



## **TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO (TCC)**

BRENDA KAROLINE DA SILVA CORREA

**"ANÁLISE DE FÁCIES E PETROGRAFIA DOS  
DEPÓSITOS TURBIDÍDICOS DO MEMBRO INFERIOR  
DA FORMAÇÃO DIAMANTINO, FAIXA PARAGUAI  
NORTE, REGIÃO DE NOBRES (MT)."**

BELEM – PARÁ  
AGOSTO - 2013

BRENDA KAROLINE DA SILVA CORREA

"ANÁLISE DE FÁCIES E PETROGRAFIA DOS DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS DO MEMBRO INFERIOR DA FORMAÇÃO DIAMANTINO, FAIXA PARAGUAI NORTE, REGIÃO DE NOBRES (MT)."

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

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Jr.

BELÉM – PARÁ  
AGOSTO - 2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Sistema de Bibliotecas da UFPA

---

C824a Correa, Brenda Karoline da Silva

Análise de fácies e petrografia dos depósitos turbidíticos do membro inferior da Formação Diamantino, Faixa Paraguai Norte, Região de Nobres (MT)/ Brenda Karoline da Silva Correa; Orientador: José Bandeira Cavalcante da Silva Jr. – 2013

72f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.

1. Geologia estratigráfica - Neoproterozóico. 2. Formações (Geologia) – Mato Grosso. 3. Formação Diamantino. 4. Faixa Paraguai. I. Silva Jr., José Bandeira Cavalcante da, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22<sup>a</sup> ed.:551.71

---

BRENDA KAROLINE DA SILVA CORREA

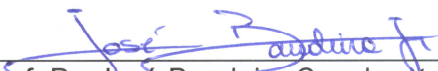
"ANÁLISE DE FÁCIES E PETROGRAFIA DOS DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS DO MEMBRO INFERIOR DA FORMAÇÃO DIAMANTINO, FAIXA PARAGUAI NORTE, REGIÃO DE NOBRES (MT)."

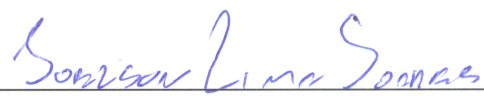
Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia


DATA DA APROVAÇÃO: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

CONCEITO: \_\_\_\_\_

BANCA EXAMINADORA:

  
Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Jr.  
Dr. em Geologia  
Universidade Federal do Pará

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

  
Msc. Isaac Daniel Rudnitski  
Mestre em Geologia  
Universidade Federal do Pará

*Dedicado a minha família, e  
ao amor da minha vida, Abrantes Jr.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus. Simplesmente pelo dom da minha vida!

As minhas tias Sirlene e Sheila, e a minha vó Judite pelo amor e apoio incondicionais, e pelos investimentos antes e durante a minha graduação. Devo muito a vocês. Acreditaram e acreditam em mim em momentos que até eu duvidava! Amo vocês!

A minha família que hoje esta longe, meu pai Afonso Correa, meus irmãos Babi, Junior e Adri, e a minha mãezinha Naza (*in memorian*). Pensar em vocês, sentir saudades e o desejo de que tivessem orgulho da filha e irmã mais velha me fizeram ter forças e coragem pra arriscar, e me deram foco. Meu amor por vocês é imensurável!

A Universidade Federal do Pará pelo apoio e ao GEOCIAM pelo financiamento desta pesquisa.

Ao meu orientador, professor e amigo José Bandeira Cavalcante da Silva Jr. Obrigada pelo apoio e incentivo!

Ao meu namorado Francisco Abrantes Jr., que representou um divisor de águas na minha vida e tornou meus dias melhores, que me tornou uma pessoa melhor. Obrigada pelo amor e pelo mais que veio no pacote! Simplesmente te amo!

A mais que incrível turma de 2009. Aos meus queridos Jhon, Luís (Queixinho), Douglas, Joãozinho (Bruno), Kauê, Alex (Loba), Luciano (Mongol), Almir, Saulo (...Pará), Paulo (PS), João Paulo (Pumba) e Thomas; e as gatíssimas Hanna, Carol, Roberta e Lilian. E em especial a minha mais que amiga, minha irmã, Thainá, que juntamente com seus pais Nelson e Jacirema me acolheram inúmeras vezes e que de coração me adotaram. Obrigada por tornarem esses quase 5 anos muito melhores do que deveriam ser!

Aos professores Afonso Nogueira e Joelson Soares, e aos meus colegas e amigos do GSed (Hudson Santos, Pedro Augusto, Isaac Salém, Kamilla Borges, Quézia, Priscila Amaral, Raphael Neto, Renato Sol, Lucas Noronha e Tiago Aguiar) pelas conversas, brincadeiras e também discussões desenvolvidas no grupo. Obrigada!

“Pois quando a sabedoria entrar no teu coração, e o conhecimento for agradável à tua alma, O bom siso te guardará e a inteligência te conservará.”

*Provérbios 2:10-11*

## RESUMO

Depósitos siliciclásticos da Formação Diamantino representam o estágio final de sedimentação do Grupo Alto Paraguai, uma sucessão sedimentar de idade Neoproterozóico-Cambriano, composta ainda pelas formações Raizama e Sepotuba. A área de estudo fica as margens do rio Serragem II, nas proximidades do município de Nobres - Mato Grosso, e guarda o registro de depósitos turbidíticos como sucessão basal da Formação Diamantino. Foram identificadas duas associações de fácies: AF1 – Leques turbidíticos, composta por pelitos laminados e maciços (PI), arenito maciço (Am), arenito com laminação plano-paralela (Alp), arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc) e arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg); b) AF2 – Canal Turbidítico composta por pelitos laminados a maciços (PI), arenitos com laminação convoluta (Aco), arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa) e arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg). Estas associações de fácies foram geradas por variação de fluxos gravitacionais e por corrente. Entre as fácies produzidas por fluxos gravitacionais destaca-se a associação PI, Am, Alp e Alc, compondo um conjunto de fácies que gradam entre si, vertical e lateralmente numa mesma camada, denotando constantes transformações de fluxo, compondo padrões cíclicos característicos de depósitos de leques turbidíticos intermediários a distais (AF1). Além disso, a presença de arenitos grossos com estratificações cruzadas e feições erosivas na base (*guttercast*) pode ser também produto dos mesmos processos, fruto de correntes hidrodinâmicas geradas com a dissipação dos fluxos turbulentos, atribuídos a depósitos de canais turbidíticos (AF2). Estudos de minerais pesados para os depósitos basais da Formação Diamantino indicam a presença de zircão, turmalina, rutilo, actinolita, hornblenda, granada, apatita, fluorita, epidoto, cianita e sillimanita. A ocorrência de grãos com alta esfericidade e arredondamento com grãos angulosos e subarredondados, como zircão, granada e rutilo, corrobora para uma origem a partir de uma fonte com diversidades litológicas e sugere mistura de sedimentos com histórias distintas. Trabalhos anteriores sugerem uma idade de aproximadamente 541 Ma, e indicam como prováveis áreas fontes dos sedimentos da Formação Diamantino as rochas da Faixa Brasília (790-600 Ma). Os dados levantados neste trabalho quando somados a outros presentes na literatura corroboram com a ideia de que a Formação

Diamantino foi depositada num ambiente de mar restrito (lacustre), inserido dentro de um contexto de bacia do tipo *foreland* e sub-bacia *foredeep*, em decorrência do provável fechamento do oceano *Clymene*, ao final da tectônica Brasileira/Pan-Africana.

**Palavras-chave:** Estratigrafia. Neoproterozóico. Faixa Paraguai. Grupo Alto Paraguai. Formação Diamantino. Depósitos turbidíticos.

## ABSTRACT

Siliciclastic deposits from Diamantino Formation represent the final stage of sedimentation in Alto Paraguai Group, a sequence of sedimentary rocks with Neoproterozoic-Cambrian age, also composed by Raizama and Sepotuba formations. The study area is at river banks of Serragem II River, nearby Nobres city- MatoGrosso, and holds the record of turbiditic deposits as a basal succession of Diamantino Formation. Were identified two facies association: AF1- Turbiditic fans compounds by laminated and massive mudstones (PI), massive sandstone (Am), sandstone with parallel lamination (Alp), sandstone with climbing ripples cross-lamination (Alc) and tangencial cross-bedding (Atg); AF2-Turbiditic channel characterized by laminated and massive mudstone (PI), sandstones with convolute lamination (Aco), sandstones with trough cross-bedding (Aa), and sandstone with tangencial cross-bedding (Atg). This facies association were generated due to variation of gravitational flow and current. Among the facies produced by gravitational flow highlights the PI, Am, Alp and Alcfacies, composing a set of facies that harrow vertically and laterally in the same layer, showing constant flow transformations, composing cyclic patterns characteristic of intermediate to distal turbidite fansdeposits(AF1). Futhermore, the presence of coarse grained sandstones with cross-bedding and erosional features in the base (gutter cast) can also be product of the same processes came from hydrodynamic currents generated by the dissipation of turbulent flows related to turbiditic channel deposits (AF2). Studies of heavy minerals made in basal Diamantino Formation deposists indicated the presence of zircon, tourmaline, rutile, actinolita, hornblende, garnet, apatite, fluorite, epidote, kyanite and silimanite. The occurrence of grains with high sphericity and rounding associated with angular grains and sub-rounded, such as zircon, garnet and rutile corroborates an origin from a source with lithological diversities and suggests mixing of sediments with diferent histories. Previous works have suggested an age of about 541 Ma indicating probable source areas of sediments of Diamantino Formation from Brasilia Belt rocks (790-600 Ma). The data collected in this work when added to others in the literarture corroborate the idea that the Diamantino Formation was deposited in an environment of restricted sea (lake), inserted into a context of the foreland basin and

foredeeps sub-basin, due to the likely closure of the Clymene Ocean at the end of the Brasiliana/Pan-African tectonic.

**Keywords:** Stratigraphy. Neoproterozoic. Paraguay Belt. Alto Paraguai Group. Diamantino Formation. Turbidite deposits.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 01</b> – Estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte. ....	18
<b>Figura 02</b> – Mapa de localização da área de estudo com localização da seção estudada.....	15
<b>Figura 03</b> - Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai representada na forma de seção esquemática W-E.....	17
<b>Figura 04</b> - Carta litoestratigráfica da Bacia neoproterozóica do sul do Cráton Amazônico/Faixa Paraguai Norte.....	21
<b>Figura 05</b> - Modelo esquemático das etapas de uma análise de fácies. ....	23
<b>Figura 06</b> – Materiais e métodos utilizados na separação dos minerais pesados .....	25
<b>Figura 07</b> - Divisões de uma corrente de turbidez.....	27
<b>Figura 08</b> - Sequência de Bouma e interpretações. ....	28
<b>Figura 09</b> -Modelos de Leques submarinos.....	30
<b>Figura 10</b> - Fácies e processos oriundos de correntes turbidíticas.....	31
<b>Figura 11</b> - Elementos básicos do sistema turbidítico .....	37
<b>Quadro 01</b> – Fácies e processos deposicionais dos depósitos da Formação Diamantino. ....	39
<b>Figura 12</b> - Perfil litoestratigráfico da Formação Diamantino na região de Nobres (MT) .....	40
<b>Figura 13</b> – Litofácies PI e Am.....	42
<b>Figura 14</b> – Litofácies Alp e Alc .....	44
<b>Figura 15</b> - Litofácies Aco e Aca.....	47
<b>Figura 16</b> – Aspectos faciológicos da Formação Diamantino .....	48
<b>Figura 17</b> – Fotomicrografias de zircão a luz natural.....	53
<b>Figura 18</b> - Fotomicrografias de turmalina à luz natural .....	54
<b>Figura 19</b> - Fotomicrografias de rutilo à luz natural. ....	55
<b>Figura 20</b> - Fotomicrografias de anfibólio à luz natural.....	56
<b>Figura 21</b> - Fotomicrografias de granada à luz natural .....	56
<b>Figura 22</b> - Fotomicrografias de apatita à luz natural. ....	57
<b>Figura 23</b> - Fotomicrografias a luz natural de fluorita e epidoto.....	58
<b>Figura 24</b> - Fotomicrografias à luz natural de cianita e sillimanita .....	58
<b>Figura 25</b> - Distribuição dos percentuais relativos dos minerais pesados e índice ZTR no perfil da Formação Diamantino. ....	61
<b>Figura 26</b> – Proposta de modelo deposicional para os depósitos turbidíticos da Formação Sambaíba na região de Nobres-MT. ....	65

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>14</b>
<b>1.1</b>	<b>Apresentação .....</b>	<b>14</b>
<b>1.2</b>	<b>Localização e vias de acesso .....</b>	<b>14</b>
<b>1.3</b>	<b>Objetivos .....</b>	<b>14</b>
<b>2</b>	<b>A FAIXA PARAGUAI .....</b>	<b>16</b>
<b>2.1</b>	<b>Aspectos tectônicos e deposicionais .....</b>	<b>16</b>
<b>2.2</b>	<b>O Grupo Alto Paraguai e a Formação Diamantino .....</b>	<b>19</b>
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>23</b>
<b>3.1</b>	<b>Análise de Fácies.....</b>	<b>23</b>
<b>3.2</b>	<b>Minerais Pesados .....</b>	<b>24</b>
<b>4</b>	<b>FUNDAMENTOS TEÓRICOS .....</b>	<b>26</b>
<b>4.1</b>	<b>Sistemas de Leques Submarinos.....</b>	<b>26</b>
4.1.1	Correntes de turbidez .....	26
4.1.2	Fácies turbidíticas.....	28
4.1.3	Sistemas turbidíticos.....	35
<b>5</b>	<b>ANÁLISE DE FÁCIES.....</b>	<b>39</b>
<b>5.1</b>	<b>Descrição das Litofácies.....</b>	<b>41</b>
5.1.1	Pelito laminado a maciço (PI) .....	41
5.1.2	Arenito maciço (Am) .....	41
5.1.3	Arenito com laminação plano-paralela (Alp) .....	43
5.1.4	Arenito com laminação cruzada (Alc) .....	43
5.1.5	Arenito com laminação convoluta (Aco).....	45
5.1.6	Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa).....	45
5.1.7	Arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg).....	45
<b>5.2</b>	<b>Associações de Fácies.....</b>	<b>49</b>
5.2.1	AF1 – Leque turbidítico médio (Mid turbidite fan) .....	49
5.2.2	AF2 - Canais turbidíticos (Turbidite channels).....	50
<b>6</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO DE MINERAIS PESADOS .....</b>	<b>52</b>
<b>6.1</b>	<b>Morfologia dos Grãos.....</b>	<b>53</b>
6.1.1	Zircão [ZrSiO <sub>4</sub> ] .....	53
6.1.2	Turmalina [Na(Mg,Fe) <sub>3</sub> Al <sub>6</sub> B <sub>3</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>27</sub> (OH,F) <sub>4</sub> ] .....	54
6.1.3	Rutilo [TiO <sub>2</sub> ].....	55
6.1.4	Hornblenda [Ca <sub>2</sub> Na(Mg,Fe) <sub>4</sub> (Al,Fe,Ti)AlSi <sub>8</sub> AlO <sub>22</sub> (OH,O) <sub>2</sub> ] .....	55
6.1.5	Actinolita [(Ca,Na) <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>5</sub> (Si,Al) <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> ].....	55
6.1.6	Granada [(Fe <sup>2+</sup> ,Mn,Mg) <sub>3</sub> (Al,Fe <sup>3+</sup> ) <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> ] .....	56
6.1.7	Apatita [Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (OH,F,Cl)].....	57
6.1.8	Fluorita [CaF <sub>2</sub> ].....	57

6.1.9	Epídoto $[\text{Ca}_2(\text{Al, Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})]$ .....	57
6.1.10	Cianita $[\text{Al}_2(\text{SiO}_5)]$ .....	58
6.1.11	Sillimanita $[\text{Al}_2\text{SiO}_5]$ .....	58
<b>6.2</b>	<b>Distribuição no Perfil.....</b>	<b>59</b>
<b>6.3</b>	<b>Interpretações e Proveniência.....</b>	<b>62</b>
<b>7</b>	<b>MODELO DEPOSICIONAL.....</b>	<b>64</b>
<b>8</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>66</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>68</b>

## **1 INTRODUÇÃO**

### **1.1 Apresentação**

Depósitos siliciclásticos de idade neoproterozóica-cambriana que afloram na Faixa Paraguai Norte tem atualmente despertado o interesse de muitos pesquisadores, principalmente devido estes depósitos registrarem os últimos eventos tectono-sedimentares que marcam o provável fechamento do Oceano *Clymene*, no limite do Neoproterozóico-Cambriano (BANDEIRA et al., 2012; TOHVER et al., 2010). Rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai guardam os registros das colisões continentais que resultaram na formação do supercontinente Oeste-Gondwana, suprimindo a sedimentação da plataforma carbonática Araras e os diamictitos da Formação Puga ( $\pm 627$  MA) (BABINSK et al., 2008; BANDEIRA et al., 2012; ROMERO et al., 2013). O Grupo Alto Paraguai é composto pelas formações Raizama (arenitos e pelitos), Sepotuba (carbonatos e pelitos) e Diamantino (pelitos e arenitos) (ALMEIDA, 1964 a e b; BANDEIRA et al., 2012; HENNIES 1966;). Sendo esta última o alvo deste trabalho.

### **1.2 Localização e vias de acesso**

A área estudada localiza-se na região centro-oeste do Brasil, nas proximidades da cidade de Nobres, Estado do Mato Grosso, porção sudeste do Cráton Amazônico, situada entre os paralelos 14° 05' e 16° 00' de latitude sul e os meridianos 59° 30' e 58° 30' à oeste de *Greenwich*.

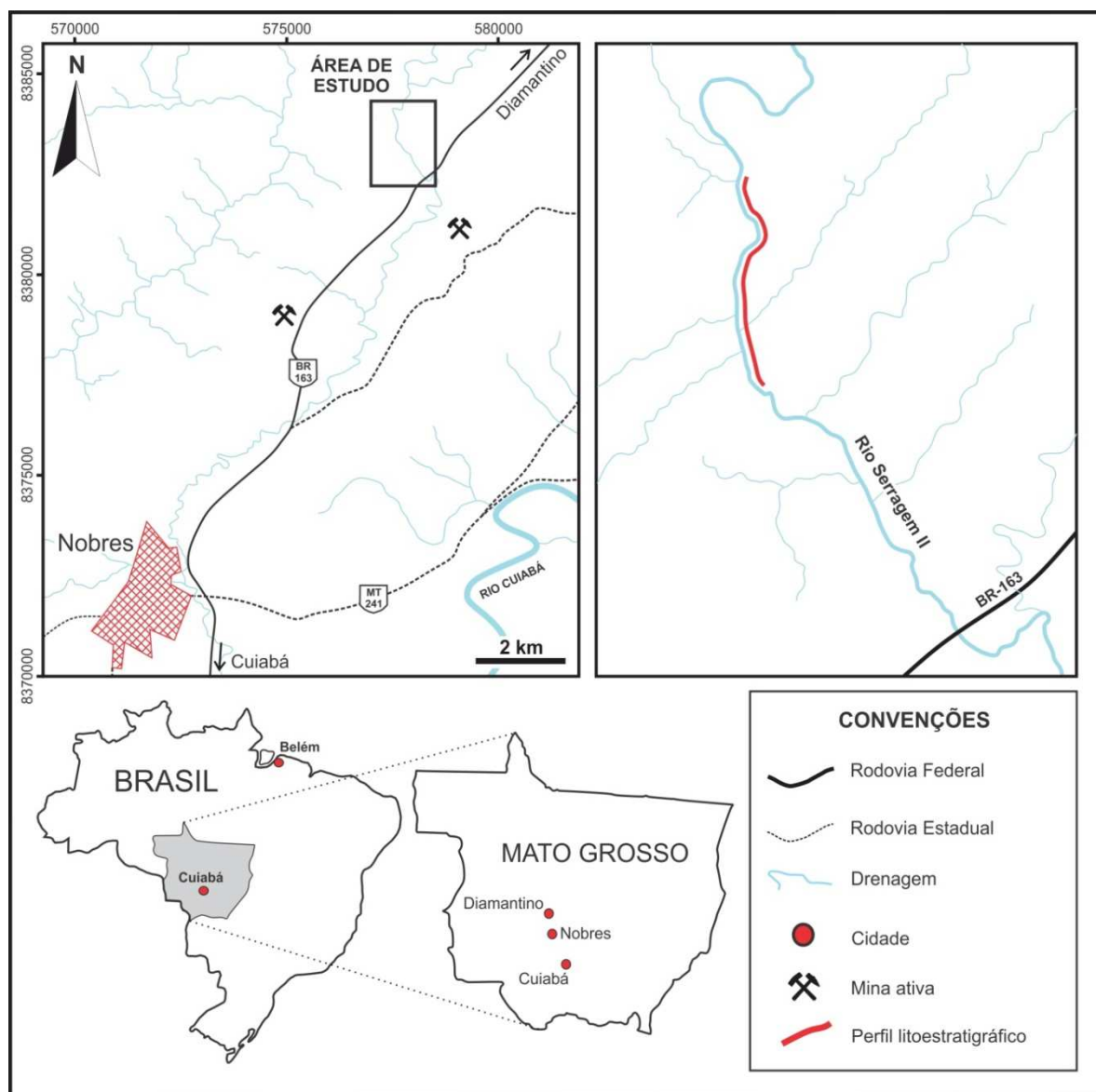
O acesso à área se dá partindo de Cuiabá, num percurso de 90 km pela MT-010, passando pelos municípios de Acorizal e Rosário d'Oeste até a cidade de Nobres. Os afloramentos estudados estão localizados ao longo do rio Serragem II, situado as margens da BR-163, a 7 km do município de Nobres (Figura 01).

### **1.3 Objetivos**

Este trabalho tem por objetivo principal, determinar o comportamento dos depósitos turbidíticos proximais da Formação Diamantino com relação a sua sedimentação e proveniência. E testar o quanto os eventos de fechamento da Bacia Paraguai influenciaram a sedimentação do depósito turbidítico Diamantino.

A compreensão dos processos sedimentares envolvidos na geração e desenvolvimento de um complexo turbidítico, mostra-se de suma importância para a geologia brasileira, visto estes constituírem bons reservatórios para hidrocarbonetos. Além de se traduzir numa excelente oportunidade de investigar a origem da sequência siliciclástica do Grupo Alto Paraguai depositada após as rochas carbonáticas do Grupo Araras, bem como investigar a última deposição na Bacia Paraguai, a Formação Diamantino, unidade de topo do Grupo Alto Paraguai, aplicando análise petrográfica e de paleocorrentes, dando suporte às interpretações quanto a proveniência dos sedimentos pertencentes às unidades estudadas.

**Figura 01** – Mapa de localização da área de estudo com localização da seção estudada.



Fonte: Fornecido pelo autor.

## 2 A FAIXA PARAGUAI

### 2.1 Aspectos tectônicos e deposicionais

A Faixa Paraguai resulta da colisão dos blocos continentais do Cráton Amazônico, São Francisco- Congo e do bloco Paraná (ou Paranapanema) (BANDEIRA et al., 2012) durante o final da tectônica Brasileira/Pan-Africana, em aproximadamente 550 e 500 Ma (TROMPETTE, 2000) ou tectônica Pampeana-Araguaia (TRINDADE et al., 2006), que resultou no fechamento do mar *Brazilides* (ALKMIN et al., 2001) ou, localmente, o oceano *Clymene* (THOVER et al., 2010).

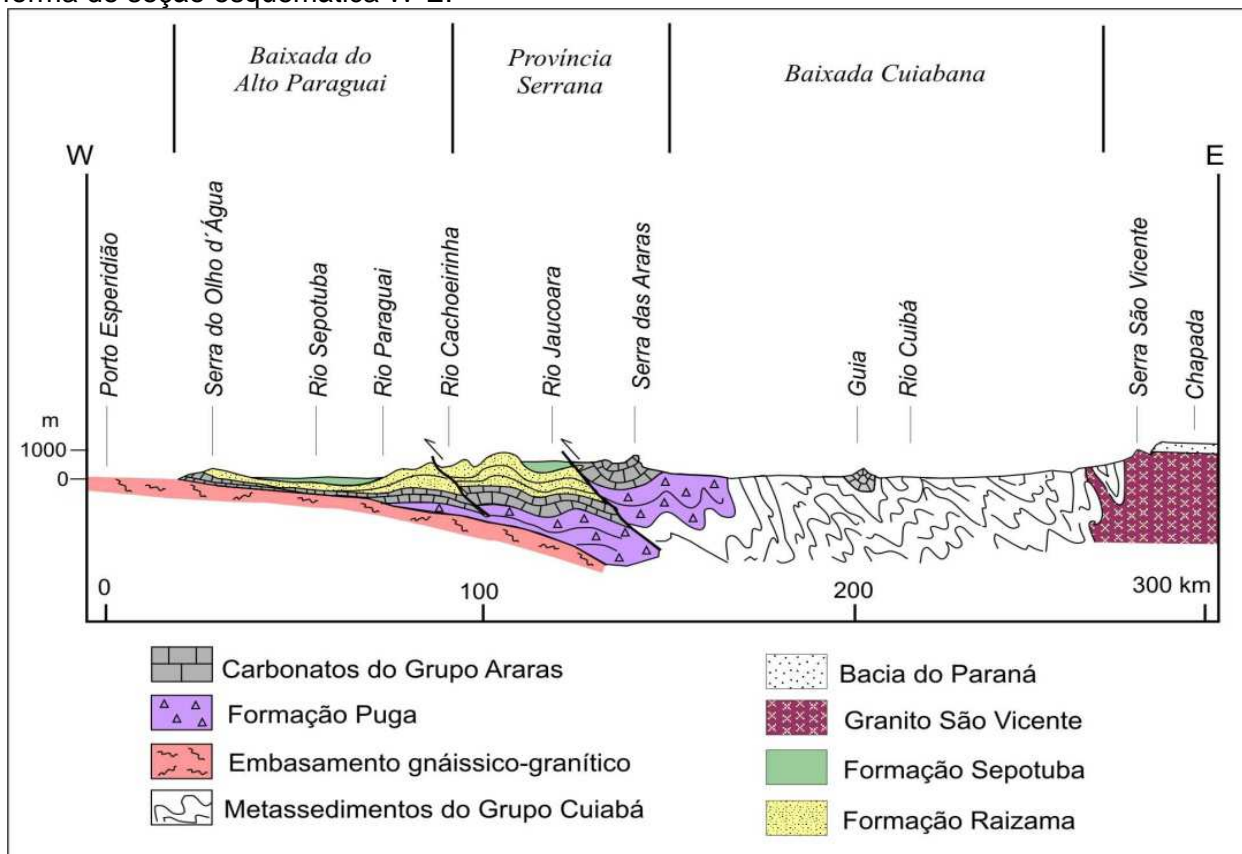
O Grupo Cuiabá constitui a unidade mais antiga da Faixa Paraguai e consiste em rochas metassedimentares que se encontram recobertas pelos diamictitosglaciogênicos da Formação Puga, correlatos à última glaciação global do Criogeniano de 635 Ma (NOGUEIRA et al., 2003; ALVARENGA et al., 2004), estes por sua vez são recobertos bruscamente pelos carbonatos do Grupo Araras. Sobrepondo o Grupo Araras tem-se rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, constituídas pelas formações Raizama (arenitos e pelitos), Sepotuba (carbonatos, pelitos, folhelhos e arenitos) e Diamantino (ritmitos vermelhos, arenitos finos a conglomerados) (ALMEIDA, 1964a e b; BANDEIRA et al., 2012).

Ainda há discordâncias quanto ao tipo de bacia que acomodou os depósitos da Faixa Paraguai. Trompette (1994) se refere a uma bacia do tipo ante-país (*foreland*). Dantas et al. (2009) sugerem uma bacia de margem passiva que evoluiu para *foreland* com áreas fontes da Faixa Brasília e maciço Goiano a oeste da Faixa Paraguai.

Quanto à estruturação tectônica, Almeida (1964a e b) denominou a Faixa Paraguai de Geossinclíneo Paraguai e individualizou as seguintes faixas tectônicas (Figura 02): a) Baixada do Alto Paraguai, caracterizada por mergulhos baixos das camadas em direção a W, sobrepondo rochas cratônicas; b) Província Serrana, constituída por dobramentos simétricos e assimétricos, de extensão até quilométrica, planos axiais verticais inclinados para E e SE, e associação a falhas inversas de alto ângulo, e; c) Baixada Cuiabana, com rochas intensamente deformadas e metamorizadas na fácies xisto verde, desenvolvendo foliação plano-axial orientada para NE e mergulhos para SE, com a ocorrência de plútons graníticos e alcalinos.

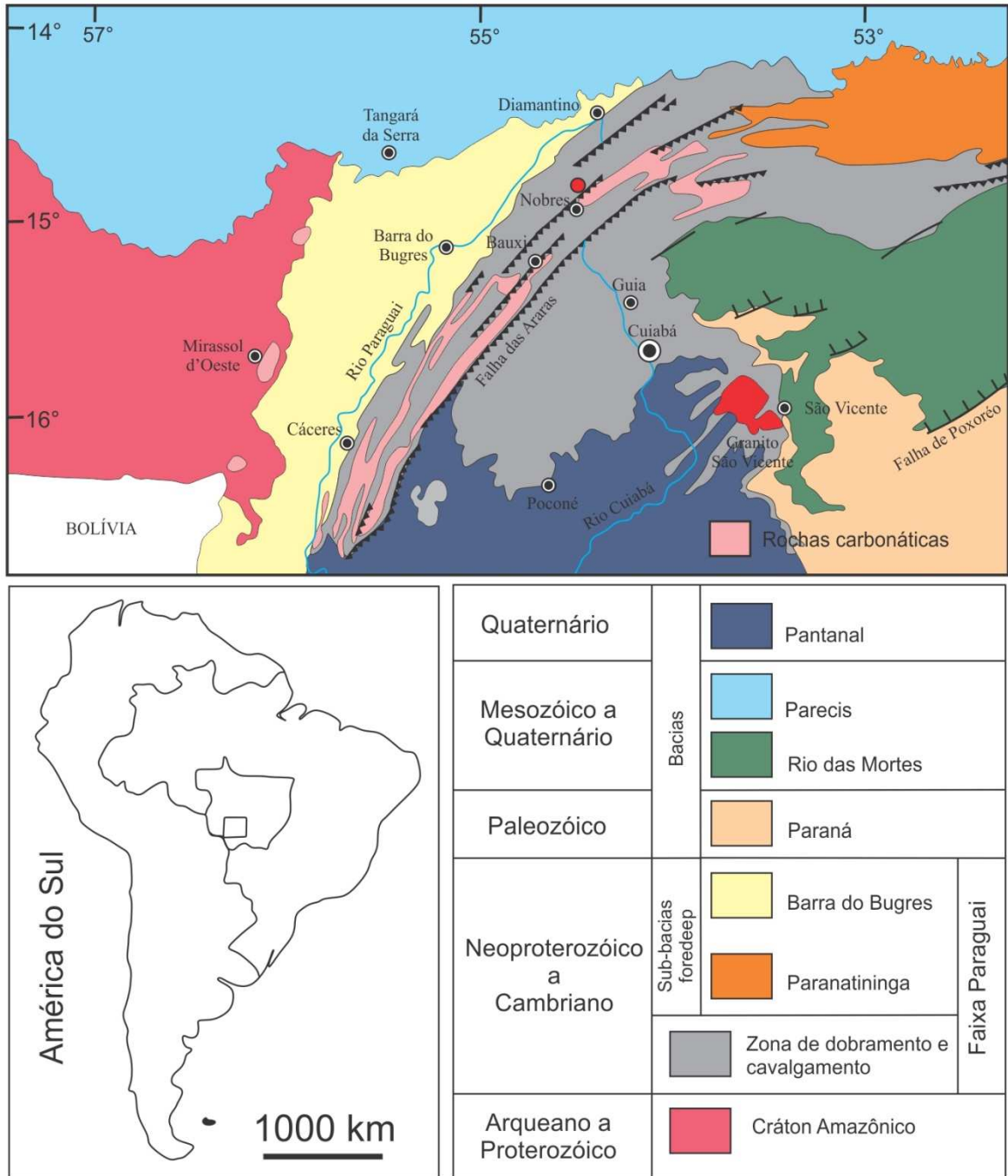
A Faixa Paraguai faz contato com bacias fanerozóicas e pode ser subdividida em duas porções estruturais principais: a) zona de deformação e cavalgamento e b) as sub-bacias tipo *foredeep* Barra do Bugres e Paranatinga (NOGUEIRA, 2003) (Figura 03).

**Figura 02** - Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai representada na forma de seção esquemática W-E.



Fonte: Almeida (1964a).

**Figura 03** – Estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte, com área de estudo destacada em ponto vermelho.



Fonte: Adaptado de Nogueira et al.(2007)

## 2.2 O Grupo Alto Paraguai e a Formação Diamantino

O Grupo Alto Paraguai é composto predominantemente por rochas siliciclásticas, de aproximadamente 2400 m de espessura e sobrepõe-se a sucessão carbonática do Grupo Araras, depositada após o último evento glacial do Criogeniano (~635 Ma) (ALVARENGA; TROMPETTE, 1992; NOGUEIRA et al., 2003).

Foi Almeida (1964b, 1965), quem definiu na Serra do Tombador, nas proximidades da cidade de Nobres, o Grupo Alto Paraguai composto pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino, posicionando-o entre o Ordoviciano e Siluriano Médio.

Concordando com Almeida (1964b, 1965), Almeida (1964b) subdivide o Grupo Alto Paraguai em três formações, da base para o topo: Raizama, que consiste de argilitos e siltitos arroxeados e beges com seixos dispersos, arenitos finos a médios com tons de marrom, amarelo e vermelho com ausência de recobrimento pelítico localmente, e arenito médio a grosso vermelho claro com ausência de pelitos; Sepotuba, composta por pelito laminado e subordinadamente arenito fino de bege a cinza escuro, localmente são descritos dolomitos finos com pseudomorfosevaporíticos, gretas de contração e estromatólitos; Diamantino, constituída por pelitos laminados bege, roxo e vermelho e arenitos fino a médio com tons vermelho-arroxeados com localizadas gretas de contração. E Bandeira (2009), sugere que o ambiente deposicional do Grupo Alto Paraguai variou de uma plataforma marinha profunda de costa afora (*offshore*), plataforma marinha rasa influenciada por onda/maré e depósitos de intermaré/supramaré, depósitos de plataforma rasa influenciada por ondas de tempestade, ambientes de *sabkha*, planície de maré e fluvial entrelaçado (formações Raizama e Sepotuba) para depósitos turbidíticos, prodelta lacustre e frentes deltaicas (Formação Diamantino).

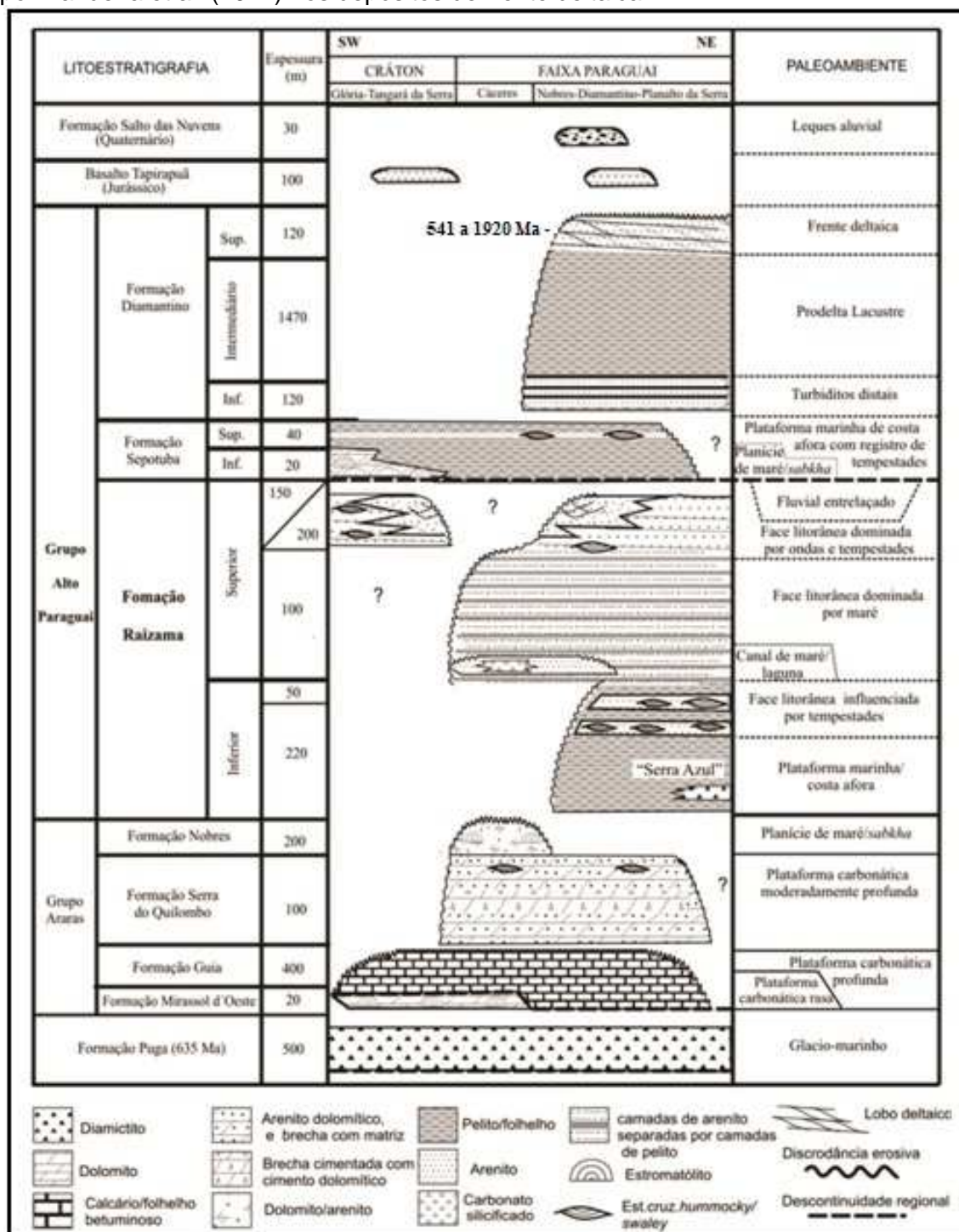
As unidades do Grupo Alto Paraguai distribuem-se ao longo da borda sudeste do Cráton Amazônico em camadas com mergulho sub-horizontal, e no segmento Norte da Faixa Paraguai, onde ocorrem dobradas pela tectônica Brasileira/Pan-Africana que pode ter alcançado o Cambriano (ALMEIDA, 1984; TRINDADE et al., 2006). As idades de  $542 \pm 40$  Ma (ALMEIDA; MANTOVANI, 1975) e  $518 \pm 4$  Ma (MC.GEE et al., 2012) para o Granito São Vicente (que

intrudiu os metassedimentos do Grupo Cuiabá) são idades mínimas para os depósitos da Faixa Paraguai. Assim, assume-se a idade de 540-520 Ma ao evento de remagnetização, pós-dobramento, que afetou a região no final da orogenia Brasileira/Pan-Africana (TRINDADE et al., 2003; FONT et al., 2006).

A espessura estimada acima de 3000 m, obtida pela soma das espessuras de cada unidade, foi sugerida por Almeida (1964). Silva Jr. (2007) ao estudar a região sul do Cráton Amazônico/Faixa Paraguai Norte sugere uma espessura para o Grupo Alto Paraguai de aproximadamente 2400 m distribuídos em: por volta de 570m de espessura para a Formação Raizama 60 m para os depósitos da Formação Sepotuba, e 1710m para a Formação Diamantino (Figura 04).

A Formação Diamantino segundo Almeida (1964a) caracteriza-se como a unidade mais extensa e espessa do Grupo Alto Paraguai, e alcança os limites com a parte sul da Faixa Araguaia, no estado do Pará. Sua área-tipo esta localizada na região de Diamantino-MT, na qual os pelitos laminados da porção inferior da unidade alcançam mais de 1 km de espessura. O contato com os arenitos e siltitos da Formação Sepotuba nesta região é transicional, marcado pelo aparecimento de maiores espessuras de siltito laminado e o desaparecimento dos arenitos/siltitos com influência de onda. Apesar das fácies da Formação Sepotuba ainda recorrer em esporadicamente nos primeiros metros da parte inferior da Formação Diamantino, estas são envolvidas por espessos pacotes de siltito. Os depósitos da Formação Diamantino exibem cor vermelha arroxeadada, típicas de “redbeds” (TUCKER, 1992), enquanto que arenitos com coloração esverdeada estão associados a cimento de calcita que ocorre também preenchendo veios, vênulas, fraturas e porosidade destes arenitos.

**Figura 04** - Carta litoestratigráfica da Bacia neoproterozóica do sul do Cráton Amazônico/Faixa Paraguai Norte. A distribuição das unidades reflete a posição geográfica de afloramento. Superfícies erosivas representam eventos sindeposicionais ou exposição descontínua atual das unidades. Com exceção da Formação Sepotuba, as unidades interpretadas como depositadas em águas profundas ocorrem mais à NE da Bacia. Destaque para a idade da Formação Diamantino (541 a 1920 Ma), obtida por Bandeira et al. (2012) nos depósitos de frente deltaica.



Fonte: Bandeira et al. (2012).

A Formação Diamantino representa uma sucessão sedimentar posterior a formação da Faixa Paraguai Norte (BANDEIRA et al., 2012). A determinação dos ambientes lacustre e fluvio-deltaico fornecem subsídios para a individualização das sub-bacias *foredeep* no modelo de bacia *foreland*, formadas no fechamento do mar Sepotuba, relacionada à colisão dos blocos Amazônia e Paranapanema (?) (ALMEIDA 1964a; BANDEIRA, 2009, BANDEIRA et al., 2012; NOGUEIRA et al., 2007;). Os depósitos da Formação Diamantino representariam o confinamento do mar Sepotuba que levou a formação de lagos e/ou mares restritos, e que eram supridos por sedimentos flúvio-deltaicos, advindos das áreas soerguidas pela colisão dos blocos, provavelmente à sudeste (BANDEIRA et al., 2012; SILVA JR. 2011;). Esta unidade registra em seus depósitos um fechamento oceânico após a colisão dos blocos Amazônia e Paranapanema (?), durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana, em aproximadamente 550 e 500 Ma (TROMPETTE, 2000) ou tectônica Pampeana-Araguaia (520-500 Ma) (TRINDADE et al.; 2006).

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 Análise de fácies

O estudo de análise de fácies foi realizado as margens do rio Serragem II, a 7 km da cidade de Nobres (MT). Consistiu na descrição de fácies sedimentares segundo a técnica de modelamento de fácies proposta por Walker (1990 e 1992) e Miall (1991), que envolveu (Figura 05):

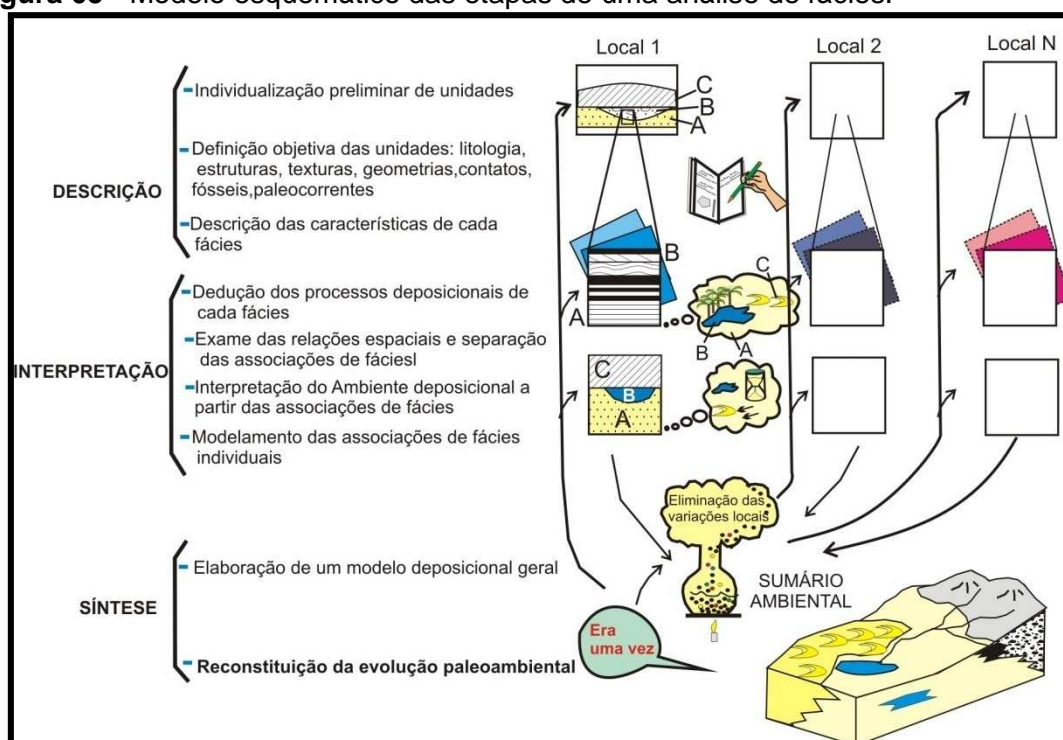
i) a individualização e descrição de fácies, caracterizando composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares e padrões de paleocorrente;

ii) a compreensão dos processos sedimentares, revelando como a fácies foi gerada;

iii) associação de fácies, agrupando fácies contemporâneas e cogenéticas, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais.

A descrição de fácies em afloramentos foi auxiliada por perfis colunares e seções panorâmicas, estas últimas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos, seguindo o procedimento de Wizevic (1991).

**Figura 05 - Modelo esquemático das etapas de uma análise de fácies.**



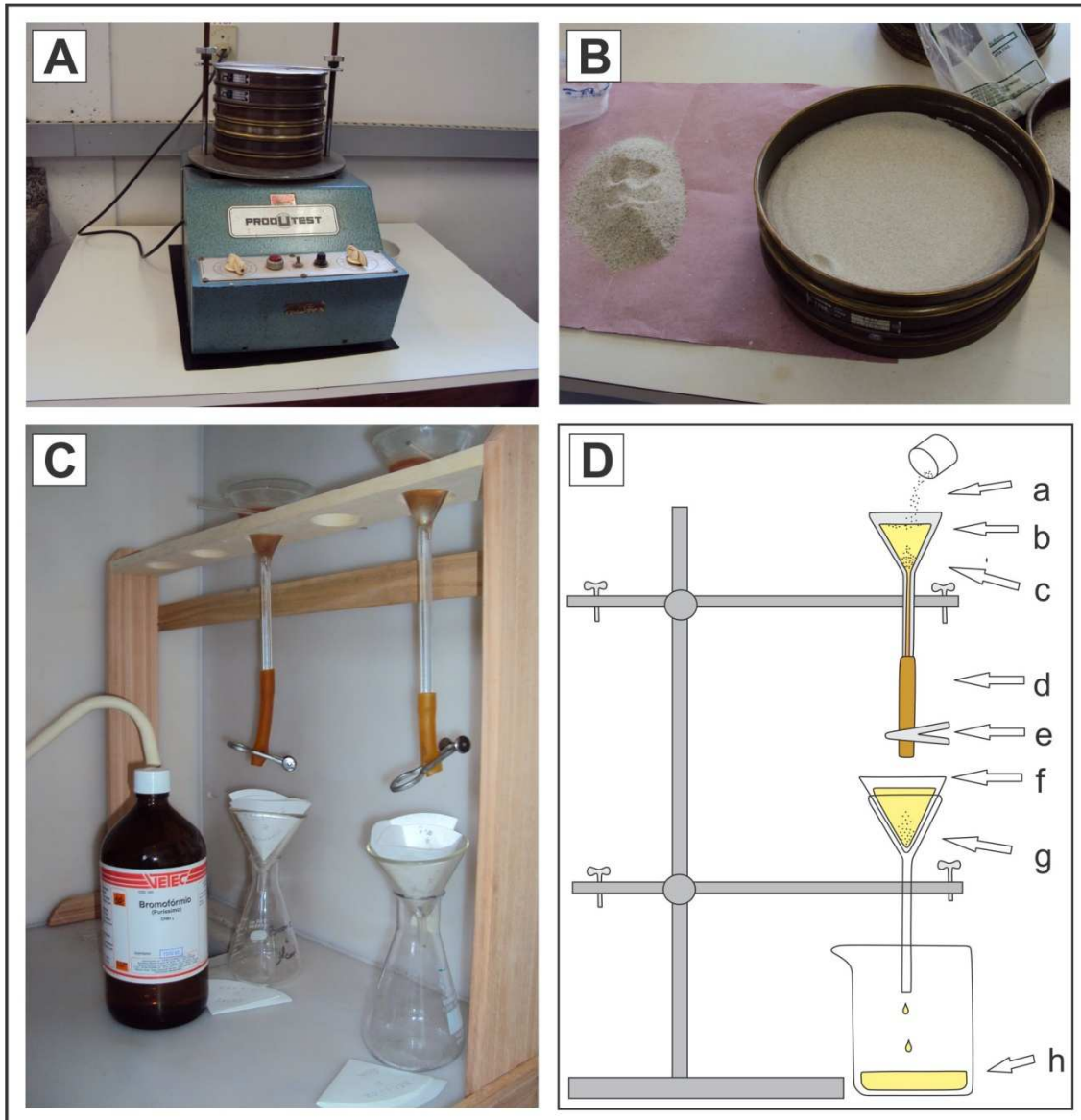
Fonte: Baseado em Walker (1992).

### 3.2 Minerais pesados

A determinação de assembléias de minerais pesados seguiu as técnicas clássicas descrita em Morton (1985). Primeiramente as amostras foram desagregadas, lavadas, secadas em estufas e peneiradas nas frações 0,062-0,125mm e 0,125-0,250mm no Laboratório de Sedimentologia da Universidade Federal do Pará (Figura 06 A e B). Os minerais pesados foram concentrados por decantação em bromofórmio (Figura 06 C e D) e posteriormente colocados em lâminas de vidro para a avaliação sob microscópio óptico. Estes foram avaliados de modo semi-quantitativo, com base na contagem de 100 grãos por lâmina, utilizando um microscópio petrográfico da marca Zeiss, modelo AXIOLAB, com capturador de imagem acoplado.

Para identificação dos minerais foram utilizadas feições diagnósticas como cor, pleocroísmo, extinção, clivagem, birrefringência, alongação, entre outras. Para isso foi feito o uso de guias e atlas disponíveis, destacando-se MangeeMaurer (1992). No estudo morfológico as partículas foram avaliadas em função do seu tamanho, esfericidade, arredondamento e resistência à abrasão (MORTON, 1984). Foram realizadas ainda determinações do grau de maturidade mineralógica da assembléia de minerais pesados seguindo as definições de Pettijohn (1975), Morton (1985), Tucker (1992) e Addad (2001).

**Figura 06** – Materiais e métodos utilizados na separação dos minerais pesados: A e B) agitador mecânico e jogo de peneiras, utilizados no peneiramento; C e D) Separação e concentração de minerais pesados utilizando-se bromofórmio (D.a: entrada de minerais; D.b: separação dos minerais leves; D.c: Bromofórmio; D.d: seringa; D.e: presilha; D.f: papel de filtro; D.g: minerais pesados; D.h: recuperação de Bromofórmio).



Fonte: Fornecido pelo autor.

## 4 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

### 4.1 Sistemas de leques submarinos

#### 4.1.1 Correntes de turbidez

Correntes de turbidez são definidas por Johnson (1938, apud SHANMUGAM, 2000) como sendo uma corrente de densidade devido à turbidez que resulta do material mantido em suspensão. A deposição dos sedimentos oriundos desse tipo de corrente dá origem a uma rocha sedimentar denominada turbidito.

Segundo este mesmo autor, a força impulsora da corrente é a componente externa, devida ao peso atuando na declividade provocada pela diferença de densidade. Diferenças de densidades devido ao gradiente de temperatura e salinidade são comumente encontrados na natureza por uma variedade de razões, na atmosfera, nos lagos, estuários e no fundo dos oceanos. As partículas suspensas nas correntes de turbidez fazem com que a densidade da corrente seja maior que a densidade do fluido circundante, devido a este fato, a suspensão turbulenta pode se mover em qualquer inclinação.

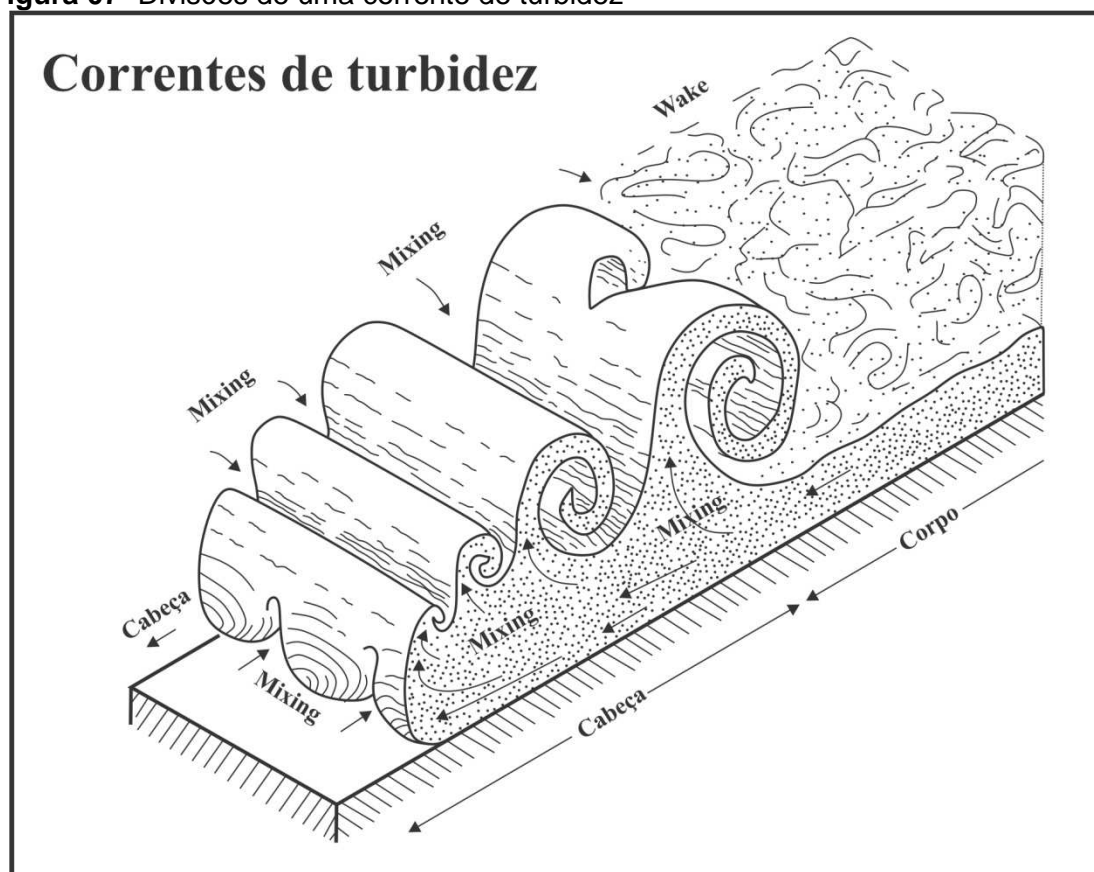
A iniciação das correntes de turbidez pode ser causada basicamente por duas maneiras: pela remobilização de sedimentos já depositados no fundo do oceano, como por exemplo, instabilidades de encostas, terremotos, atividades vulcânicas, movimentos tectônicos; ou pela entrada de sedimentos por meio de uma fonte externa, por exemplo, nas inundações fluviais (JOHNSON, 1938; apud SHANMUGAM, 2000).

Quanto à geometria das correntes de turbidez, estas são descritas como tendo cabeça, corpo e em alguns casos cauda bem definidos (STOW, 1994) (Figura 07). A cabeça da corrente corresponde à porção frontal do fluxo, sendo uma zona de intensa turbulência. Esta zona é o principal local de erosão do substrato, podendo até formar escavações (turboglifos). A força que conduz esta região é a diferença de massa específica entre os fluidos. Simpson (1997) atribui à cabeça um importante papel na dinâmica do escoamento por esta ser uma zona instável e de intensa mistura de sedimentos, definindo o comportamento geral da corrente de turbidez.

Entre a cabeça e o corpo ocorre uma zona bastante instável, caracterizada pela formação de diversos vórtices atrás da cabeça. O corpo de uma corrente de turbidez é o principal local de deposição de sedimentos. O fluxo neste local é aproximadamente uniforme e a velocidade é maior que a da cabeça. A força atuante nesta região é a força gravitacional do fluido mais denso. O corpo da corrente pode ser dividido em duas porções: uma, junto ao fundo, que apresenta maior densidade e outra, acima, que é mais diluída devido à mistura do fluxo com o fluido ambiente.

Segundo Stow (1994), a cauda da corrente corresponde a uma zona de rápido adelgaçamento do fluxo, representando o estágio final do corpo da corrente. É uma porção mais fina e diluída, sendo responsável pela deposição dos sedimentos mais finos. A velocidade nesta região é muito baixa.

**Figura 07-** Divisões de uma corrente de turbidez



Fonte: Stow (1994).

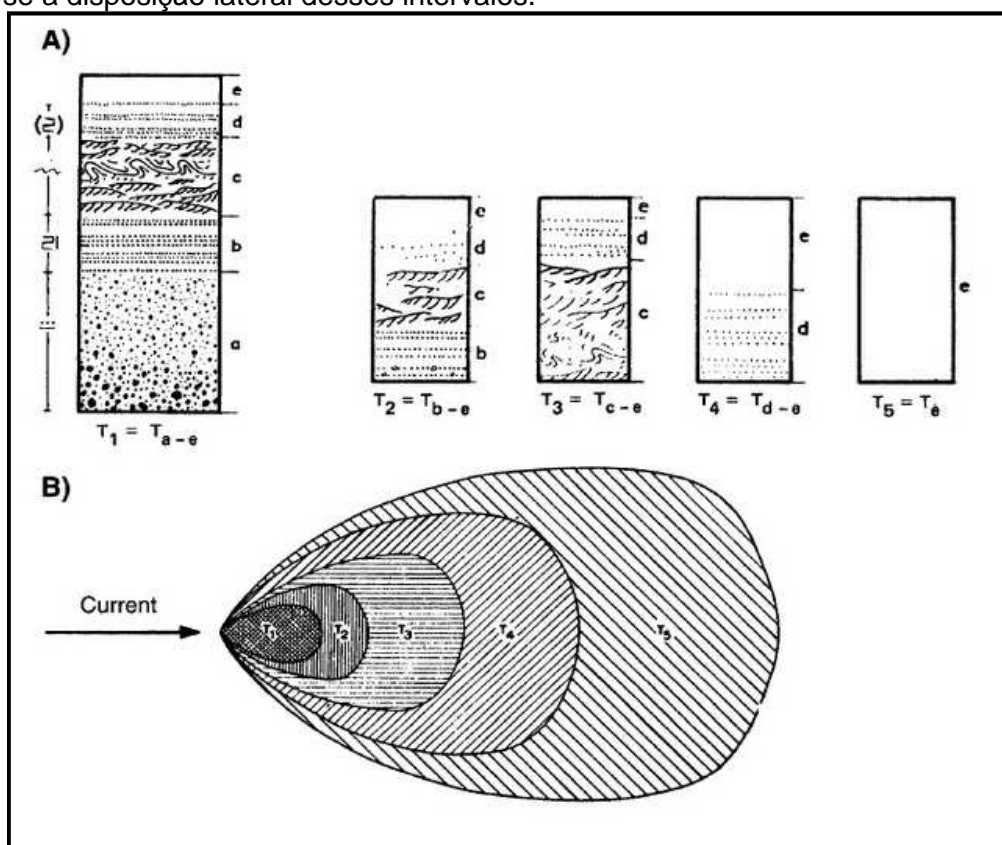
#### 4.1.2 Fácies turbidíticas

Segundo definido por Kuenen (1957), “turbidito” é um termo genético indicador de depósitos originados por correntes de turbidez, sem qualquer associação ou referência ao ambiente deposicional. Entretanto, o termo ganhou, com o passar do tempo, uma significação mais abrangente que incorpora uma conotação de deposição em águas relativamente profundas.

Até o início deste século, depósitos do tipo *Flysch*, com alternância de folhelhos e arenitos, constituíam-se em grande problema quanto à sua gênese, sendo proposta, na maior parte das vezes, eventos transgressivos/regressivos de alta frequência.

Em 1962, Arnold Bouma, com base nas estruturas sedimentares internas dos estratos, estabeleceu um modelo genético-descritivo para os depósitos turbidíticos, o qual passa a ser reconhecido como “Sequência de Bouma” (Figura 08).

**Figura 08** - Sequência de Bouma e interpretações. A) Perfis esquemáticos com as sequências turbidíticas, nos quais: “a” são arenitos maciços, “b” são arenitos laminados, “c” são arenitos com laminações cruzadas a cruzadas cavalgantes e estruturas de sobrecarga, “d” são os pelitos laminados, e “e” argilito maciço; em B) têm-se a disposição lateral desses intervalos.



Fonte: Walker (1967).

Neste modelo, os depósitos turbidíticos são divididos em cinco intervalos (denominados Ta, Tb, Tc, Td, e Te), relacionando as estruturas sedimentares geradas com a variação do tamanho dos grãos destes depósitos (BOUMA, 1962).

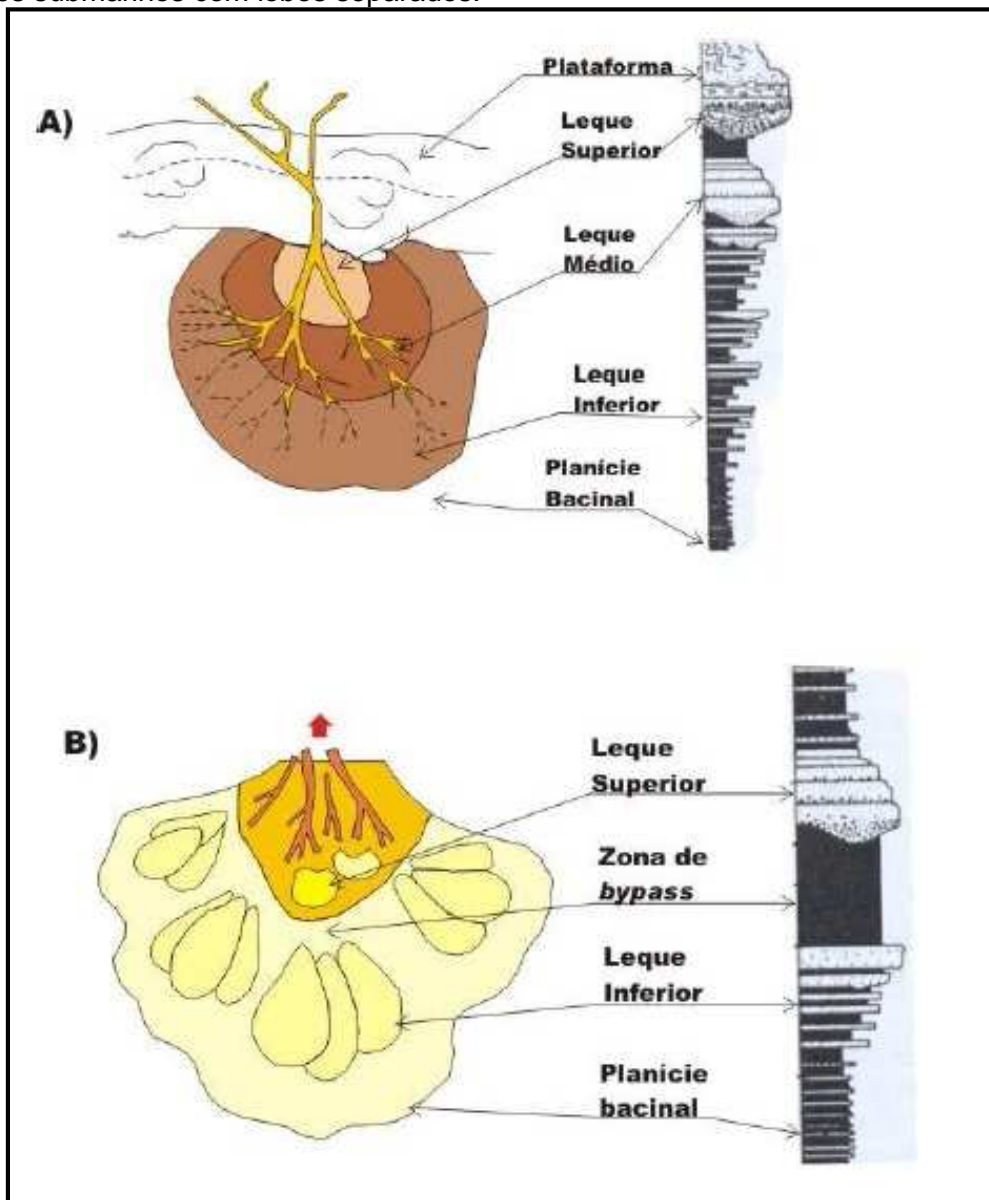
O intervalo Ta (porção mais basal do depósito) corresponde a arenito com acamamento maciço ou com gradação normal. Ao intervalo Tb são associados arenitos com laminação plano-paralela. O intervalo Tc corresponde a arenitos com laminações cruzadas cavalgantes, laminação ondulada e/ou convolutas. No intervalo Td ocorre siltito (ou lama) com laminação paralela e no intervalo Te, que corresponde ao topo da sequência, são encontrados pelitos (homogênea ou laminada) que correspondem à sedimentação pelágica depositada após o término do fluxo.

Posteriormente foram introduzidos os critérios de “proximal” e “distal” por Walker (1967), dando maior ênfase às variações laterais e verticais destas fácies. Trabalhos subsequentes mostraram que os turbiditos são parte de um fluxo contínuo que é “dirigido” pela gravidade (MIDDLETON; HAMPTON, 1973).

De acordo com estes autores, o leque submarino pode ser dividido em: (1) leque interno, caracterizado por de areia grossa e conglomerática (Fácies A e B) em grandes canais cortados por depósitos de granulometria mais fina (Fácies E); (2) leque médio, formado por pacotes de arenitos e conglomerados, este em maior quantidade, com adelgaçamento das camadas para o topo, alternando com pacotes de fácies Tc, Td e Te; e (3) leque externo, com poucos ou nenhum canal, e um arranjo de espessamento para o topo e granocrescência ascendente. A planície bacinal, apesar de apresentar inúmeras camadas de turbiditos, formaria sistemas diferentes, sem ligações com o leque submarino. Neste modelo, portanto, os lobos encontram-se unidos aos canais alimentadores (Figura 09 A).

Entretanto, um modelo subsequente destes autores, criado a partir de estudos realizados nos depósitos turbidíticos do centro-sul dos Pirineus, defende a separação entre os lobos e os canais alimentadores como resultado do transpasse de sedimentos (Figura 09 B).

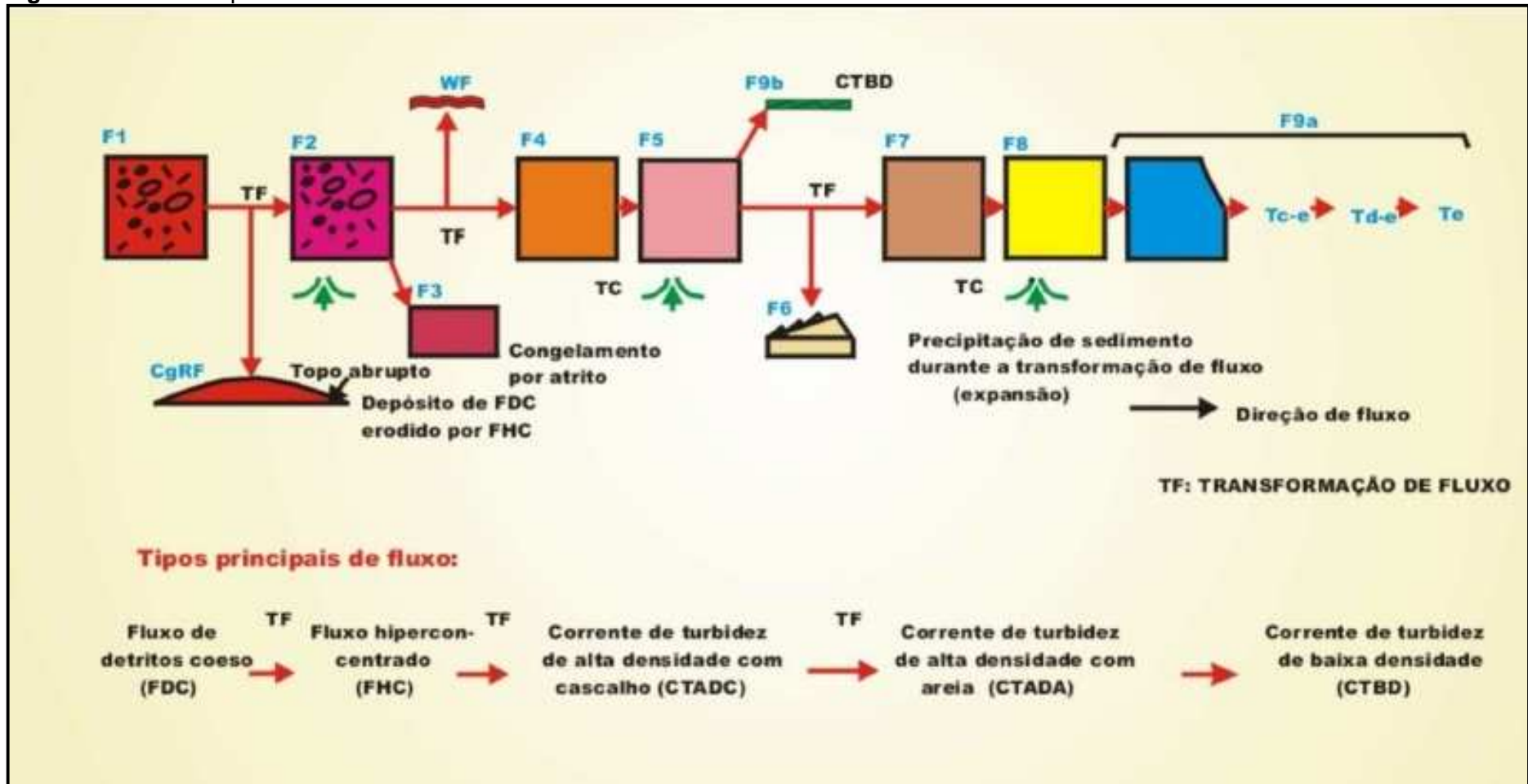
**Figura 09** - A) Modelo de leques submarinos com lobos conectados, mostrando seqüência vertical progradacional e canais *thinning-upward* (afinamento ascendente) e lobos com ciclos de *thickening-upward* (espessamento ascendente); B) Modelos de leques submarinos com lobos separados.



Fonte: Modificado de Shanmugam e Moiola (1985).

Para maior conveniência, Mutti (1992) propôs um modelo deposicional baseado na evolução de um fluxo gravitacional em ambiente marinho profundo (Figura 10). Segundo este autor, um fluxo sedimentar que contém todas as populações de grãos (de seixos a argilas) fora submetido a uma transformação no fluxo.

Figura 10 - Fácies e processos oriundos de correntes turbidíticas.



Fonte: Mutti et al. (1999).

De acordo com este modelo, existem quatro populações de grãos: população A, composta por seixos e clastos maiores; população B por seixos pequenos e areias grossas; população C compostas por areias médias a finas e população D, composta por areias finas e lama. As populações A e B estão associadas a fluxos granulares, enquanto as populações C e D correspondem a fluxos turbulentos, e a deposição dos sedimentos ocorre de acordo com a evolução do fluxo.

#### A) Fácies muito grossas (FMG)

Este grupo de depósitos turbidíticos consiste de diferentes tipos de sedimentos que variam desde conglomerados suportados por lama a conglomerados suportados por clastos. As fácies designadas para este primeiro grupo são F1, F2 e F3. Depósitos de fácies F1 e F2 foram previamente descritos na literatura como depósitos de fluxos de detritos, ou seja, sedimentos transportados e depositados essencialmente por fluxos coesivos.

Os depósitos de fácies F1 são produtos de um fluxo detrítico coesivo e apresentam como principais características à (1) ausência de significantes cortes basais; (2) grandes clastos “flutuando” em uma matriz lamosa; e (3) uma tendência a concentrar os maiores clastos no topo da camada, podendo se projetar além do topo desta.

Os depósitos da fácies F2 são considerados como o produto de fluxos hiperconcentrados resultantes da transformação de um fluxo detrítico coesivo através de sua progressiva mistura com o fluido encontrado no ambiente. São caracterizados pela ocorrência de (1) profundos cortes basais e grandes intraclastos de argila; (2) grandes clastos flutuando numa matriz misturada de argila, areia e cascalho, que podem ocasionalmente apresentar gradação; e a (3) tendência de apresentar grandes clastos na base da camada.

Os sedimentos desta fácies são caracterizados por vários níveis de organização interna. Isto porque as camadas de F2 registram uma transformação gravitacional, onde ocorre à perda dos clastos grosseiros devido à diminuição da força do fluxo, fazendo com que os clastos passem a se concentrar na base deste. O resultado final desta transformação são os depósitos de fácies F3 (conglomerado suportado por clasto), produto de fluxos

hiperconcentrados, que foram transformados em uma corrente turbidítica de alta densidade seixosa, ou mantido pelo sedimento que resulta do congelamento do fluxo residual sobrejacente.

Os depósitos de fácies F3 consistem em conglomerados suportados por clastos formando camadas normalmente limitadas por superfícies erosionais basais. A organização interna é variável, podendo ser observada gradação inversa. Esta fácies pode representar uma feição de *cutandfill* quando considerados depósitos residuais de fluxos homogêneos. Estes depósitos tendem a apresentar geometria lenticular (MUTTI; NORMARK, 1987).

A fácies CgRF (fácies remanescentes de conglomerado) consiste em depósitos com sedimentos de fácies F1, não sendo, portanto, uma fácies propriamente dita, mas sim o estado específico de F1. Consiste de lentes convexas, apresentando comprimentos de ondas da ordem de vários metros e topos abruptos. Esses depósitos foram interpretados como resultado de um processo de transformação superficial. As lentes seriam, portanto, remanescentes de fluxos detríticos coesos, que sofreram uma transformação incompleta em fluxos hiper-concentrados, a partir da sua superfície.

#### B) Fácies Grossas (FG)

Este grupo inclui, na direção da corrente, depósito de fácies denominada WF, F4, F5 e F6, que são interpretadas como produtos de correntes turbidítica de alta densidade com seixos e suas transformações. As fácies mais comuns de serem observadas neste grupo são F4 e F5.

Os depósitos F4 são caracterizados pela sua relativa espessura e, principalmente, pela presença dos carpetes de tração, formados por grãos grossos. Já os depósitos F5, normalmente são maciços, sendo feições de escape de fluido muito comum. A menos que o fluxo original apresente sedimentos bem selecionados, a F5 apresenta sedimentos mal selecionados, quando comparados à fácies F8.

A fácies WF, consiste em divisões relativamente delgadas, normalmente variando entre 5 e 20 cm de espessura, de areia muito grossa e cascalho fino muito mal selecionado, apresentando uma fraca laminação ondulada. Esses sedimentos são interpretados como uma feição de um regime de fluxo superior

que é formado durante a transformação do fluxo hiperconcentrado numa corrente turbidítica super crítica e de alta densidade.

Os sedimentos de F6 são representados por depósitos com granulometria grossa, que apresentam estruturas internas, como laminações plano-paralelas, formadas provavelmente em regime supercrítico, e estratificações cruzadas de pequeno e médio porte esta associadas às formas de leito de *megaripples* bem preservadas sendo consideradas as mais importantes para a classificação desta fácies. Outra importante característica é a ausência de gradação interna. Esta fácies é considerada produto de um salto hidráulico que transforma uma corrente turbidítica supercrítica de alta densidade em uma de baixa densidade subcrítica. A consequente expansão do fluxo, ou dilatação, permite a presença de população de grãos mais grosseiros, os quais não podem ser mantidos dentro do fluxo por componentes verticais da turbulência.

#### C) Fácies de Grãos Finos (FGF)

Este grupo inclui depósitos considerados como um produto de correntes turbidíticas de baixa densidade, subcríticas sendo denominados F7, F8 e F9. A deposição desta corrente começa após uma transformação gravitacional ou um salto hidráulico, onde o depósito F5 é coberto ou substituído por um F7, na direção da corrente a baixo. O final desta deposição ocorre quando a carga em suspensão, com tamanho argila, se precipita em um fluxo quaseestático.

Os depósitos F7 são caracterizados por lâminas horizontais, delgadas e de grãos grossos, que podem ser confundidos com os carpetes de tração de F4, ou a divisão “b” de Bouma das camadas F9. A laminação horizontal ou bandas deste depósito são, claramente, carpetes de tração, que podem apresentar gradação inversa. Dentro da mesma divisão, estes carpetes possuem adelgaçamento ascendente indicando condições de fluxos declinantes, onde a tensão cisalhante diminui com o tempo produzindo progressivamente carpetes mais delgados.

A fácies F8 é considerada como a verdadeira divisão “a” da sequência de Bouma e consiste em areia fina a média, apresentando-se de forma maciça, podendo haver ou não gradação. Este depósito seria resultado de um fluxo

subcrítico no seu estágio inicial de desenvolvimento. Dentro de um mesmo trato de fácies, a divisão dada por F8 contém uma granulometria mais fina e melhor selecionada do que na F5.

As fácies F7 e F8 interpretadas como produtos da reconcentração dos sedimentos após o salto hidráulico, são seguidas por uma sedimentação de carpetes de tração (F7) e suspensão (F8). Ambos os depósitos são muito semelhantes aos depósitos de F4 e F5 (sedimentação por tapete de tração seguida por deposição em massa); a diferença básica, porém, está no fato destes serem formados em um regime supercrítico e também por serem mais grossas quando observadas em um mesmo trato de fácies.

Os depósitos F9 apresentam laminae de areia muito fina e silte grosso, capeadas por argilito maciço. Os estratos desta fácies foram depositados por processos de tração mais suspensão associados a vários estágios de correntes de turbidez declinantes de baixa densidade. Estes depósitos correspondem provavelmente ao grupo mais diversificado de sedimentos que ocorrem num sistema turbidítico.

Os sedimentos da fácies F9 são referidos na literatura como Sequências de Bouma “sem a base”, ou seja, sequências Tb-e, Tc-e, Td-e e Te, constituindo o componente mais importante de muitas bacias preenchidas por sedimentação turbidítica. Os principais fatores que controlam o espectro de fácies destas camadas são dados pela quantidade de material fino em suspensão transportados e pelo fluxo (muito ou pouco eficiente); e a taxa de diminuição da turbulência.

#### 4.1.3 Sistemas turbidíticos

O sistema turbidítico é considerado uma unidade genética, ou seja, uma unidade estratigráfica que registra uma série de eventos erosivos e deposicionais geneticamente conectados em uma continuidade estratigráfica virtual, sendo representadas por elementos erosivos e deposicionais respectivamente (MUTTI, 1992). Podem se diferenciar em termos de tamanho, geometria, e tipos de sedimentos, bem como através das relações estratigráficas verticais e laterais entre as associações de fácies desta.

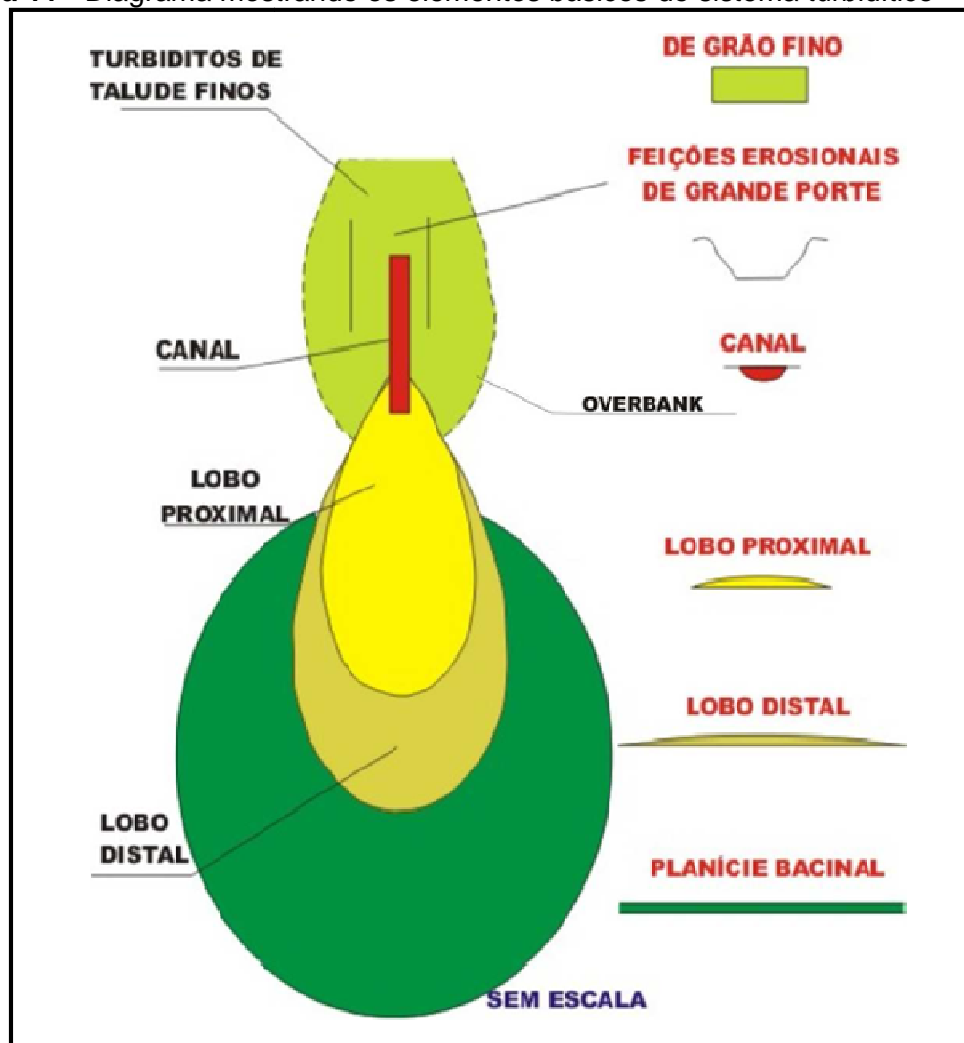
Dois componentes básicos formam o sistema turbidítico. O primeiro, erosional, situa-se na parte superior do talude e representa a principal fonte de sedimentos; o segundo componente é deposicional, situado no talude a baixo, onde os sedimentos removidos pela ação da erosão são depositados por fluxos gravitacionais (MUTTI, 1985).

As sequencias de fácies observadas em um sistema turbidítico refletem uma complexa interação entre importantes fatores como, por exemplo: tipo de sedimento, taxa de suporte sedimentar, regime tectônico e variações no nível do mar (PICKERING et al., 1996). Bouma (2000) ainda cita outros parâmetros como o clima (controla o intemperismo das rochas, assim como transporte); a extensão do sistema fluvial (drenagens extensas favorecem grãos mais finos); e a influência da variação eustática glacialmente controlada (efeito no transporte fluvial, beneficiando mais o grão fino).

Os diferentes tipos de sistemas turbidíticos se desenvolvem em função do volume dos fluxos gravitacionais, estando estes diretamente relacionados aos escorregamentos que ocorrem na área fonte; dos quais se originam. Sendo a composição textural destes, um reflexo do tipo de sedimento presente na área fonte (MUTTI, 1985).

Os elementos que compõem o sistema turbidítico e a sua importância foram amplamente discutidos por Mutti e Normark (1987). Estes elementos são mapeáveis e podem ter características deposicionais e / ou erosivos. De acordo com estes autores, foram reconhecidos cinco principais elementos: (1) feições erosivas (excluindo canais), (2) canais, (3) depósitos de *overbank*, (4) lobos e (5) transição canal-lobo turbidítico (Figura 11).

**Figura 11** - Diagrama mostrando os elementos básicos do sistema turbidítico



Fonte: Modificado de Mutti et al. (1999)

As feições erosivas (1) caracterizam-se por cânions e planos de escorregamento que podem ocorrer na plataforma, no talude ou na própria bacia. Por estarem relacionados a repetitivos períodos de erosão e sedimentação, é difícil estabelecer um padrão de preenchimento destas feições através de observações de registros geológicos (MUTTI, 1985).

Os canais (2) são feições alongadas de relevo negativo, produzidos e/ou mantidos pelos fluxos gravitacionais. Eles representam o principal caminho para o transporte de sedimentos. A forma e a posição de um canal em um sistema turbidítico são controladas tanto pelos processos deposicionais, aqueles associados a grandes cunhas de *levee overbank*, ou pelos processos erosionais, especialmente onde o canal foi iniciado por um escorregamento.

Os depósitos de *overbank* (3) são geralmente formados por turbiditos de granulometria e espessura fina que podem ser lateralmente extensos e situam-se adjacentes aos canais principais do sistema turbidítico (MUTTI; NORMARK, 1991). Nos leques modernos, a área de deposição do *overbank* pode ser subdividida em duas partes. A primeira, formada por relevo de depósitos de *levee*, onde a sedimentação do *overbank* ocorre ao longo das margens de um canal ativo, construindo um relevo positivo. A segunda parte está situada mais distante do ambiente de *overbank*, sem um relevo principal.

Os lobos deposicionais (4) são representados por corpos não canalizados, tabulares e que apresentam espessura individual variando entre 3-15 metros, sendo cada lobo formado por espessos pacotes de arenitos grossos que se alternam a argilitos e arenitos de granulometria fina, apresentando espessuras variáveis (MUTTI; RICCI LUCCHI, 1972).

A extensão dos lobos areníticos está relacionada ao tamanho do sistema e a configuração e tamanho da bacia, sendo também controlada, pelas correntes turbidíticas individuais (MUTTI, 1985).

Em qualquer sistema, os lobos arenosos representam à máxima extensão do transporte da areia na bacia. Por essa razão, estes depósitos mostram estruturas internas, como, por exemplo, gradações verticais, indicando correntes turbidíticas que percorreram grandes extensões. Estes corpos arenosos consistem nos turbiditos clássicos, ou seja, podem ser encontradas sequências de Bouma completa.

A transição canal-lobo turbidítico (5) possui características geométricas e faciológicas intermediárias associadas aos canais e aos lobos. Sua presença sugere que estas feições morfológicas (canais e lobos) encontram-se fisicamente conectados no registro geológico por terem sido elementos morfológicos ligados no sistema deposicional. Dentre as principais feições que caracterizam esses elementos, encontram-se fácies areníticas seixosas, arenitos amalgamados; camadas areníticas com estratificação cruzada; abundância em clastos argilosos; *scours* e depósito do tipo *cutandfill* (MUTTI; NORMARK, 1987).

## 5 ANÁLISE DE FÁCIES

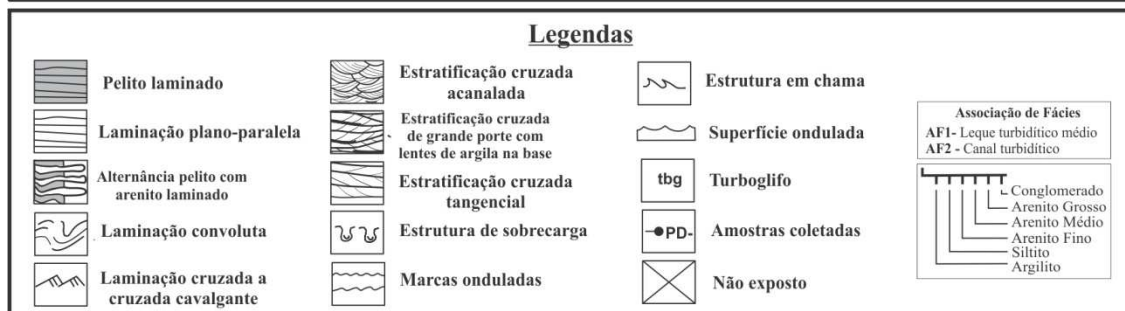
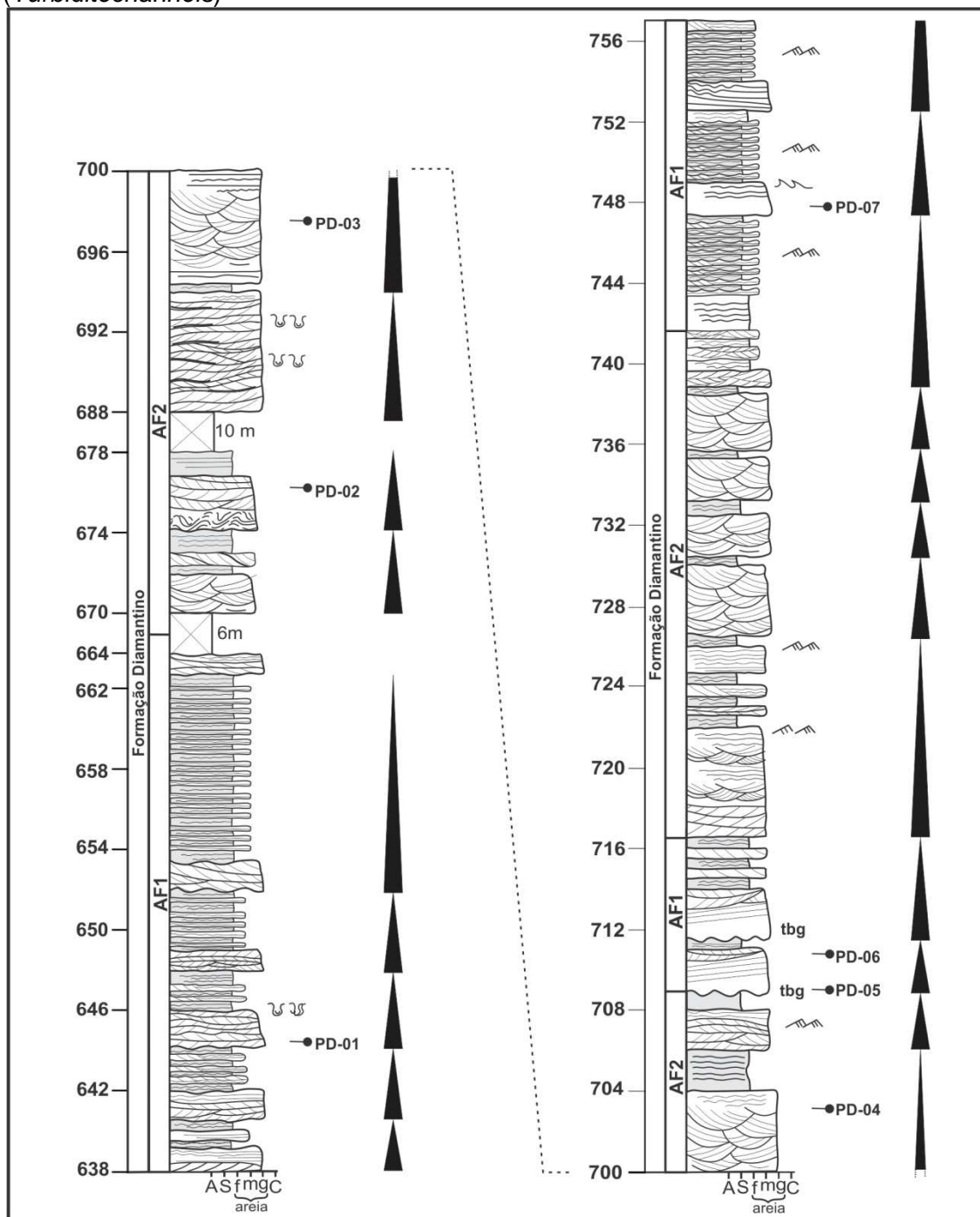
Os depósitos estudados pertencentes à Formação Diamantino foram subdivididos em 7 litofácies distribuídas ao longo do perfil litoestratigráfico. A designação destas levou em consideração o código de Miall (1977), utilizando letras maiúsculas para identificar a litologia principal, ao lado de letras minúsculas para indicar a estrutura principal da fácies (Quadro 01 e Figura 12).

**Quadro 01** – Fácies e processos deposicionais dos depósitos da Formação Diamantino.

Litofácies	Descrição	Processo	Associação de fácies (AF)
Pelito laminado a maciço (Pl)	Pelito cinza, laminado a localmente maciço.	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia com influxos esporádicos de terrígenos.	AF1 – LEQUE TURBIDÍTICO MÉDIO (MID FAN)
Arenito maciço (Am)	Arenito fino a médio, maciço. Exibem localmente gradação normal.	Segregação dos fluxos coesivos hiperconcentrados por ação da gravidade.	
Arenito com laminação plano-paralela (Alp)	Arenito fino a grosso, com laminações plano-paralelas	Transporte e decantação seletiva associada a pulsos intermitentes de terrígenos, em leito plano, no regime de fluxo inferior.	
Arenito com laminação cruzada (Alc)	Arenito fino com presença de laminação cruzada a cruzada cavalgante.	Correntes trativas e migração de marcas onduladas de crista sinuosa.	
Arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg)	Arenito fino a médio com estratificação cruzada tangencial de pequeno a médio porte.	Migração de formas de leito 2D em regime de fluxo inferior.	
Pelito laminado a maciço (Pl)	Pelito cinza, laminado a localmente maciço.	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia.	AF2 – CANAL TURBIDÍTICO (TURBIDITECHANNEL)
Arenito com laminação convoluta (Aco)	Arenito fino a médio, laminações convolutas irregulares.	Processos de liquefação, fluidificação e sobrecarga em sedimentos liquefeitos.	
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Arenito médio a grosso, com estratificações acanaladas que gradam lateralmente para plano-paralelas.	Deposição por migração de dunas subaquosas por meio da ação de fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior.	
Arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg)	Arenito fino a médio com estratificação cruzada tangencial de pequeno a médio porte.	Migração de formas de leito 2D em regime de fluxo inferior.	

Fonte: Fornecido pelo autor.

**Figura 12** - Perfil litoestratigráfico da Formação Diamantino na região de Nobres (MT). AF1 – Leque turbidítico médio (*Midturbiditefan*); AF2 – Canais turbidíticos (*Turbiditechannels*)



Fonte: Fornecido pelo autor.

## 5.1 Descrição das litofácies

### 5.1.1 Pelito laminado a maciço (PI)

Esta litofácies é caracterizada por camadas com espessuras que variam de 10 a 60cm de pelito cinza a avermelhado, laminado e por vezes maciço (Figura 13 A e B). As laminações observadas são em sua maioria plano-paralelas que gradam para laminações onduladas. Foi observada uma alternância de camadas centimétricas de pelitos com arenitos finos laminados. Ocorrem também estruturas de sobrecarga do tipo “*flame*” (estrutura em chama) (Figura 13 C).

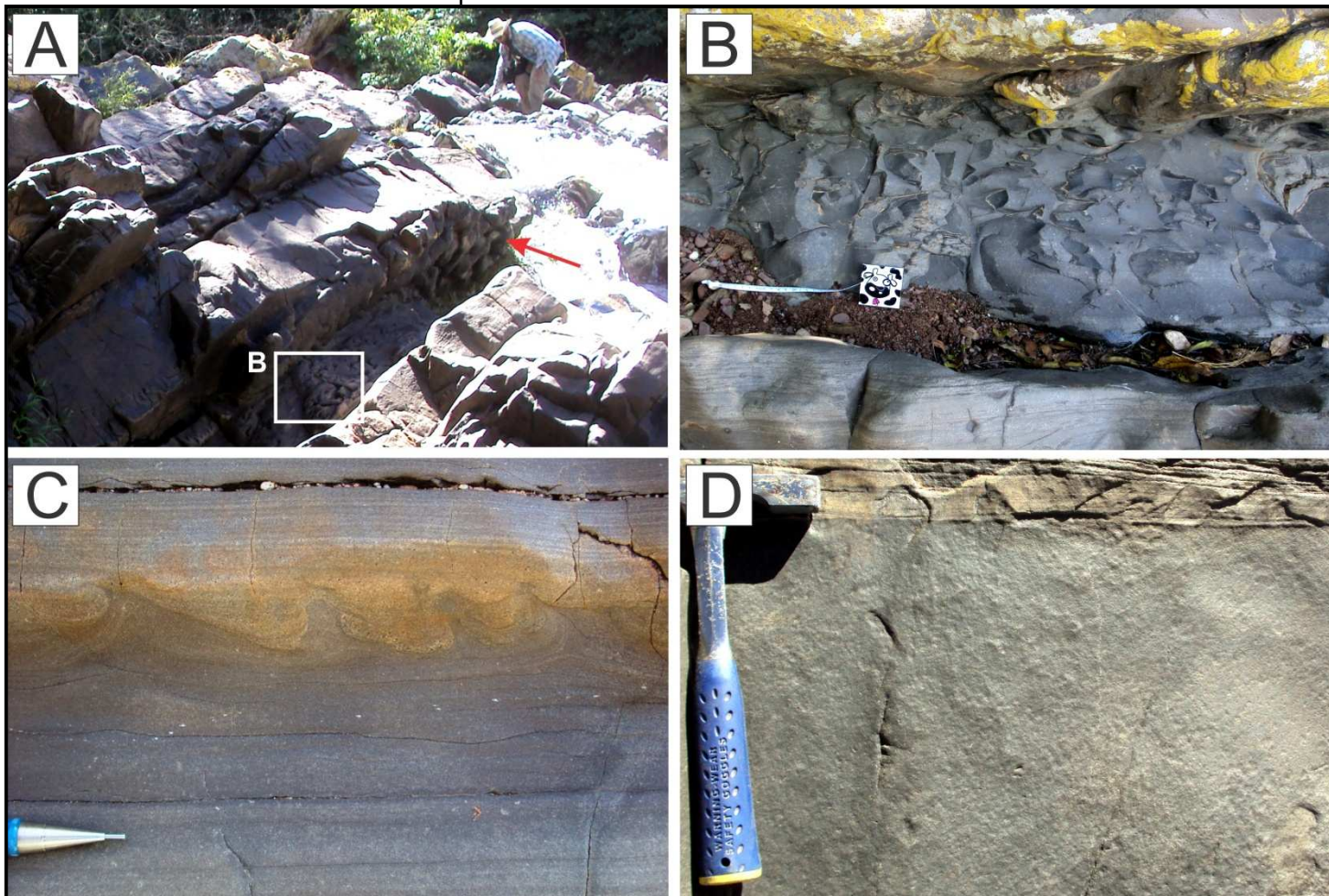
O processo de sedimentação associado a esta fácies é a deposição por suspensão em ambiente de baixa energia com influxos esporádicos de terrígenos. E as estruturas em chama são resultados de processos de liquefação.

### 5.1.2 Arenito maciço (Am)

Nesta litofácies os pacotes de arenito apresentam-se maciços, lateralmente contínuos com espessuras centimétricas que variam de 10 a 50cm de arenito fino a médio, de coloração cinza-esbranquiçado. Esta fácies ocorre localizada principalmente preenchendo estruturas de marcas de sola do tipo turboglifo (Figura 13 A e D).

A presença de acamamento maciço é interpretada como depósitos segregados dos fluxos coesivos hiperconcentrados por ação da gravidade (FISHER, 1983). As marcas de sola são produzidas por processos erosionais no fundo lamoso. Corresponde a fácies F8 de Mutti (1992) e ao intervalo Ta da sequência de Bouma (1962).

**Figura 13** –LitofáciesPI (A, B e C) e Am (A e D): A) Aspecto geral do afloramento, com destaque para as marcas de sola (turboglifos) observadas (seta vermelha); B) Variação maciça da fácies PI; C) Estrutura de deformação em chamas (*flame*) presente na fácies PI; D) Aspecto maciço da litofáciesAm em contato com a litofácies Alp.



Fonte: Fornecido pelo autor.

### 5.1.3 Arenito com laminação plano-paralela (Alp)

Esta litofácies apresenta-se como pacotes lateralmente contínuos, com espessuras que variam de 20 cm a 1,5 m de espessura. São arenitos de granulometria variando de fina a grossa, de coloração cinza a cinza-esbranquiçado e apresentam internamente laminações plano-paralelas a onduladas (Figuras 14 A e B), marcadas pela variação granulométrica dos sedimentos. Observa-se a presença de marcas de obstáculo inseridas nesta fácies, além de base frequentemente ondulada e truncamentos de baixo ângulo. A fácies Alp ocorre frequentemente associadas à fácies Am.

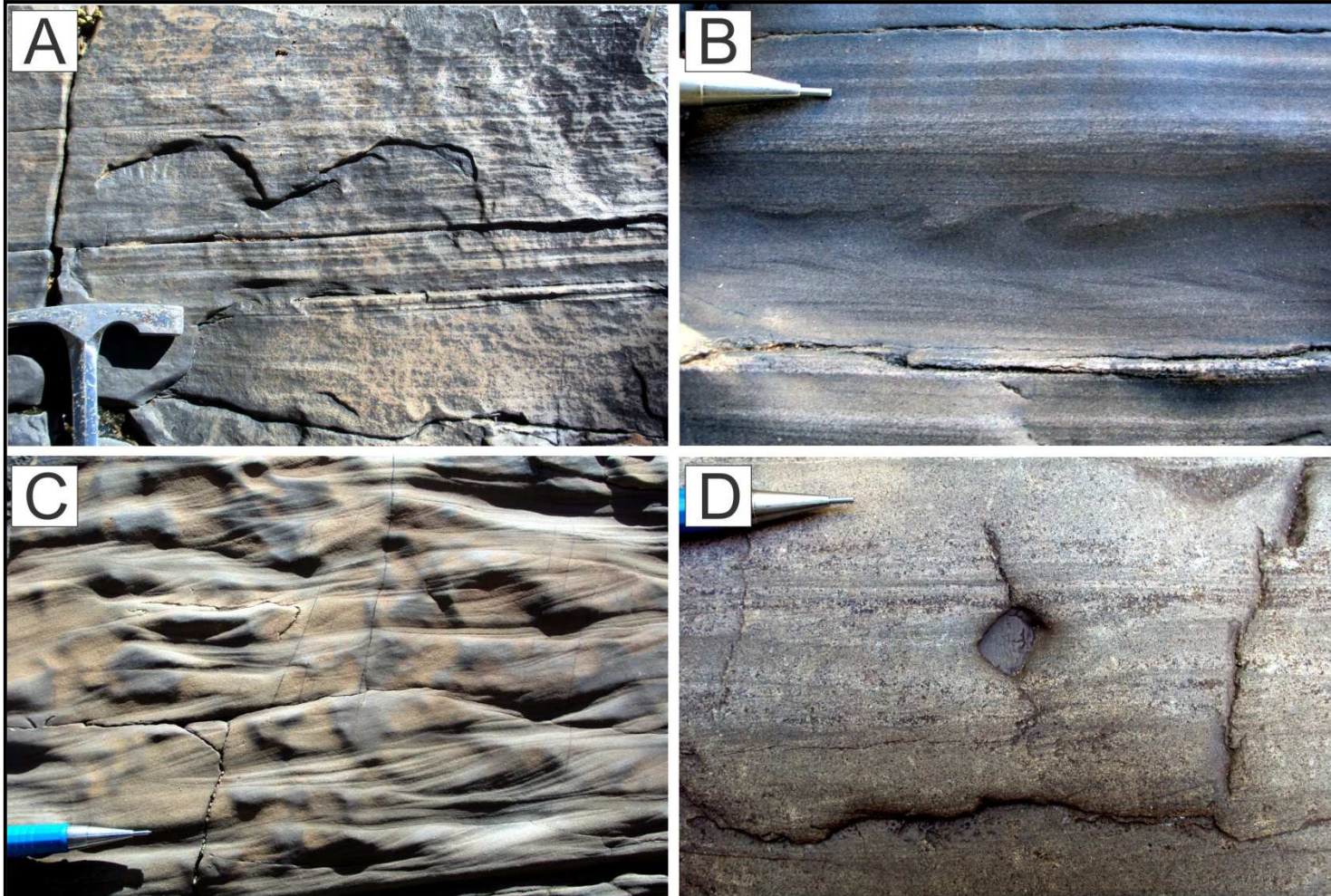
O mecanismo de formação desta litofácies pode se dar por transporte e decantação seletiva associada a pulsos intermitentes do transporte de sedimentos, ou na fase de leito plano, em regime de fluxo inferior. Os pacotes de granulação mais grosseira em associação com a fácies Aa, pode ser correlacionada à fácies F6 de Mutti (1992). Já os depósitos mais finos são correlacionáveis a fácies F9 de Mutti (1992) e as fácies “Tb” e “Td” de Bouma (1962).

### 5.1.4 Arenito com laminação cruzada (Alc)

Esta litofácies torna-se mais frequente no topo do perfil, na forma de camadas com espessuras que variam de 10 a 60 cm e ampla continuidade lateral. São arenitos muito finos a finos, com laminações cruzadas (Figuras 14 C e D) e cruzadas cavalgantes. Ocorrem intercalados a camadas de pelitos laminados e configuram ciclos granodecrescentes ascendentes. Observa-se que as laminações cruzadas por vezes alternam-se com laminações plano-paralelas a onduladas e a ocorrência de clastos de argila.

A presença de laminações cruzadas a cruzadas cavalgantes sugere deposição por meio de processos de tração e suspensão simultâneos, e migração de formas de leito de crista sinuosa. Esta fácies corresponde a fácies “F9” sugerida por Mutti (1992) e em associação à fácies de arenito com laminação convoluta perfaz o intervalo “Tc” de Bouma (1962).

**Figura 14** –LitofáciesAlp (A e B) e Alc (C e D): A) Arenito com laminação plano-paralela e truncamento de baixo ângulo no porção inferior da foto; B) Lâminas de arenito truncando estruturas em chama de pelitos laminados; C) Laminação cruzada da fácies Alc; D) Clasto de material argiloso inserido na fácies Alc.



Fonte: Fornecido pelo autor.

#### 5.1.5 Arenito com laminação convoluta (Aco)

Esta litofácies é caracterizada por um leito de aproximadamente 30 cm de arenitos finos com laminações e estratificações convolutas irregulares (Figura 15 A e B), formando padrões de deformação caóticos ou dobras irregulares que gradam a acamamento maciço. Encontra-se sobreposta a fácies Alp e sotoposta a litofáciesAa.

Laminações e estratificações convolutas são formadas em muitos casos, por escape de água devido a compactação em sedimentos liquefeitos. Juntamente com as fácies Alc compõe intervalo Tc de Bouma (1962) e F9 de Mutti (1992).

#### 5.1.6 Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)

Esta litofácies apresenta-se como pacotes com espessuras consideráveis (entre 50cm e 2m). São arenitos de granulometria média a grossa, com grãos subangulosos a subarredondados, de coloração acinzentada, com estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte (Figura 15 C e D), cujos sets apresentam dimensões de 20cm a 1,5 m. Observa-se que localmente possuem lentes de argila recobrimdo a base dos sets. Nota-se que ocorre uma gradação de leitos com estratificação cruzada acanalada para leitos com estratificação cruzada tabular. E nas camadas com granulação mais grossa localmente tem-se a presença de *megaripples*.

A presença de estratificação cruzada acanalada sugere deposição por migração de dunas subaquosas por meio da ação de fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior, com retrabalhamento do leito. Em associação com a fácies Alp esta fácies pode ser correlacionada à fácies F6 de Mutti (1992).

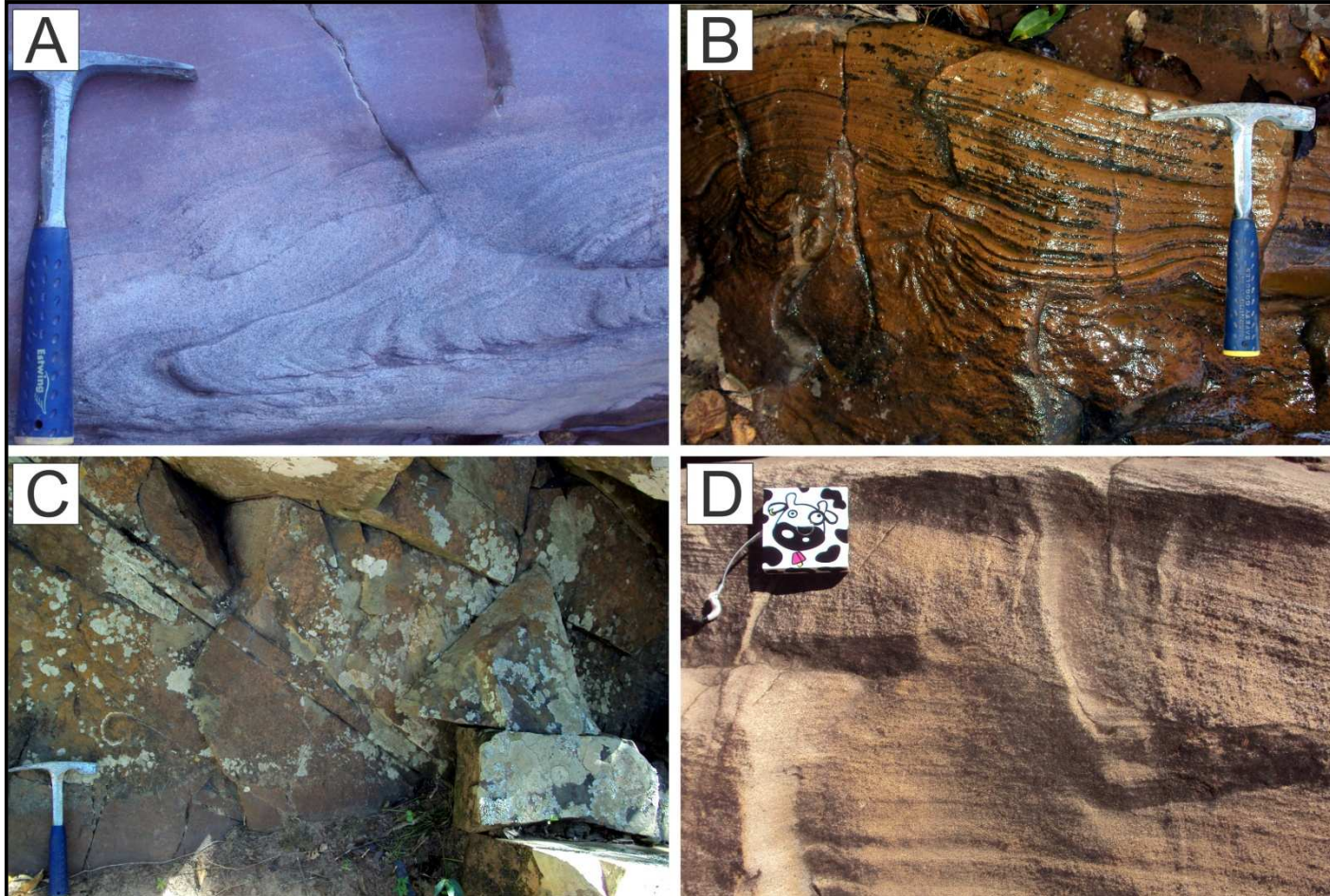
#### 5.1.7 Arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg)

Apresenta-se como camadas em sua maioria lenticulares, com espessuras em torno de 10 a 60 cm. São arenitos de granulometria fina a média, de coloração acinzentada, com estratificações cruzadas tangenciais. Os sets variam de 5 a 20 cm de altura e internamente exibem gradação normal. Observa-se uma gradação lateral de estratificações cruzadas tangenciais para

estratificações plano paralelas. Associado a esta fácies ocorrem também feições do tipo *guttercast* que se apresentam erodindo as camadas de pelito laminado sotopostas a ela (Figura 16).

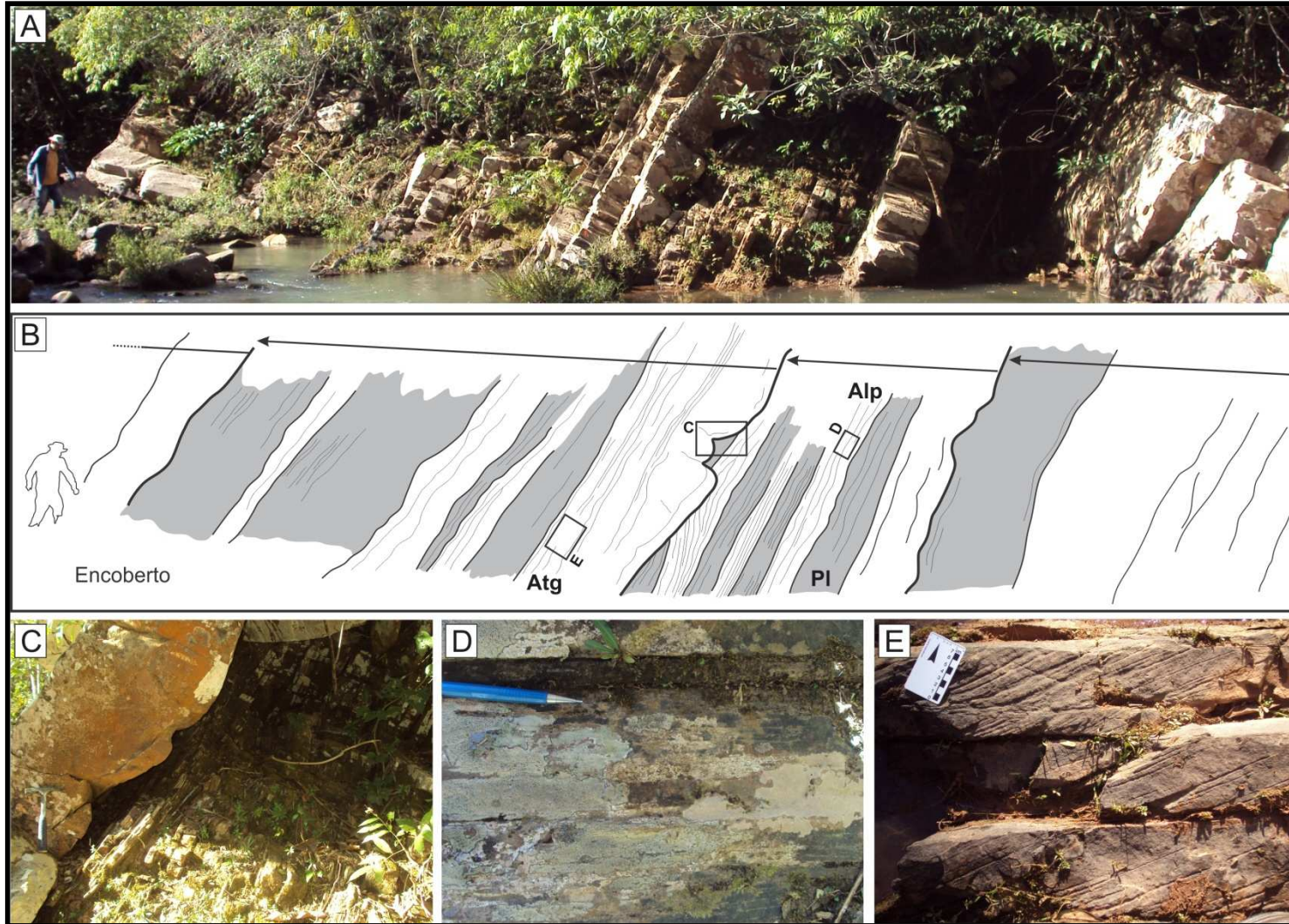
Estratificações cruzadas podem formar um ângulo agudo da base com a rampa de avalanche, ou podem ser assintóticas (tangencial) com a horizontal. As estratificações cruzadas tangenciais surgem quando há um maior aporte de sedimentos e um aumento da velocidade do fluxo da corrente que gera *bottom sets* tangenciais.

**Figura 15**-LitofáciesAco (A e B) e Aca (C e D): A) Laminação convoluta irregular, desenvolvida em arenitos finos da fácies Alp; B) Laminação convoluta com dobramento anticlinal, desenvolvida em arenitos mais grosseiros; C) Estratificação cruzada acanalada de grande porte da fácies Aa; D) Flanco de uma estratificação cruzada acanalada de médio porte inserida na fácies Aa.



Fonte: Fornecido pelo autor.

**Figura 16** – Aspectos faciológicos da Formação Diamantina: A e B) Seção panorâmica de afloramento no Rio Serragem II evidenciando a presença de feições erosivas do tipo *guttercast* (C) erodindo camadas de pelito laminado, e o arranjo das fácies PI (D), Alp (D) e Atg (E) em ciclos granodrecrescentes ascendentes



Fonte: Fornecido pelo autor.

## 5.2 Associações de fácies

Vários modelos são utilizados para explicar e classificar depósitos de leques submarinos, mas a neste trabalho foi adotada a classificação de Mutti e Normark (1987), porém a contribuição de diversos autores para o detalhamento dos processos envolvidos também foi utilizada. Assim foi possível ser individualizar duas associações de fácies: AF1 – Leque turbidítico médio (*Mid turbidite fans*) e AF2 – Canais turbidíticos (*Turbidite channels*) (Figura 12).

### 5.2.1 AF1 – Leque turbidítico médio (Mid turbidite fan)

Esta associação de fácies é constituída pelas fácies PI, Am, Alp, Alc e Atg. Dispõe-se na forma de ciclos granodecrescentes ascendentes, com um espessamento dos pacotes pelíticos em direção ao topo. As delgadas camadas de pelito e arenito laminado constituem geralmente sucessões rítmicas, em sua maioria simétricas, que caracterizam esta associação. Marcas onduladas geralmente ocorrem marcando o topo dos pacotes de arenito e estruturas dos tipos turboglifossão observadas como estruturas de base. Estruturas de sobrecarga são comumente encontradas nessa associação.

Os arenitos maciços podem ser interpretados como sendo transportados e sedimentados por correntes de turbidez de altíssima densidade, indispensáveis à sua sustentação. Neste tipo de fluxo, considera-se que a deposição é instantânea, com "congelamento" da carga transportada em função de queda súbita da energia do meio, seja por redução do gradiente do substrato ou desconfinamento do fluxo. De acordo com Mutti (1992), este depósito seria resultado de um fluxo subcrítico no seu estágio inicial de desenvolvimento. O arenito laminado foi originado por correntes residuais, resultantes da dissipação da energia dos fluxos gravitacionais. Isto implica num espectro contínuo de deposição, de arenitos maciços a arenitos laminados, formando um ciclo gerado em um evento único. Neste contexto, estes arenitos representam os últimos depósitos dos fluxos gravitacionais de alta densidade, a partir dos quais as correntes de turbidez passam a ser de baixa densidade. As laminações cruzadas cavalgantes são oriundas por processos simultâneos de tração e suspensão. Ângulos de cavalgamento altos, causados por altas taxas

de deposição (principalmente por suspensão) podem resultar da desaceleração do fluxo, com correspondente aumento na sedimentação. O pelito laminado resulta da deposição de partículas finas por decantação em ambiente de baixa energia, somente alterado por correntes de turbidez episódicas e de baixa densidade, responsáveis pela intercalação com arenitos laminados. As estratificações cruzadas tangenciais surgem quando há um maior aporte de sedimentos e um aumento da velocidade do fluxo, que ocasiona transporte por suspensão/saltação, e os grãos são levados além da face de deslizamento e depositados na base da ondulação, resultando num *bottom set* tangencial.

Os estratos desta associação foram depositados por processos de tração mais suspensão associados a vários estágios de correntes de turbidez de baixa densidade a alta densidade. O padrão cíclico de granodecrescência ascendente das camadas é considerado como diagnóstico destes depósitos e podem ser detectadas em afloramentos de pequena escala. É importante frisar que, a ausência de camadas espessas e de granulação grossa de arenito, é considerada como pertencente a áreas marginais do leque submarino. Estes depósitos correspondem provavelmente ao grupo mais diversificado de sedimentos que ocorrem num sistema turbidítico.

#### 5.2.2 AF2 - Canais turbidíticos (Turbidite channels)

Esta associação de fácies é composta pelas fácies Aa, Atg, Aco e Pl. Esta organizada em ciclos grandodecrescentes ascendentes (*finingupward*) constituídos principalmente pelos arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa) intercalados com pelitos laminados (Pl). Nota-se um adelgaçamento das camadas de arenitos em direção ao topo do perfil. Além disso ocorre presença de estruturas do tipo *guttercast* inseridas na fácies Atg.

Os mecanismos que geram as estratificações cruzadas em arenitos turbidíticos não são ainda bem compreendidos. Usualmente são explicadas pelo decréscimo na velocidade do fluxo e na concentração de sedimentos com a dissipação dos fluxos turbulentos, que permite o desenvolvimento de dunas subaquosas por meio de correntes trativas (EYLES et al., 1987). Lowe (1982) propõe que a ação dos fluxos residuais de baixa densidade é responsável pela formação de estratificação cruzada, enquanto Hiscott e Middleton (1979)

sugerem que sua origem está na transição entre fluxos supercríticos e subcríticos. Para Mutti (1992) as estratificações cruzadas em turbiditos são produtos de saltos hidráulicos, que transformam correntes turbidíticas supercríticas (de alta densidade) em correntes turbidíticas subcríticas (de baixa densidade). As camadas pelíticas relacionadas indicam um período de baixa energia no sistema, provavelmente situada no intervalo entre a passagem de uma corrente de turbidez e outra. Já o intervalo de arenito com laminação convoluta pode ser relacionado a processos de liquefação, associada com deposição rápida.

Bouma e Coleman (1985) interpretam arenitos com estratificação cruzada como resultado de acresções laterais de preenchimento de canal turbidítico, utilizando a analogia com as barras em pontal do sistema fluvial. Mutti e Ricci Lucchi (1972, 1975) também enfatizaram o caráter progradacional geral de muitos sistemas de leques submarinos antigos e o caráter de adelgaçamento ascendente de sucessões de preenchimento de canal.

## 6 CARACTERIZAÇÃO DE MINERAIS PESADOS

Foram analisadas 7 amostras, das quais apenas 5 com número suficiente de grãos para análise. A assembléia de minerais pesados dos arenitos estudados da Formação Diamantino é constituída de zircão, turmalina, rutilo, actinolita, hornblenda, granada, apatita, fluorita, epidoto, cianita e silimanita, cujos percentuais relativos estão listados nas tabelas 01 e 02. O índice ZTR possui valores elevados, variando de 66 a 96, indicando alta maturidade mineralógica destes arenitos. Além disso, a abundância de formas bem arredondadas e texturas superficiais de natureza mecânica põem em evidência esta maturidade.

**Tabela 01** – Contagem modal dos minerais pesados dos arenitos da Formação Diamantino. Fração fina (0,062-0,125).

Amostra	Zir	Tur	Rut	Act	Hnb	Gra	Ap	Flu	Epi	Cia	Sil	Tot	ZTR
PD-01	52	35	8	4	-	-	1	-	-	-	-	100	96
PD-02	18	71	-	6	5	-	-	-	-	-	1	100	89
PD-03	69	13	6	-	-	-	8	2	-	-	-	100	88
PD-04	56	6	4	-	-	-	31	-	-	3	-	100	66
PD-05	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1*	-
PD-06	70	4	7	-	-	1	18	-	-	-	-	100	80
PD-07	23	-	2	12	2	2	3	-	5	4	-	53*	-

**Tabela 02** – Contagem modal dos minerais pesados dos arenitos da Formação Diamantino. Fração grossa (0,125-0,250).

Amostra	Zir	Tur	Rut	Act	Hnb	Ap	Epi	Cia	Sil	Tot	ZTR
PD-01	16	64	3	-	-	1	-	-	-	84*	-
PD-02	4	12	1	3	-	-	2	-	-	21*	-
PD-03	11	7	3	-	-	1	1	-	-	23*	-
PD-04	6	-	-	2	3	5	5	1	-	22*	-
PD-05	1	1	-	-	-	-	-	-	-	2*	-
PD-06	1	9	-	13	2	-	3	-	-	30*	-
PD-07	1	2	-	19	6	1	1	-	-	30*	-

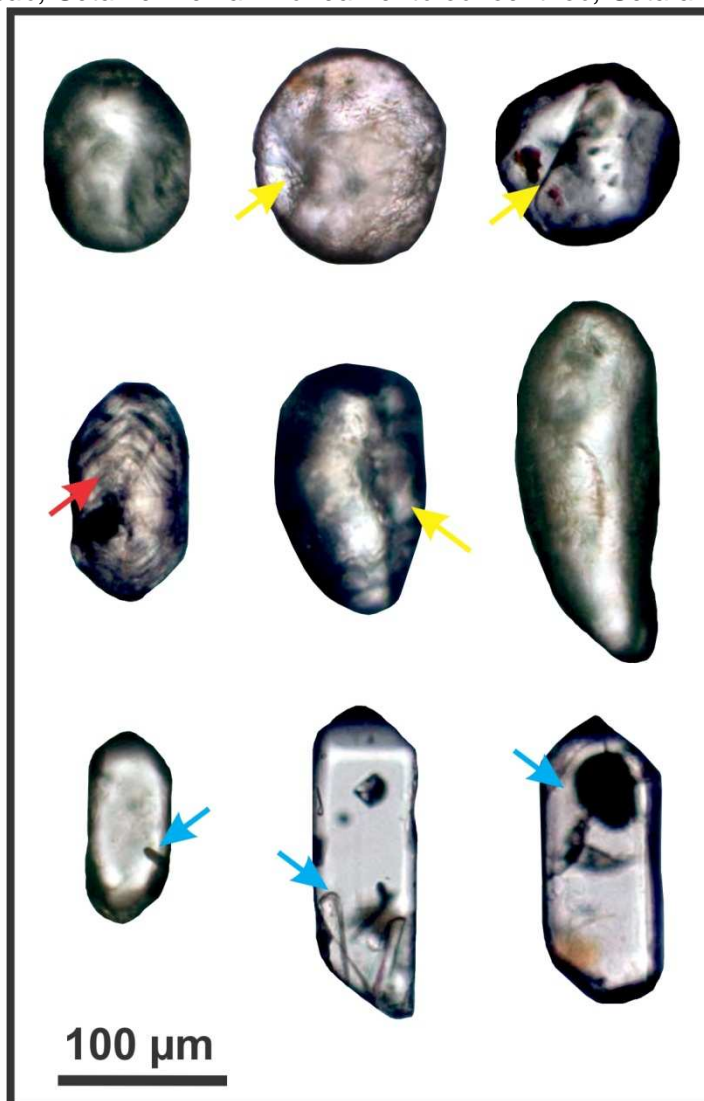
Zir - Zircão; Tur - Turmalina; Rut - Rutilo; Act - Actinolita; Hnb - Hornblenda; Gra - Granada; Ap - Apatita; Flu - Fluorita; Epi - Epidoto; Cia - Cianita; Sil - Silimanita; Tot - Total de minerais pesados contados; ZTR - Somatória de zircão, turmalina e rutilo. \* - Quantidade insuficiente de minerais pesados.

## 6.1 Morfologia dos grãos

### 6.1.1 Zircão [ZrSiO<sub>4</sub>]

Ocorre com concentrações variando entre de 19 a 70%. Dominantemente os grãos são arredondados a bem arredondados com baixa a alta esfericidade, apresentando-se incolores a rosados, com relevo muito alto, extinção reta e cores de interferência altas. Possuem hábito granular, anédricos a subédricos com arestas brandamente retrabalhadas, zoneamento concêntrico e inclusões. Na superfície dos grãos são observadas feições de origem mecânicas como fraturas conchoidais com bordas de abrasão (Figura 17).

**Figura 17** –Fotomicrografias de zircão a luz natural: Grãos bem arredondados com alta esfericidade; grãos bem arredondados com baixa esfericidade; e grãos subédricos com arestas brandamente retrabalhadas. *Seta amarela - Fraturas conchoidais com bordas de abrasão; Seta vermelha - Zoneamento concêntrico; Seta azul - Inclusões.*

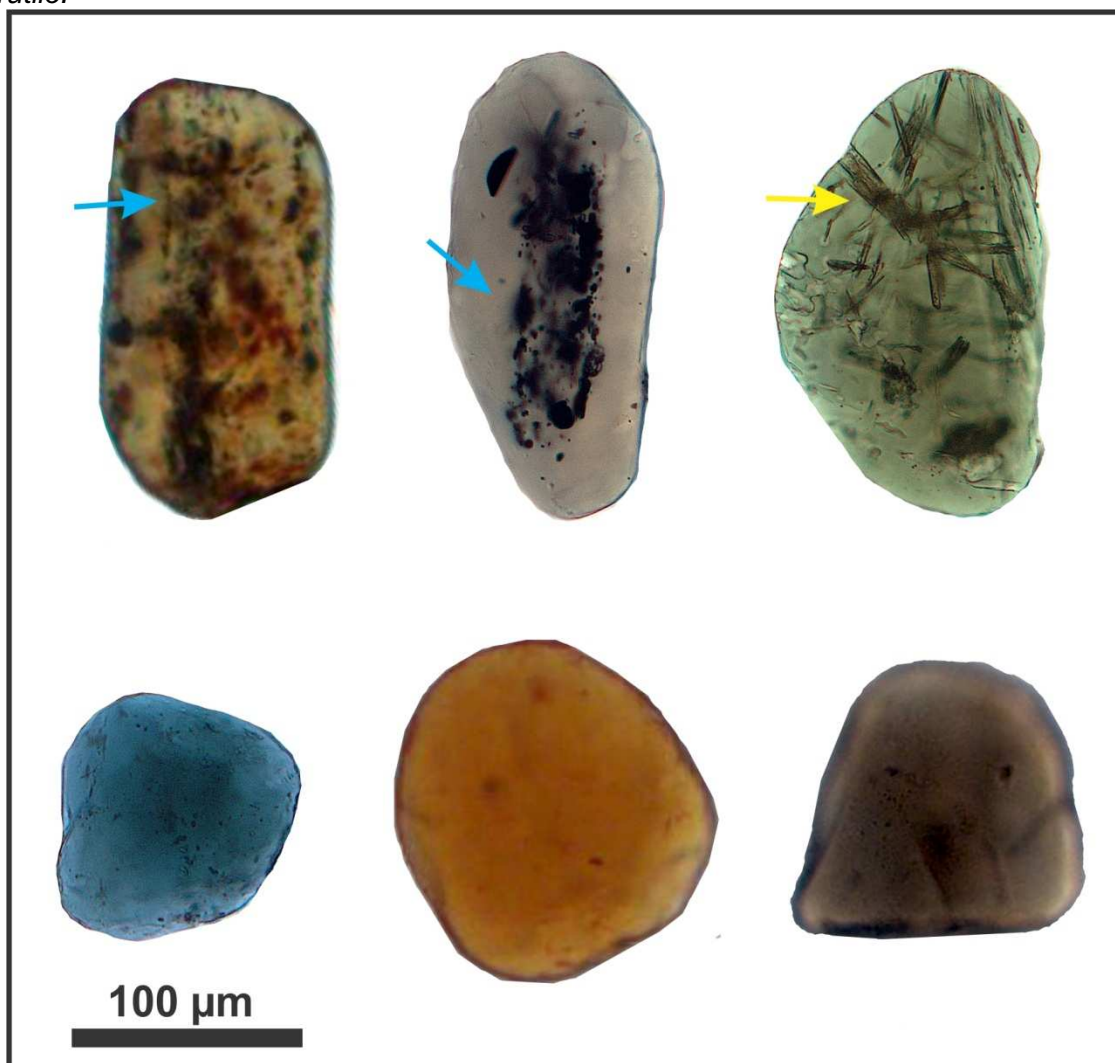


Fonte: Fornecido pelo autor.

### 6.1.2 Turmalina [ $\text{Na}(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH,F})_4$ ]

Ocorre com concentrações que variam de 3 a 75%, exibindo formas arredondadas com baixa a alta esfericidade. Os possuem coloração verde, marron, rosa e azul. Possuem pleocroísmo forte e inverso, a cor do mineral interfere na sua alta birrefringência. Apresentam inclusões aciculares de rutilo, além de inclusões fluidas e de minerais opacos (Figura 18).

**Figura 18** - Fotomicrografias de turmalina à luz natural. Presença de grãos arredondados com baixa esfericidade; e grãos arredondados com alta esfericidade. Seta azul - *Inclusões de minerais opacos*; Seta amarela - *Inclusões aciculares de rutilo*.

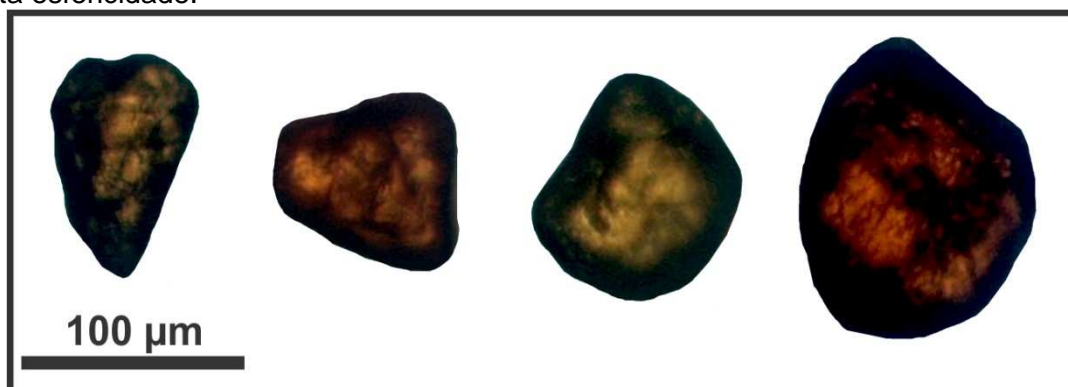


Fonte: Fornecido pelo autor.

### 6.1.3 Rutilo [TiO<sub>2</sub>]

Apresenta-se em baixas concentrações, constituindo de 1 a 8% nas assembléias de minerais pesados. São grãos subarredondados a arredondados, e baixa a alta esfericidade. Exibem colorações avermelhadas, grãos anédricos e com hábito granular (Figura 19).

**Figura 19** - Fotomicrografias de rutilo à luz natural: Grãos arredondados com média a alta esfericidade.



Fonte: Fornecido pelo autor.

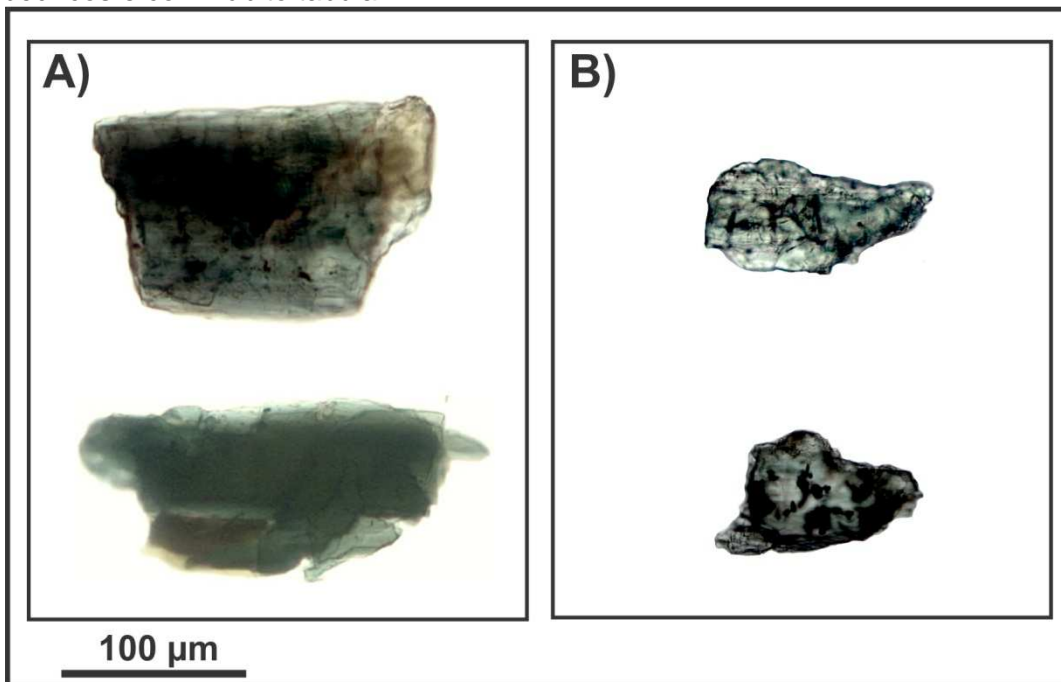
### 6.1.4 Hornblenda [Ca<sub>2</sub>Na(Mg,Fe)<sub>4</sub>(Al,Fe,Ti)AlSi<sub>8</sub>AlO<sub>22</sub>(OH,O)<sub>2</sub>]

Possui concentração de 2 a 5% nas assembléias de minerais pesados. Os grãos são subangulosos, subédricos, com hábito tabular, de cor verde, com pleocroísmo variando ora de ver escuro a verde-acastanhado ora de verde a castanho esverdeado, com extinção inclinada variando de 12° a 19°, além de inclusões de minerais opacos (Figura 20 A).

### 6.1.5 Actinolita [(Ca,Na)<sub>2</sub>(Mg,Fe)<sub>5</sub>(Si,Al)<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>, r =3,00 a 3,10 g/cm<sup>3</sup>]

Possui concentração de 3 a 12% nas assembléias de minerais pesados. Os grãos são grãos anédricos verdes, pleocroísmo fraco, de baixa esfericidade, subangulosos, relevo alto, com extinção inclinada variando de 14° a 19°, além de inclusões de minerais opacos (Figura 20 B).

**Figura 20** - Fotomicrografias de anfibólio à luz natural: A) Hornblenda - Grãos subangulosos, subédricos e com hábito tabular; B) Actinolita – Grãos subangulosos, subédricos e com hábito tabular.

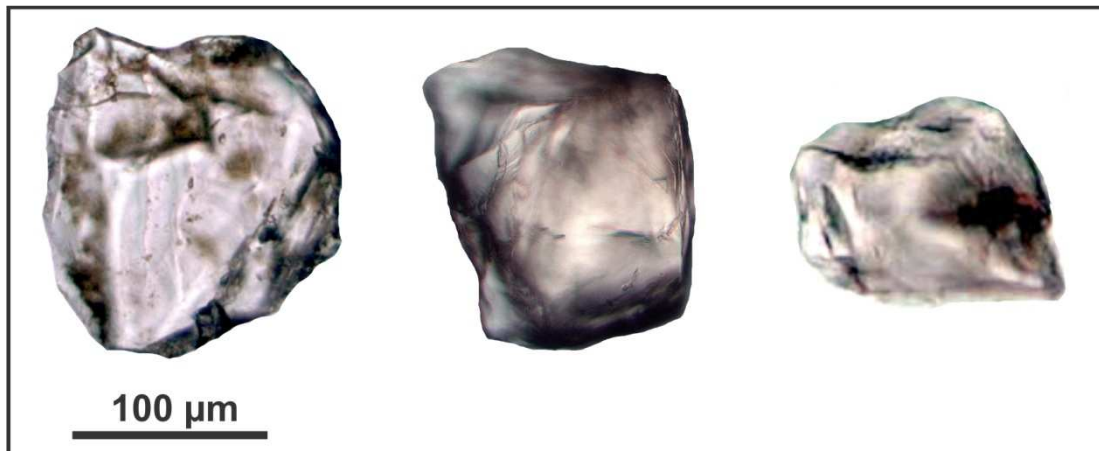


Fonte: Fornecido pelo autor.

#### 6.1.6 Granada $[(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{SiO}_4)_3] - [\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Cr})_2(\text{SiO}_4)_3]$

Apresenta-se como um mineral acessório, perfazendo apenas 1% nas assembleias de minerais pesados. Os grãos variam de subangulosos a subarredondados, apresentando-se incolores a rosados, isotrópicos e com relevo alto (Figura 21).

**Figura 21** - Fotomicrografias de granada à luz natural: Grãos subangulosos, anédricos e de relevo alto.

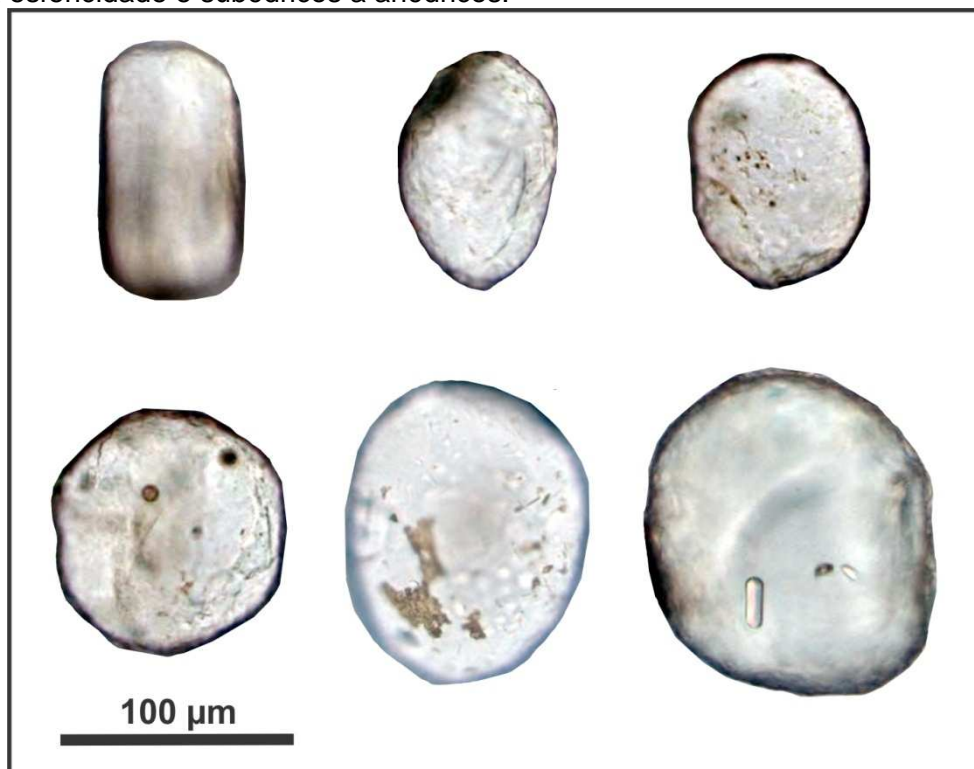


Fonte: Fornecido pelo autor.

### 6.1.7 Apatita [ $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$ ]

Ocorre com concentração variando de 1 a 31% nas assembléias de minerais pesados, é incolor, birrefringência baixa, com grãos bem arredondados com baixa a alta esfericidade. Apresenta inclusões (Figura 22).

**Figura 22** - Fotomicrografias de apatita à luz natural: Grãos bem arredondados, baixa a alta esfericidade e subédricos a anédricos.



Fonte: Fornecido pelo autor.

### 6.1.8 Fluorita [ $\text{CaF}_2$ ]

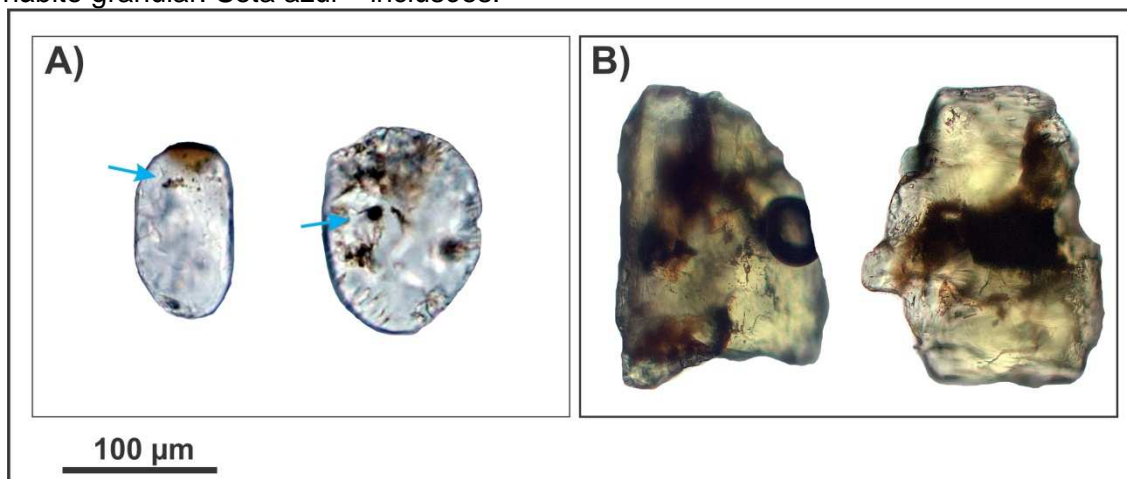
Perfaz apenas 2% em uma única amostra (PD-03) e ocorrem na forma de grãos bem arredondados e com média e alta esfericidade. Caracterizam-se por serem grãos incolores, de relevo moderado e isotrópicos. Nota-se a presença de inclusões em seu interior (Figura 23 A).

### 6.1.9 Epídoto [ $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ ]

Possui concentração de 5% nas assembléias de minerais pesados. Os grãos são subangulosos, anédricos, com hábito granular, com uma coloração verde pistache, levemente pleocróico e relevo alto. Apresenta extinção reta,

possui sinal de alongação negativo, birrefringência moderada, com cores de interferência de segunda e terceira ordem (Figura 23 B).

**Figura 23** -Fotomicrografias a luz natural de: A) Fluorita - grãos anédricos, bem arredondados e hábito granular; e B) Epidoto - Grãos subangulosos, anédricos e com hábito granular. Seta azul – inclusões.



Fonte: Fornecido pelo autor.

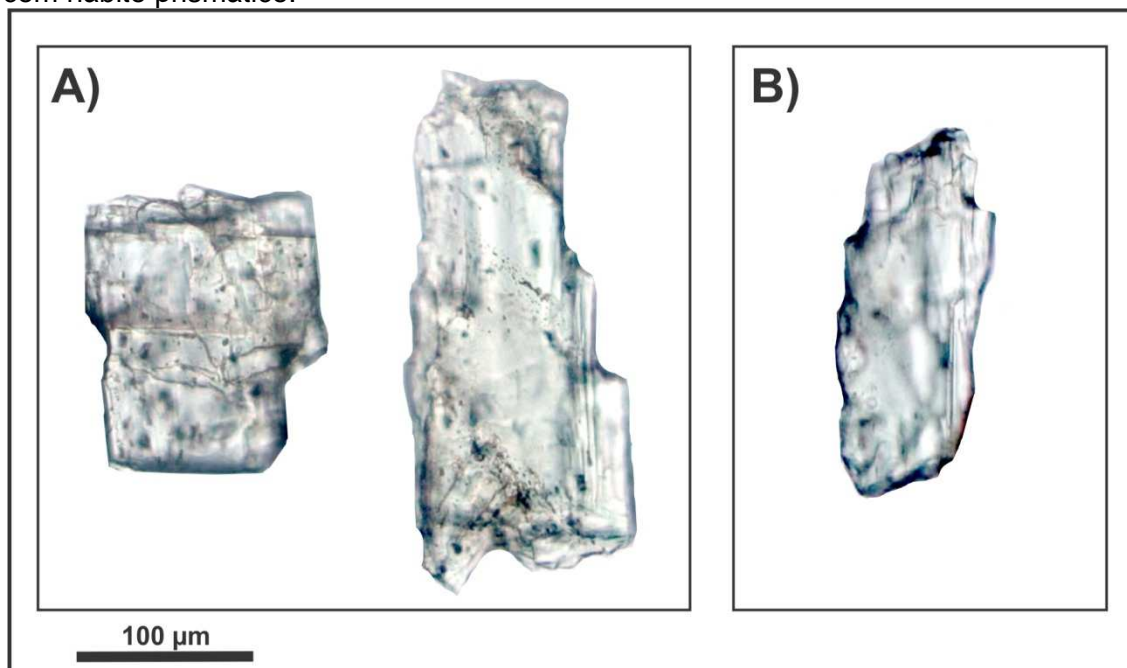
#### 6.1.10 Cianita [ $\text{Al}_2(\text{SiO}_5)$ ]

Possui concentração de 1 a 4% nas assembléia de minerais pesados. Os grãos são subédricos, com hábito prismático, incolores com clivagem retangular e extinção inclinada de  $11^\circ$  (Figura 24 A).

#### 6.1.11 Sillimanita [ $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ ]

Possui concentração de 1% em apenas uma assembléia de minerais pesados (PD-02). Trata-se de um grão anguloso, subédrico, com hábito prismático, incolor, sua birrefringência é moderada, apresentando cores de interferência brilhantes de segunda e terceira ordem e extinção reta (Figura 24B).

**Figura 24** -Fotomicrografias à luz natural de: A) Cianita – Grãos subangulosos, subédricos e com hábito prismático; B) Sillimanita – Grão subanguloso, subédrico e com hábito prismático.



Fonte: Fornecido pelo autor.

## 6.2 Distribuição no perfil

As assembleias de minerais pesados no perfil estudado apresentam pouca variação na proporção de minerais estáveis e instáveis, com índices ZTR elevados, variando de 66 a 99 (Figura 25).

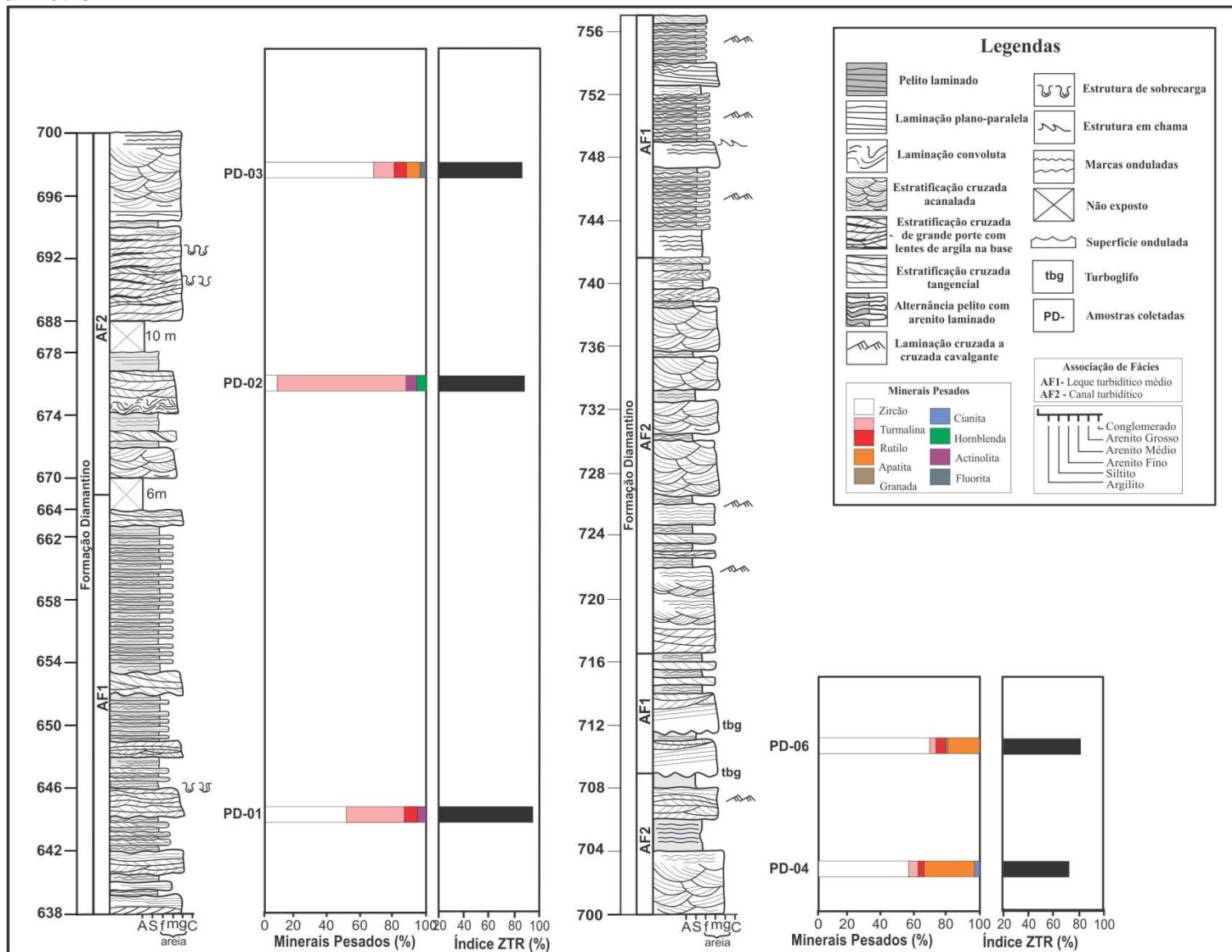
A base do perfil é representada pelos arenitos com laminação plano-paralela a ondulada e estratificação cruzada tangencial (PD – 01), numa associação de fácies de AF1 - Leques turbidíticos médios (*midfan*). É representado predominantemente por zircão e turmalina, e em menor proporção, rutilo e actinolita, enquanto que apatita ocorre como traço (1%). O índice ZTR apresenta um valor elevado de 99, mostrando uma alta maturidade composicional da rocha.

Na porção intermediária do perfil ocorrem os arenitos com estratificação cruzada acanalada (PD – 02, PD – 03 e PD - 04), correspondentes a associação de fácies AF2 – Canal turbidítico; e os arenitos laminados e com estratificação cruzada tangencial (PD – 06), pertencentes a associação de fácies AF1 – Leques turbidíticos médios a distais. Também nota-se pouca variação no conteúdo de minerais estáveis e metaestáveis, predominantemente

tem-se zircão e turmalina, e subordinadamente rutilo, actinolita, hornblenda, apatita e cianita. Observou-se que nas amostras PD – 04 e PD – 06 ocorrem quantidades significativas de apatita, com 31 e 18% respectivamente. No entanto, os índices ZTR se mantêm elevados, variando de 66 a 89, refletindo assim uma alta maturidade composicional.

Na porção superior do perfil, a amostra analisada (PD – 07) não apresentou quantidades suficientes de minerais pesados, impossibilitando assim sua análise.

**Figura 25** - Distribuição dos percentuais relativos dos minerais pesados, índice ZTR no perfil da Formação Diamantino. ZTR - Zircão+Turmalina+Rutilo.



Fonte: Fornecido pelo autor.

### 6.3 Interpretações e proveniência

A quantidade dos minerais pesados em um determinado depósito depende da sua abundância na área fonte, da intensidade e duração do processo de transporte, sua resistência ao intemperismo químico e físico, à abrasão, a sua segregação diferenciada devido a diferenças na densidade e forma (MORTON; HALLSMOUTH, 1999).

A predominância de grãos arredondados a bem arredondados dos minerais ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo) e as associações de texturas superficiais de origem mecânica, tais como as sucessivas fraturas conchoidais retrabalhadas e as bordas de abrasão, confirmam um caráter multicíclico para os sedimentos (alto grau de retrabalhamento mecânico).

Granada, cianita, sillimanita, epidoto e hornblenda (azul – verde) são minerais típicos de rochas metamórficas de alto grau; turmalina marrom clara é associada a rochas metamórficas de baixo grau, enquanto que a turmalina azul é associada a pegmatitos; o rutilo e a turmalina (grãos arredondados) são tidos como oriundos de sedimentos retrabalhados; apatita é característica de rochas ígneas ácidas, podendo ocorrer também em pegmatitos, veios de alta temperatura e calcários metamórficos. A actinolita é geralmente encontrada em rochas metamórficas, sobretudo em auréolas de contato que cercam as rochas ígneas intrusivas, mas pode ocorrer também como um produto do metamorfismo de rochas calcáreas ricas em magnésio.

Quanto ao zircão, segundo Hoskin e Black (2000), zircões metamórficos, em geral, possuem terminações arredondadas, os de rochas de alto grau tendem a formas ovóides. Os ígneos são usualmente euédricos, com forte zoneamento composicional. A alta resistência física (dureza alta, ausência de clivagem) e sua grande estabilidade química tornam o zircão um mineral frequente em rochas sedimentares detríticas. Por isso, formas bem arredondada sugerem que as fontes mais próximas para este mineral sejam rochas sedimentares pré-existentes.

A presença de granada e apatita podem indicar proximidade com a área fonte e/ou condições climáticas propícias (ambiente anóxico) para sua preservação. Segundo Mange e Maurer (1992) e Morton (1984) a granada e a

apatita são mais resistentes em condições de soterramento (*deepburial*) em meio alcalino ( $\text{pH}>7$ ), do que em condições intempéricas ( $\text{pH}<7$ ).

A ocorrência conjunta de grãos com alta esfericidade e arredondamento com grãos angulosos e subarredondados, como zircão, granada e rutilo, corrobora para uma origem a partir de uma fonte com diversidades litológicas e sugere mistura de sedimentos com histórias distintas.

Segundo Suguio (1980), a associação entre anfibólios angulosos com turmalinas arredondadas ou a associação de turmalinas mal arredondadas com turmalinas bem arredondadas, em uma mesma amostra, parece indicar duas fontes sedimentares, uma primária e a outra secundária.

Os dados obtidos com as análises de minerais pesados dos depósitos turbidíticos proximais, discutidos neste trabalho, corroboram com os dados fornecidos por Bandeira et al. (2012), cujos depósitos deltaicos da porção superior da Formação Diamantino fornecem dados de paleocorrente predominantemente NW e SW, que indica uma provável fonte dos sedimentos situada a Leste da Faixa Paraguai atual, além de idades U-Pb em zircão de 541 Ma a 1920 Ma.

Sendo assim a provável área fonte para os depósitos da Formação Diamantino seriam a Faixa Brasília (790–600 Ma) com seus terrenos granito-greenstone arqueanos, ortognaisses neoproterozóicos, rochas supracrustais do Meso- e Neoproterozóico, cuja deformação e metamorfismo ocorreram durante o ciclo Brasileiro; além do arco magmático do oeste de Goiás (PIMENTEL; FUCK, 1992), que constitui uma crosta juvenil neoproterozóica e consiste de terrenos com ortognaisses e sequências vulcanossedimentares. Quanto as prováveis fontes sedimentares, é indicado as rochas da própria Faixa Paraguai que devido a tectônica podem ter sido expostas, se tornando assim fonte de sedimentos.

Para um estudo mais detalhado de proveniência há a necessidade de análises geoquímicas, principalmente em zircão, turmalina e granada. Devido estes apresentarem grande estabilidade química aos processos geológicos superficiais, guardando a assinatura geoquímica de sua área fonte (ANANI, 1999; HENRY; GUIDOTTI, 1985; MORTON; HALLSWORTH, 1999).

## 7 MODELO DEPOSICIONAL

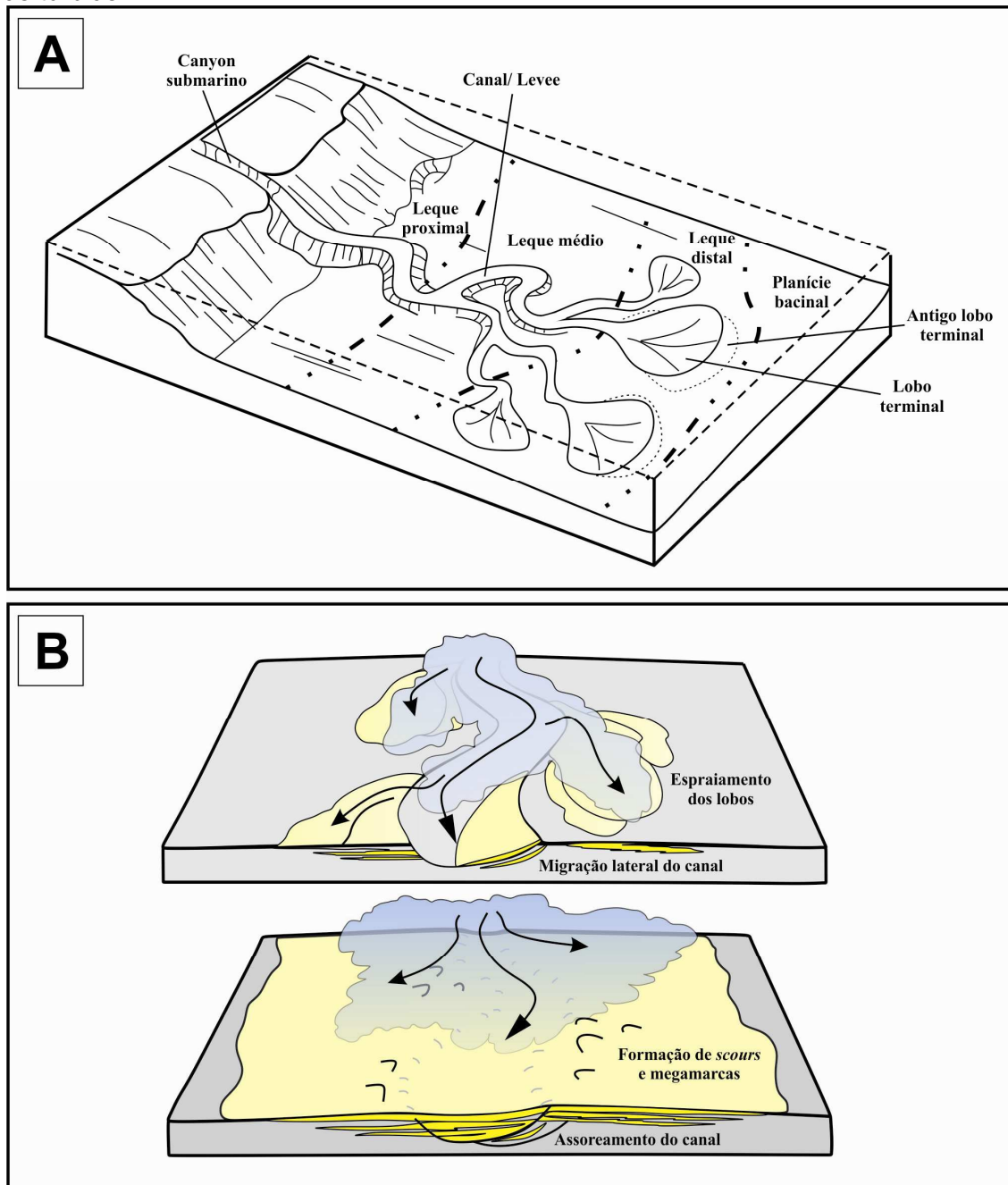
O modelo de sistema de leque submarino, proposto para os depósitos estudados da Formação Diamantino baseou-se nas características litológicas e geometria de algumas das fácies descritas, interpretadas como produto principalmente de fluxos gravitacionais.

Entre as fácies produzidas por fluxos gravitacionais destaca-se a associação Pl, Am, Alp e Alc, compondo um conjunto de fácies que gradam entre si, vertical e lateralmente numa mesma camada, denotando constantes transformações de fluxo, e o padrão cíclico destas camadas compõem depósitos de leques turbidíticos de porção intermediária a distal. Além disso, a presença de arenitos grossos com estratificações cruzadas e feições de erosivas na base (*guttercast*) pode ser também produto dos mesmos processos, fruto de correntes hidrodinâmicas geradas com a dissipação dos fluxos turbulentos, atribuídos a depósitos de canais turbidíticos (Figura 26).

A alternância destas duas associações de fácies no perfil sugere episódios de ação diversificados das correntes de turbidez, gerando a sobreposição de depósitos de canais sobre leques turbidíticos e vice-versa.

Segundo Bandeira et al. (2012), a Formação Diamantino foi depositada durante um regime de mar restrito (lacustre) inserido num contexto de bacia do tipo *foreland*, o que corrobora com a interpretação de *canyons* e leques submarinos atribuídos aos depósitos da região de Nobres, frequentemente encontrados em sub-bacias *foredeep* na qual há uma maior espessura de lâmina d'água e uma maior subsidência.

**Figura 26** – Proposta de modelo deposicional para os depósitos turbidíticos da Formação Sambaíba na região de Nobres-MT. **A)** Bloco diagrama ilustrando os principais componentes de um Sistema de Leques Submarinos; **B)** Bloco diagrama esquemático ilustrando a evolução do Sistema com a passagem de diferentes correntes de turbidez sobre o fundo submarino; nota-se a migração lateral do canal que é aproveitado como conduto para a passagem de uma nova corrente de turbidez.



Fonte: Modificado de Reading e Richards (1994).

## 8 CONCLUSÕES

Discussões e artigos de revisão recentes comentam sobre a dificuldade de interpretar as características dos depósitos antigos formados por fluxos de densidade, seja devido à grande variedade de processos deposicionais que operam nesses depósitos, seja devido a fenômenos pós-deposicionais de consolidação e deformação em sedimentos inconsolidados (HAUGHTON et al., 2003; MULDER; ALEXANDER, 2001).

Os depósitos da Formação Diamantino, estudados na região de Nobres-MT, foram individualizados em duas associações de fácies, ambas inclusas num Sistema de Leque Submarino. Foram reconhecidas 7 litofácies, descritas e classificadas de acordo com as fácies classificadas por Bouma (1962) e Mutti (1992). Pode-se então agrupar estas fácies em duas associações: AF1 – Leque turbidítico médio; e AF2 – Canal turbidítico.

Os estratos de AF1, caracterizados por arenitos finos a médios, intercalados a pelitos laminados, foram depositados por processos de tração mais suspensão associados a vários estágios de correntes de turbidez de baixa densidade a alta densidade, com ciclos de pouca variação na espessura e granodecrescência ascendente, na qual se encontram mais desenvolvidas as fácies do ciclo de Bouma (1962). O padrão cíclico das camadas é considerado como diagnóstico destes depósitos e podem ser detectadas em afloramentos de pequena escala. Estes depósitos correspondem provavelmente ao grupo mais diversificado de sedimentos que ocorrem num sistema turbidítico.

Já para a AF2, os arenitos com estratificação cruzada são resultado de acreções laterais de preenchimento de canal turbidítico, utilizando a analogia com as barras em pontal do sistema fluvial. É importante enfatizar o caráter progradacional geral de muitos sistemas de leques submarinos antigos e o caráter de adelgaçamento ascendente de sucessões de preenchimento de canal.

Quanto à proveniência, os índices encontrados nas assembleias de minerais pesados, comparados com os dados de paleocorrentes (NW e SW; BANDEIRA et al., 2012) e datações (541 Ma a 1920 Ma; BANDEIRA et al., 2012) presentes na literatura, indicam como prováveis áreas fontes dos sedimentos da Formação Diamantino as rochas da Faixa Brasília (790-600 Ma).

Os dados levantados neste trabalho quando somados a outros presentes na literatura corroboram com a ideia de que a Formação Diamantino foi depositada num ambiente de mar restrito (lacustre), inserido dentro de um contexto de bacia do tipo *foreland* sub-bacia *foredeep*, em decorrência do provável fechamento do mar Sepotuba durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana (550-500 Ma; TRINDADE et al., 2006).

## REFERÊNCIAS

- ADDAD, J.E. *Minerais pesados: uma ferramenta para prospecção, proveniência, paleogeografia e análise ambiental*. São Paulo: Edição independente. 2001. 81p.
- ALKMIN F.F., MARSHAK S., FONSECA M.A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Cratonregion, Brazil. *Geology*,v.29, p.319-322.2001.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense, Rio de Janeiro. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM*, v.219, p. 1–53.1964a.
- ALMEIDA, F. F. M. Glaciação eocambriana em Mato Grosso. Notas Prel. e Est. Rio de Janeiro, DNPM, *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia Rio de Janeiro*,v.117, p. 1-11.1964b.
- ALMEIDA F. F. M. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso). Rio de Janeiro, DNPM, *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*,v.219, p. 1-96.1965.
- ALMEIDA F. F. M. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: ALMEIDA F. F. M. e HASUI Y. (coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher,1984.p. 265-281.
- ALMEIDA F. F. M.; MANTOVANI, M. S. M. Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.47,p.451–458.1975.
- ALVARENGA C. J. S.; TROMPETTE R. Glacial Influenced Sedimentation in the Later Proterozoic of The Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.92,p.85-105. 1992.
- ALVARENGA, C. J. S.; SANTOS, R. V.; DANTAS, E. L. C-O-Sr isotopic stratigraphy of capcarbonates overlying marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 131, p. 1-21. 2004.
- ANANI, C. Y., Sandstone petrology and provenance of the Neoproterozoic Voltaian Group in the southeastern Voltaian Basin, Ghana. *SedimentaryGeology*, v.128,p.83 - 98. 1999.
- BABINSKI, M.; BOGGIANI, P. C.;TRINDADE, R. I. F.; FANNING, M. Datação U–Pbshrimp de zircões detríticos de diamictitos glaciais da Formação Puga, Faixa Paraguai Sul: qual a idade de deposição e de onde vêm os sedimentos? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. *O planeta Terra em nossas mãos*. Curitiba: SBG,2008.
- BANDEIRA, J. *Sedimentação siliciclástica e proveniência do Grupo Alto Paraguai (Ediacarano), borda sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso*. Qualificação de doutoramento. Universidade Federal do Pará,2009. 79p.
- BANDEIRA, J.; MCGEE B.; NOGUEIRA A. C. R.; COLLINS A.; TRINDADE R. I. F. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*,v.25, p62-69. 2012.
- BOUMA, A.H. *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam: Elsevier, 1962.168p.

- BOUMA, A.H. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 137-143.2000.
- BOUMA, A.H.; COLEMAN, J.M. Peira Cava turbidite system, France. In: BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer-Verlag, p.217– 222. 1985.
- DANTAS E. L.; ALVARENGA C. J. S.; VENTURA R.; PIMENTEL M. M. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, v.170,p.01-12. 2009.
- EYLES, C.H. Glacially influenced submarine-channel sedimentation in the Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. *J. Sedimentary Petrology*, v.57,p.1004-1017. 1987.
- FISHER, R.V. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, v.11,n.5, p. 273-274.1983.
- FONT E.; NÉDÉLEC A.; TRINDADE R. I. F.; MACOUIN M.; CHARRIERE A. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (MatoGrosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostones formation. *Earth and Planetary Science Letters*, v.250,p.89-103.2006.
- HAUGHTON P.D.W.; BARKER S.P.; McCaffrey W.D. 'Linked' debrites in sand-rich turbidite systems – origin and significance. *Sedimentology*, v.50, p.459-482. 2003.
- HENNIES W. T. *Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso*. 1966. 65f. Tese (Doutorado) - Escola Politécnica, USP, São Paulo, 1966.
- HENRY, D. J.; GUIDOTTI, C. V., Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: na example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, v.70,p.1 - 15. 1985.
- HISCOTT, R. N.; MIDDLETON, G. V. *Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a marine slope, Tourelle formation (Lower Ordovician)*, Quebec, Canada. *SEPM*, p. 307-326. 1979.
- HOSKIN, P.W.O.; BLACK, L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, v.18,p.423- 439.2000.
- KUENEN, P. H. Sole markings of graded gray wake beds. *Journal of Geology*, v.65, p. 231-258.1957.
- LOWE, D. R. Sediment Gravity Flows: II. Depositional models with reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal Sedimentary Petrology*, v.52,p.279-297. 1982.
- MANGE, M. A.; MAURER, H. F. W. *Heavy mineral in colour*. Chapman & Hall., 147 p. 1992.
- MCGEE, B.; COLLINS, A. S.; TRINDADE, R. I. F. G'dayGondwana - birth of a supercontinent: U/Pb ages for the post-orogenic São Vicente granite, Mato Grosso, Brazil. *Gondwana Research*, 21, 316-322.2012.
- MIALL A.D. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, v.13,p.1-62.1977.

- MIALL A. D. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: MIALL A.D.; TYLER N. (eds.). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Tulsa. *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, v.3, p.6-12.1991.
- MIDDLETON, G.V. E; HAMPTON, M.A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: MIDDLETON, G.V.; HAMPTON, M.A. *Turbidites and deep water sedimentation*, Pacific Section S.E.P.M. *Short Course*, 1973. p.1-38.
- MORTON, A. C. Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from the North Sea Basin. *Clay Minerals*, v.19, p.287 - 308.1984.
- MORTON, A.C. Heavy mineral in provenance studies. In: ZUFFA G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Germany: D. Reidel Pub. Co. 1985. p. 249-278.
- MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v.124, p.3 - 29.1999.
- MULDER T.; ALEXANDER J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, v.48, p.269-299.2001.
- MUTTI, E. *Turbidite Sandstone*. Agip. Università di Parma, 1992. 275p.
- MUTTI, E. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: ZUFFA, G. G. *Provenance of arenites*. Reidel Publishing Company, 1985. p.65-93
- MUTTI, E.; RICCI LUCCHI, F. Le torbidite dell'Appennino Settentrionale: Introduzione all'analisi di facies. *Memoir Societa Geologica Italia*, v. 11, n. 2, p. 161-199.1972.
- MUTTI, E.; RICCI LUCCHI, F. Turbidite facies and facies associations. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGY CONGRESS, 9., Nice, 1975. *Examples of Turbidite Facies and Facies Associations From Selected Formations of the Northern Apennines, Field Trip Guidebook A-11*. Nice, 1975. p. 31-36.
- MUTTI, E.; NORMARK, W.R. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. In LEGGETT, J.K.; ZUFFA, G.G. *Marine clastic sedimentology: Concepts and case studies*. London: Graham & Trotman, p.1-38.1987.
- MUTTI, E.; NORMARK, W.R., An integral approach to the study of turbidity systems. In WEIMER, P.; LINK, H.M. *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. Springer-Verlag, 1991. p. 75-106.
- MUTTI E.; TINTERRI, R.; REMACHA, E.; MAVILLA, N.; ANGELLA, S.; FAVA, L. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Continuing Education Course Note Series* v.39, Tulsa, 61 p. 1999.
- NOGUEIRA, A. C. R. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. 2003. 173f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.
- NOGUEIRA, A. C. R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A. N.; MOURA, C. A. V.; FAIRCHILD, T.R. Soft sediment deformation at the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): conformation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, v.31, 613-616.2007.

- PETTIJOHN, F.J. *Sedimentary Rocks*. New York: Harper International Editions, 1975. 628 p.
- PICKERING, K.T.; HISCOTT, R.N.; KENYON, N.H.; RICCI LUCHI, F.; SMITH, R.D.A. *Atlas of deep water environment: Architectural style in turbidite systems*. London. Chapman & Hall, 1996. 333p.
- PIMENTEL, M. M.; FUCHS, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v.20, 375 – 379. 1992.
- READING, H. G.; RICHARDS, M. T. The classification of deep-water siliciclastic depositional systems by grain size and feeder system. *Am. Assoc. Petrol. Geology*, v.78. 792-822. 1994.
- ROMERO, J. A. S.; LAFON, J. M.; NOGUEIRA, A. C. R.; SOARES, J.L. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Research* v.25, 185-203. 2013.
- SHANMUNGAM G. 49 years of the turbidite paradigm (1950s-1990): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and petroleum* v.17, p.285-342. 2000.
- SHANMUGAM, G.; MOIOLA, R.J. Submarine Fan Model: Problems and Solution. In: BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E. *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, Springer-Verlag, 1985. v.350, p.304-312.
- SILVA JR J. B. C.; NOGUEIRA A. C. R.; PETRI S.; RICCOMINI C.; TRINDADE R. I. F.; SIAL A.N.; RIDALGO R.L. Depósitos litorâneos neoproterozóicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, v.37, p.595-606. 2007.
- SIMPSON, E. J. *Gravity currents in the environment and the laboratory*. 2ed. Cambridge University, 1997. 244p.
- STOW, D. A. V., Deep sea processes of sediment transport and deposition. In: PYE, K. *Sediment Transport and Depositional Process*. 1 ed. Oxford, Blackwell Science, 1994. p.257-293.
- SUGUIO, K. *Rochas sedimentares: propriedade, gênese e importância Econômica*. São Paulo: Ed. Edgard Blusher LTDA, 1980. 500p.
- TOHVER, E.; TRINDADE, R. I. F.; SOLUM, J. G., HALL, C. M.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology (Boulder, Colorado)* v.38, 267–270. 2010.
- TRINDADE R. I. F.; FONT E.; D'AGRELLA FILHO M. S.; NOGUEIRA A. C. R.; RICCOMINI C. Low latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon Craton. *Terra Nova*, v.15, p.441-446. 2003.
- TRINDADE, R. I. F.; D'AGRELLA FILHO, M. S.; EPOF, I.; NEVES, B. B. Paleomagnetism of early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, v.244, 361–377. 2006.
- TROMPETTE R. *Geology of the Western Gondwana (2000 - 500 Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam, 1994. 350 p.

TROMPETTE, R. Gondwana evolution, its assembly at around 600 Ma. Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des planètes. *Earth and Planetary Sciences* 330, 305–315. 2000.

TUCKER, M.E. *Sedimentary Petrology: an introduction to the Origin of sedimentary rocks*. 2ed. Blackwell Scientific Publications, 1992. 260 p.

WALKER, R.G. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 37, p. 25-73. 1967.

WALKER, R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bull.*, v. 62, pp. 932-966. 1978.

WALKER R.G. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *Journal Sedimentary Petrology*, v.60, p.777-786. 1990.

WALKER, R. G. Turbidites and submarine fans. In WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Eds.), *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada. 1992. p. 239-263.

WIZEVIC, M.C. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: MIALL, A.D.; TYLER, N. (Eds.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM, 1991. p. 22 – 24.