrafia de Sequência. Ed (Editora Unisinos) 2001. p.341-390.
- SILVA, I.R. 2008. Ambientes Costeiros. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. São Paulo: Beca-Ball; 2008. 53-71p.
- SLOSS, L.L., KRUMBEIN,W.C., DAPPLES, E.C., 1949. Integrated facies analysis. In: Longwell, C.E. (ed.) Sedimentary Facies in Geologic History. Geological Society of America, p91-124.
- SMITH, D.G. & SMITH, N.D. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. Journal of Sedimentary Petrology, 50(1):157-164. In: Riccomini, C. & Coimbra, A.M. – Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. IG-USP, Série Didática, Nº 6. São Paulo. Nov. 1993.
- SOUZA, C.R. de G., SOUZA FILHO, P.W..., ESTEVES, L.S., VITAL, H., DILLENBURG,S.R., PATCHINEELAM, S.M., ADDAD, J.E. 2005. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA,C.R. de G., GUGUIO,K., OLIVEIRA,A.M. dos SANTIS, OLIVEIRA,P.E. (Orgs.) Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto, Ed. Holos, 378p.
- SUGUIO, K. 1992. Dicionário de Geologia Marinha. São Paulo, SP: Editora T. A. Queiroz. 171 p.
- SUGUIO, K. 2003. Geologia Sedimentar. São Paulo: Edgard Blücher. 400 p.
- SUGUIO, K. 1980. Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica. São Paulo: Edgard Blucher: Ed. Da Universidade de São Paulo.
- UNRUNG R., 1997 – Rodinia to Gondwana, the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly.GSA Today, 7(1): 1-6.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., TODD,R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON III, S., SANGREE, J.B., BUBB,J., HATLELID, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C.E. (ed.) Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p 49-212.
- VAN HOUTEN, F.B., 1964, Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania. In: Miall, A.D., 2000 – “Principles of sedimentar

- basin analysis" Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg/Nova York/Hong Kong/London/Milan/Oarus/Singapore/Tokyo: Springer, 1999.
- VEEVERS, J.J. 1981. Morphotectonics of rifted continental margins in embryo (east Africa), youth (Africa-Arabia), and maturity (Australia). *Journal of Geology*, v.89, p 57-82.
- WAGNER, G. 1950. Ein fuhrung in die Erd un Landschaftsgeschichte, 664 pp. Ohringen: Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung F. Rau. In: Suguio, K., 1980 – Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica/Kenitiro Suguio. São Paulo: Edgard Blucher: Ed. Da Universidade de São Paulo, 1980.
- WALKER, R.G. 1979. Facies Models. Toronto, Geological Assoc. of Canada, Geoscience Canada Repr. Series. In: WALKER, R.G., Facies Models. Canadá: Geological Association of Canada; 1984. p39-52.
- WALKER, R.G. Facies Models. 2ed. Canada: Geoscience Canada, 1984. 317p.
- WIEDERKEHR, F. 2010. Análise tectono-Estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia). Dissertação de mestrado, Universidade do Rio Grande do Sul, p.98.
- WILSON, J.T. 1966. Did the Atlantic close and tehn re-open? *Nature*, 211, 676-681. In: Allen, P.A. e Allen, J.R. 2005. Basin analysis: principles and applications – 2 ed. P63-79; p327-335.
- WILSON, R.B. 1974. A study of the dinantain faunas of southeast Scotland. *Bulletin of the Geology Survey of Great Britain* 46, 35-65. In: VEEVERS, J.J. Morphotectonics of rifted continental margins in embryo (east Africa), youth (Africa-Arabia), and maturity (Australia). *Journal of Geology*, v.89, p 57-82
- WRIGHT, I.d. & short, a.d. 1948. Morphodynamic variability of beach and surf zones in Australia. In: KOMAR, P.D. (ed.) *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. Boca Raton: CRC Press, 35-64.
- YANG, B.C., Dalrymple R.W., Chun S.S. 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal-flat - winter shoreface. *Sedimentology*, 52:235-252.