

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
CURSO DE GEOLOGIA

JOANA CAROLINE DE FREITAS ROSIN

**ANÁLISE DE MICROESTRUTURAS INDICATIVAS DE PROCESSOS DE  
DEFORMAÇÃO EM DEPÓSITOS DE TRANSPORTE DE MASSA DO GRUPO  
ITARARÉ, PERMOCARBONÍFERO DA BACIA DA PARANÁ**



CURITIBA

2018

JOANA CAROLINE DE FREITAS ROSIN

**ANÁLISE DE MICROESTRUTURAS INDICATIVAS DE PROCESSOS DE  
DEFORMAÇÃO EM DEPÓSITOS DE TRANSPORTE DE MASSA DO GRUPO  
ITARARÉ, PERMOCARBONÍFERO DA BACIA DO PARANÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao  
Curso de Geologia da Universidade Federal  
do Paraná como requisito parcial à obtenção do  
grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Barbara Trzaskos  
Coorientadora: Ms. Mérolyn Camila Naves de  
Lima Rodrigues

CURITIBA

2018

## **AGRADECIMENTOS**

A Universidade Federal do Paraná, pelo ensino público, gratuito e qualidade, que proporcionou meu desenvolvimento profissional e pessoal ao longo dos anos de graduação.

Ao departamento de geologia pela infraestrutura e equipamentos que foram essenciais durante a pesquisa. Ao LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas pela confecção das lâminas e análises químicas.

Ao Programa de Educação Tutorial pela experiência e pela bolsa. Em especial ao professor tutor Elvo e todos os petianos e petianas que convivi.

A minha orientadora Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Barbara Trzaskos pela oportunidade de realizar essa pesquisa, sua disponibilidade, incentivo, críticas e por estimular reflexões essenciais para conclusão do trabalho.

Aos geólogos (ou quase) Puyol, Belo e Luís que ajudaram na aquisição de dados e tiveram participações valiosas em dias de trabalho longos, sempre regados a café.

Aos amigos que a geologia me presenteou, pelas conversas e momentos de diversão. Porque o jovem sem amigos toma as decisões erradas sozinho.

Aos queridos amigos e felizmente colegas de turma por todos os bons momentos desses cinco anos, não teria escolhido um ano melhor para entrar na geologia, vocês são sensacionais.

A minha mãe Sandra e minhas irmãs Juliana e Jaqueline por todo amor, carinho, apoio e compreensão. Em especial a minha irmã Jaçanan pelo apoio moral, intelectual e financeiro nesse último ano. Você tem sido uma verdadeira conselheira e amiga durante toda a minha vida. Só a gente sabe o quão difícil foi chegar até aqui e sem o apoio de vocês eu não teria conseguido. Obrigada.

## RESUMO

Os depósitos de transporte de massa (MTD – *mass transport deposits*) são depósitos sedimentares formados por processos gravitacionais. O Grupo Itararé, unidade permocarbonífera da Bacia do Paraná, apresenta registros de processos subaquáticos ligados a fluxo gravitacionais, tais como deslizamentos, escorregamentos e fluxo de detritos. Esse trabalho teve como objetivo produzir uma análise macro e microestrutural para compreender a influência das feições estruturais no processo de mistura de sedimentos, e entender como essa homogeneização controla a maturidade dos MDTs localizados nos municípios de Aurora e Witmarsum-Santa Catarina. Foram coletadas dezoito amostras com variados estágios de deformação, desde ritmitos com a estratificação muito pouco deformada a diamictitos com estrutura *block-in-matrix*. As rochas foram serradas, polidas, fotografadas, escaneadas e descritas macroscopicamente. Das dezoito amostras, seis foram selecionadas para a produção de dez lâminas delgadas. O permeâmetro modelo *NER's TinyPerm* foi utilizado para a leitura da permeabilidade em quatorze pontos de nove amostras. Além disso, para identificação semi-quantitativa da composição do cimento de determinada amostra foi utilizado o MEV-EDS. Foram identificadas estruturas como *boudins*, *pinch and swell*, falhas normais e inversas, dobras de diversos estilos, injectitos de areia, rotação de clastos, pseudo sombra de pressão, dentre outras. As amostras que obtiveram medidas de permeabilidade acima do limite de detecção apresentaram valores de permeabilidade entre 10 a 45 millidarcy, nas suas porções mais arenosas, e podem ser classificadas como rochas reservatório de qualidade ruim a moderado. Os depósitos de transporte de massa foram produzidos em uma única fase de deformação progressiva plástico-rúptil, gerando as estruturas de deformação formadas pelo cisalhamento simples. Não há evidências de deformação tectônica. O estilo e comportamento das estruturas é controlado pela diferença de competência entre a argila e a areia. Falhas e estruturas de estricção facilitam o processo de mistura da matriz através do rompimento de camadas. Os sedimentos estavam saturados de água e pouco a nada litificados no momento da deformação. Pode-se concluir que a liquefação, a fluidização e a deformação dos sedimentos são os processos que controlam a evolução dos depósitos e os diferentes tipos de produtos resultantes.

Palavras-Chave: diamictitos, liquefação, deformação penecontemporânea

## ABSTRACT

Mass transport deposits are gravity-induced deposits of remobilized sediments. The Itararé Group, permocarboniferous unit of the Paraná Basin, has records of subaqueous, processes related to gravitational flow, such as slides, slumps and debris flow. It is the focus of this research to produce a macro and microstructural analysis to understand the influence of the structural features in the sediment mixing process, and how this homogenization controls the maturity of MDTs located in Aurora and Witmarsun - Santa Catarina. Eighteen samples with different stages of deformation were collected, from rhythmites with very deformed stratification to diamictites with block-in-matrix structure. The rocks were sawn, polished, photographed, scanned and described macroscopically. Six samples were selected for the preparation of ten thin sections. The permeameter NER's TinyPerm was used for measurement of permeability in fourteen points of nine samples. Furthermore, MEV-EDS was used for semi-quantitative identification of the cement composition of a certain sample. Structures such as boudins, pinch and swell, normal and inverse faults, folds of different styles, sand injectites, rotation of clasts, isolated asymmetric objects, among others were identified. Samples that obtained permeability measurements above the detection limit showed permeability values between 10 to 75 millidarcy in their sandy portions and can be classified as a poor to a moderate reservoir. The mass transport deposits were produced in a single phase of progressive plastic-ductile deformation that generated the deformation structures formed by simple shear. There is no evidence of tectonic deformation. The style and behavior of structures are controlled by competence contrast between clay and sand. Faults and pinch and swell structures facilitate the matrix blending process by breaking layers. The sediments were water-saturated, poorly to non-lithified at the time of deformation. It can be concluded that the liquefaction, fluidization, and deformation of the sediments are the processes that control the evolution of the deposits and the different types of resulting products.

Keywords: diamictite, liquefaction, penecontemporaneous deformation

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO AOS MUNICÍPIOS CATARINENSES .....	11
FIGURA 2.1 CLASSIFICAÇÃO DINÂMICA DE MDTs.....	11
FIGURA 2.2: RESUMO DAS FEIÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS ASSOCIADAS A ESCORREGAMENTOS ARENOSOS E FLUXOS DE DETRITOS OBSERVADOS EM TESTEMUNHOS E AFLORAMENTOS. FONTE: SHANMUGAM E WANG (2015). .	14
FIGURA 4.1 AMOSTRA VR-B COM RESQUÍCIOS DA ESTRUTURA SEDIMENTAR PRIMÁRIA DEFORMADA POR FALHAS.....	21
FIGURA 4.2 AMOSTRA AU-B COM ESTRATIFICAÇÃO RÍTMICA BEM PRESERVADA.....	22
FIGURA 4.3 AMOSTRA W-M COM ESTRUTURA BANDADA .....	23
FIGURA 4.4 AMOSTRA W-K COM ESTRUTURA BANDADA.....	24
FIGURA 4.5 AMOSTRA W-J1 E W-J2 COM ESTRUTURA <i>BLOCK-IN-MATRIX</i> .....	25
FIGURA 4.6 FOTOMICROGRAFIA DA LÂMINA AU-C (2) COM LAMINAÇÃO PLANO PARALELA DEFORMADA POR INÚMERAS FALHAS. LUPA 10X POLARIZADORES DESCRUZADOS.....	26
FIGURA 4.7 QUADRO DE FOTOMICROGRAFIAS DA VARIAÇÃO NA MATRIZ DAS AMOSTRAS W-J1 (1) E W-L (3) .....	27
FIGURA 4.8 QUADRO DE FOTOMICROGRAFIAS DOS COMPONENTES DAS ROCHAS.....	28
FIGURA 4.9 QUADRO DE FOTOMICROGRAFIAS DA FALHA DA AMOSTRAS W-J2 .....	29
FIGURA 4.10 QUADRO DE FOTOMICROGRAFIAS DAS FALHAS DAS AMOSTRAS W-L E AU-C.....	30
FIGURA 4.11 MESODOBRAS. BAIRRO DE VILA RUTES, MAFRA – SC (FOTO: MÉROLYN RODRIGUES, 2018).....	31
FIGURA 4.12 MICRODOBRAS NOS MDTs.....	31
FIGURA 4.13 INDICADORES DE CISALHAMENTO DÚCTIL - PSEUDO-SOMBRA DE PRESSÃO .....	32
FIGURA 4.14 INDICADORES DE CISALHAMENTO DÚCTIL - <i>BOUDINS E PINCH AND SWELL</i> .....	33

FIGURA 4.15 FUSÃO E RAMIFICAÇÃO 2,5X, POLARIZADORES PARALELOS AMOSTRA W-J2. ....	34
FIGURA 4.16 AMOSTRA W-L COM INJECTITO DE AREIA .....	35
FIGURA 5.1 AUMENTO PROGRESSIVO DA MATRIZ .....	38
FIGURA 5.2 DESENVOLVIMENTO E EVOLUÇÃO DA MATRIZ A PARTIR DE SEDIMENTOS ALTERNADOS DE AREIA E LAMA. BASEADO EM OGATA <i>ET AL.</i> , 2011; FAGERENG, 2011 E RODRIGUES-PASCUA <i>ET AL.</i> , 2000.....	39
FIGURA 5.3 DESENVOLVIMENTO DE ARRASTO NORMAL, NESSE MODELO A ZONA DE ARRASTO ALARGA-SE PARA CIMA. MODIFICADO DE FOSSEN (2012) .....	41
FIGURA 5.4 ARRASTO NORMAL EM CAMADAS MENOS COMPETENTES ENTRE DOIS SEGMENTOS DE FALHAS SOBREPOSTOS GERANDO <i>CLAY SMEAR</i> (FOSSEN, 2012) .....	41
FIGURA 5.5 <i>CLAY SMEAR</i> – EXPERIMENTO DO EFEITO DE MULTICAMADAS EM MODELO SATURADO DE ÁGUA.....	42
FIGURA 5.6 <i>SHEARBAND BOUDINS</i> . MODIFICADO DE PASSCHIER AND TROUW (2005).....	43
FIGURA 5.7 SEÇÕES ESQUEMÁTICAS EM X E X 'QUE MOSTRAM O EFEITO DA DEFORMAÇÃO POR CISALHAMENTO NA ARQUITETURA DOS POROS E NO FABRIC DOS SEDIMENTOS. DEPOIS DO CISALHAMENTO OS POROS GRANDES SÃO FECHADOS E AS ARGILA TENDEM A SE PARALELIZAR. (CARDONA, 2015). .....	44
FIGURA 5.8 ROTAÇÃO DE GRÃOS AO LONGO DE PLANOS DE CISALHAMENTO. FONTE: HIEMSTRA & RIJSDIJK (2003) .....	45
FIGURA 5.9 EVOLUÇÃO DA RAMIFICAÇÃO E FUSÃO. FONTE: HIEMSTRA & RIJSDIJK (2003) .....	45

## LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1 CLASSIFICAÇÃO DE MOVIMENTOS DE MASSA .....	10
TABELA 2.2 TIPOS E DURAÇÃO DE MECANISMOS DEFLAGRADORES DE MOVIMENTOS DE MASSA. COMPILADO DE VÁRIAS FONTES. POR SHANMUGAM & WANG (2015).....	12
TABELA 2.3 ESTRATIGRAFIA DO GRUPO ITARARÉ .....	16
TABELA 3.1 IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS E SEU RESPECTIVO NÚMERO DE LÂMINAS.....	19

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>10</b>
1.1	OBJETIVOS.....	10
1.2	LOCALIZAÇÃO.....	11
<b>2.</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>10</b>
2.1	DEPOSITOS DE TRANSPORTE DE MASSA .....	10
2.2	BACIA DO PARANÁ.....	14
2.3	GRUPO ITARARÉ .....	15
<b>3.</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>19</b>
3.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	19
3.2	ANÁLISE PETROGRÁFICA .....	19
3.3	ANALISE DE PERMEABILIDADE .....	20
3.4	MEV-EDS .....	20
<b>4.</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>21</b>
4.1	PETROGRAFIA.....	21
4.2	PERMEABILIDADE .....	36
<b>5.</b>	<b>DISCUSSÃO .....</b>	<b>37</b>
<b>6.</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>47</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>48</b>
	<b>ANEXOS.....</b>	<b>52</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Esse Trabalho de Conclusão de Curso, do curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, teve como tema principal a análise de microestruturas indicativas de processos de deformação em depósitos de transporte de massa (MTD – *mass transport deposits*) e seu significado geológico no contexto deposicional do Grupo Itararé.

O Gr. Itararé, unidade permocarbonífera da Bacia do Paraná, apresenta diversos registros de processos subaquáticos ligados a fluxos gravitacionais. São depósitos conhecidos há anos, entretanto é fundamental a realização de estudos visando a caracterização de fácies, dos processos e do contexto deposicional (SUSS *et al.*, 2014).

Os processos deposicionais relacionados aos depósitos de transporte de massa abrangem ampla gama de processos e de produtos sedimentares. Os depósitos gerados vão desde litologias quase indeformadas, passando por sucessões dobradas e boudinadas, até corpos de *block-in-matrix*, caracterizadas pela ocorrência de matriz fortemente misturada e liquidificada (OGATA *et al.*, 2011).

O processo de mistura de sedimentos em MTDs gera rochas com estilos estruturais únicos e pouco compreendidos. A deformação afeta as principais propriedades físicas das rochas, como porosidade e permeabilidade, uma vez que o estilo estrutural e o grau de deformação variam espacialmente dentro do MDT (CARDONA, 2015). A descrição das feições estruturais identificadas nos MDTs colabora no entendimento da origem e relação da deformação com os processos sedimentares durante permocarbonífero da Bacia do Paraná.

A grande maioria das pesquisas em MDTs utilizam abordagens geofísicas, em especial a sísmica 3D, analisando-os em escalas quilométricas. A combinação de análises estruturais e sedimentológicas, em escalas micro e meso, é uma alternativa potencialmente útil na análise dos processos deformacionais e produtos relacionados.

### 1.1 OBJETIVOS

Os principais objetivos do presente trabalho são:

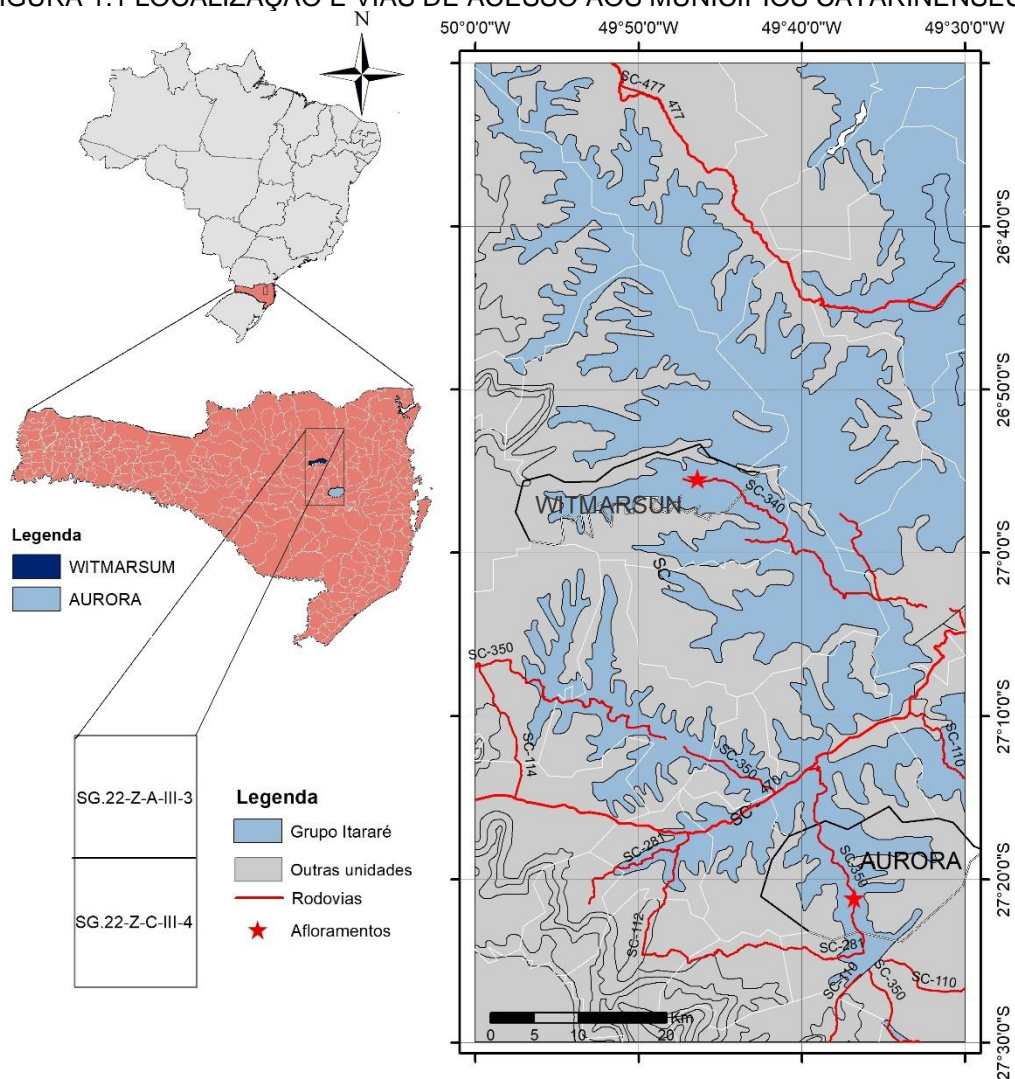
- I. Identificar macro e microestruturas de diferentes modos de deformação;
- II. Compreender a influência das feições estruturais na evolução do depósito;

- III. Avaliar o papel da água no estilo, na difusão e na intensidade da deformação e o potencial de preservação das microestruturas;
- IV. Avaliar os processos de mistura de sedimentos e o papel dos sedimentos remobilizados na criação de fácies de baixa permeabilidade dentro dos depósitos.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO

As amostras analisadas dos depósitos de transporte de massa do Gr. Itararé foram previamente coletadas em pedreiras localizadas nos municípios de Aurora e Witmarsun, no Estado de Santa Catarina (fig. 1.1). Coordenadas UTM: Aurora - 637197/6973686; Witmarsun: 621831/7021333.

FIGURA 1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO AOS MUNICÍPIOS CATARINENSES



## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 DEPOSITOS DE TRANSPORTE DE MASSA

Depósitos de transporte de massa são sucessões estratigráficas remobilizadas após a deposição, mas antes de litificação substancial, e transportadas em declive por processos gravitacionais (MECKEL, 2010). São depósitos volumetricamente importantes e apresentam variedade enorme de tamanhos, litologias e propriedades petrofísicas, (CARDONA, 2015). Todos os seus produtos fornecem informações importantes sobre a configuração deposicional no registro antigo e são ferramentas poderosas para análises sedimentológicas e estratigráficas (MARTINSEN, 1994).

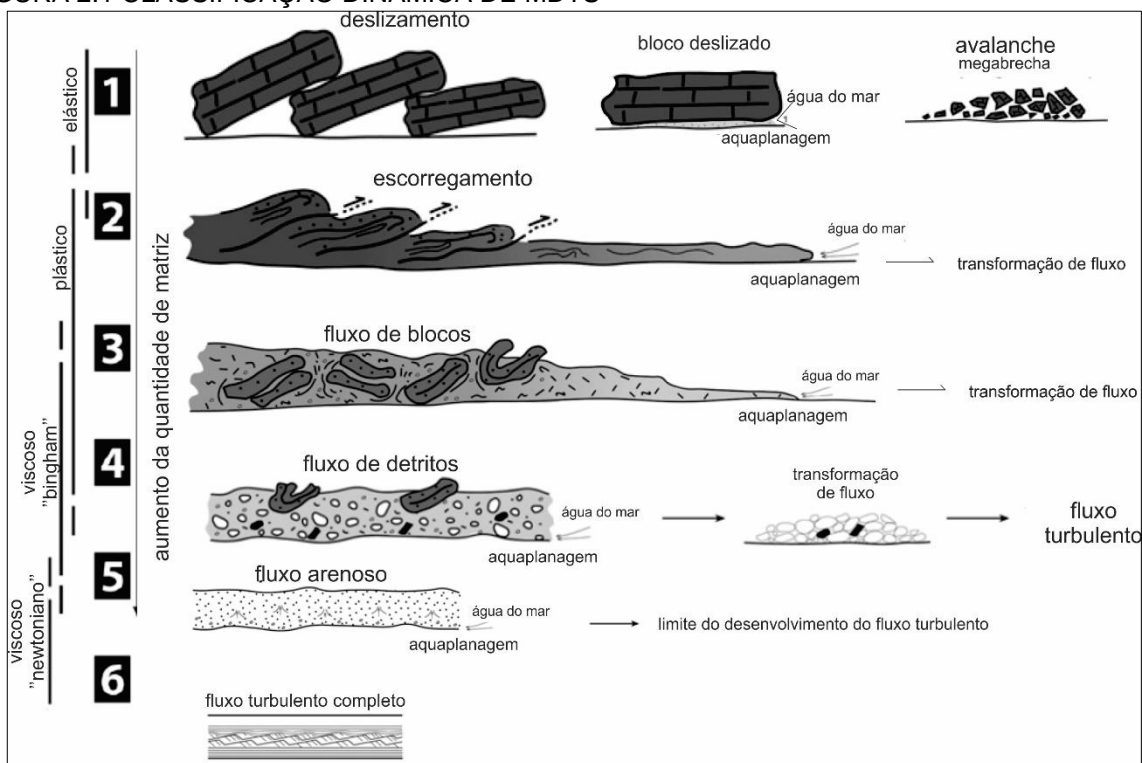
Os movimentos de massa são comumente classificados e caracterizados separadamente. Essa classificação pode ser realizada com base em ampla variedade de fatores (tabela 2.1), incluindo: processo, reologia, produto, clima, tipo de material movido e mecanismos de acionamento (MARTINSEN, 1994). Abordagens mais atuais, como de Ogata *et al.* (2011 - fig. 2.1), procuram classificar os depósitos de transporte de massa de forma dinâmica, considerando as relações genéticas e evolutivas entre os processos geradores.

TABELA 2.1 CLASSIFICAÇÃO DE MOVIMENTOS DE MASSA

A - Tipo de fluxo	Mecanismo de suporte dos grãos	B - Movimento gravitacional	Comportamento do fluido
Correntes de turbidez	Turbulência do fluido	Avalanche	Elástico
Fluxo de sedimento fluidizado	Fluxo ascendente de fluidos	Deslizamento	Elástico
Fluxo de grãos	Colisões intergranulares	Escorregamentos	Elástico/Plástico
Fluxo de detritos	Força de coesão da matriz	Fluxos de massa	Plástico
		Correntes de densidade	Viscoso

A) Classificação de Middleton & Hampton (1973) dos fluxos gravitacionais de sedimento com seu respectivo mecanismo de suporte do grão. B) Classificação de Dott (1963) relacionando os movimentos gravitacionais propostos com seu respectivo comportamento de fluxo. Tabelas retiradas de Carlotto (2006).

FIGURA 2.1 CLASSIFICAÇÃO DINÂMICA DE MDTs



Legenda: considera as relações genéticas e evolutivas entre os processos geradores. Deslizamento e correntes de turbidez são os membros finais de um amplo espectro de processos. Traduzido de Ogata *et al.* (2011).

Fluxos não coesivos, tais como correntes de turbidez, mesmo sendo fluxos gravitacionais, não são incluídos nas classificações de MDTs por alguns autores (e.g. SOBIESIAK *et al.*, 2016; SHANMUGAM & WANG, 2015; POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011. MECKEL, 2010). Todavia, autores como Posamentier & Martinsen (2011) e Ogata *et al.* (2011) apontam que correntes de turbidez podem ser formadas a partir da evolução dos MDTs. Fluxos gravitacionais são controlados pela força da gravidade, pela composição do material, sua resistência (tamanho de grão, mineralogia, compactação, cimentação, etc.), densidade e coesão, além do ângulo da inclinação do talude, a pressão da água dos poros e os planos de fraqueza (SHANMUGAM & WANG, 2015).

O mecanismo de gatilho dos MDTs é o processo primário que causa as mudanças físico-químicas e geotécnicas nos sedimentos, resultando na perda de resistência ao cisalhamento e o movimento descendente (SHANMUGAM & WANG, 2015). Segundo Sowers (1979), para a maior parte dos MDTs, os gatilhos ocorrem simultaneamente e, portanto, decidir qual produziu o deslocamento não é apenas difícil, mas também tecnicamente incorreto. Shanmugam & Wang (2015) agrupou 21

gatilhos em três categorias principais com base em sua duração (tabela 2.2), entretanto fatores hidrológicos não foram considerados pois, embora esses processos sejam importantes para afetar a estabilidade da encosta, não são considerados gatilhos.

TABELA 2.2 TIPOS E DURAÇÃO DE MECANISMOS DEFLAGRADORES DE MOVIMENTOS DE MASSA. COMPILADO DE VÁRIAS FONTES. POR SHANMUGAM & WANG (2015).

Tipos de eventos desencadeadores	Ambiente pré deslocamento	Duração
Terremotos <sup>1</sup>	Subaéreo e submarino	<b>Eventos de curto prazo:</b> Alguns minutos a várias horas, dias ou meses
Impactos de meteoros <sup>2</sup>	Subaéreo e submarino	
Atividade vulcânica <sup>3</sup>	Subaéreo e submarino	
<i>Tsunamis</i> <sup>4</sup>	Subaéreo e submarino	
Ondas turbulentas <sup>5</sup>	Submarino	
Tempestade (ciclones) <sup>6</sup>	Subaéreo e submarino	
Marés e ondas internas <sup>7</sup>	Subaéreo e submarino	
Maré de vazante <sup>8</sup>	Submarino	
Chuvas de monções <sup>9</sup>	Subaéreo	
Infiltração de água subterrânea <sup>10</sup>	Subaéreo e submarino	
Incêndios <sup>11</sup>	Subaéreo	
Atividade humana <sup>12</sup>	Subaéreo e submarino	<b>Eventos de médio prazo:</b> Centenas a milhares de anos
Eventos tectônicos <sup>13</sup> : (a) aumento tectônico da inclinação (b) tensões nas zonas de rifte; (c) subducção oblíqua entre outros	Subaéreo e submarino	
Máximos glaciais <sup>14</sup>	Submarino	
Movimento do sal <sup>15</sup>	Submarino	
Carga hidrostática <sup>16</sup>	Submarino	
Carga deposicional <sup>17</sup>	Submarino	
Correntes de fundo oceânico <sup>18</sup>	Submarino	
Erosão biológica em cânions submarinos <sup>19</sup>	Submarino	
Decomposição de hidratos de gás <sup>20</sup>	Submarino	<b>Eventos de longo prazo:</b> Milhares a milhões de anos
Rebaixamento do nível do mar <sup>21</sup>	Submarino	

<sup>1</sup>Heezen and Ewing, 1952; Henstock et al., 2006; <sup>2</sup>Claeys et al. 2002; Barton et al., 2009; <sup>3</sup>Tilling et al., 1990; <sup>4</sup>Shanmugam, 2006b; <sup>5</sup>Dysthe et al., 2008; <sup>6</sup>Bea et al., 1983; Prior et al., 1989; <sup>7</sup>Shanmugam, 2008b; <sup>8</sup>Shanmugam, 2013b, 2013c, 2013d, 2014b; <sup>9</sup>Boyd et al., 2008 <sup>10</sup>Petley, 2012; <sup>11</sup>Brönnimann, 2011; <sup>12</sup>Cannon et al., 2001; <sup>13</sup>Dan et al., 2007. Greene et al., 2006;

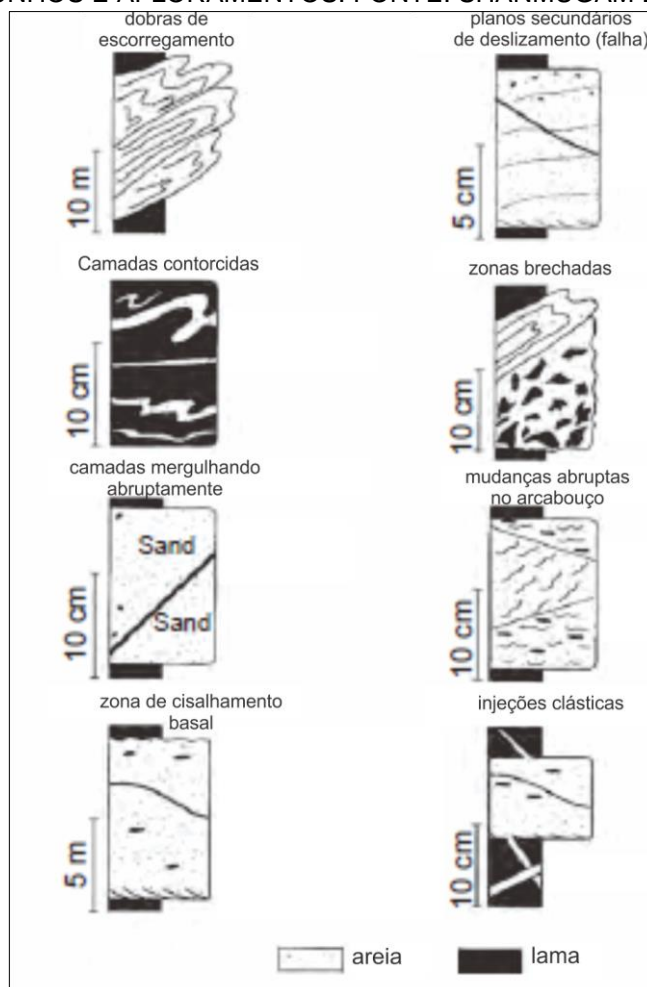
Urgeles et al., 1997; Collot et al., 2001, <sup>14</sup>Elverhoi et al., 1997, 2002; <sup>15</sup>Prior and Hooper, <sup>16</sup>Trincardi et al., 2003 <sup>17</sup>Coleman e Prior, 1982; Behrmann et al., 2006; <sup>18</sup>Locat e Lee, 2002; <sup>19</sup>Dillon e Zimmern, 1970; Warme et al., 1978; <sup>20</sup>Popenoe et al., 1993; Sultan et al., 2004; Maslin et al., 2004; <sup>21</sup>Damuth e Fairbridge, 1970; Shanmugam e Moiola, 1982; Vail et al., 1991.

Grandes MTDs subquosos têm importantes implicações para o desenvolvimento de reservatórios de petróleo em águas profundas. (SHANMUGAM & WANG, 2015, CARDONA, 2015; DAY-STIRRAT *et al.*, 2013). Os depósitos de transporte de massa, apesar da heterogeneidade, podem atuar como selos, reservatórios ou modificar significativamente a natureza dos estratos depositados pré e pós-MDTs. (CARDONA, 2015). MTDs são importantes não apenas por sua significância volumétrica no registro sedimentar, mas também por seus frequentes impactos na vida humana tanto social quanto economicamente (SHANMUGAM & WANG, 2015). Movimentos de massa submarinos podem ter potencial tsunamigênico (OGATA *et al.*, 2012) e são capazes de liberar gás metano na água do mar e na atmosfera - causando possíveis mudanças climáticas, com o aumento da temperatura pelo efeito estufa (NISBET & PIPER, 1998).

Os movimentos de massa apresentam variação interna no grau de deformação dos sedimentos. Desde porções pouco deformadas, passando por situações intermediárias caracterizadas por massas dobradas, até os estágios finais de deformação de sedimentos, nos quais a desagregação e mistura de sedimentos produzem uma matriz misturada, que envolve clastos rígidos e elementos deformados hidroplasticamente (OGATA *et al.*, 2011).

Movimentos de massa podem apresentar localmente e/ou porções inteiras, associadas a estruturas singulares (fig. 2.2), tais como: 1) Zonas de cisalhamento: relacionadas com o horizonte de deslizamento basal, falhas e cavalgamento de ângulo baixo; sin-sedimentares. 2) Estruturas de injeção: características de escape de fluido e diques clásticos que podem afetar toda a massa deslizante. 3) Zonas de charneira de dobras: ao longo dos eixos e planos axiais de dobras dos escorregamentos (OGATA *et al.*, 2011).

FIGURA 2.2: RESUMO DAS FEIÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS ASSOCIADAS A ESCORREGAMENTOS ARENOSOS E FLUXOS DE DETRITOS OBSERVADOS EM TESTEMUNHOS E AFLORAMENTOS. FONTE: SHANMUGAM E WANG (2015).



As zonas de cisalhamento são destacadas por: 1) alinhamento de elementos rígidos, 2) iso-orientação de elementos alongados; 3) dobramento assimétrico e boudinagem de elementos plásticos e 4) estruturas do tipo sigma. As zonas de cisalhamento têm espessuras usuais, variando de poucos mm a dm (geralmente, <1 metro), enquanto dentro de intervalos ricos em matriz, podem mostrar larguras de tamanho métrico (OGATA *et al.*, 2011).

## 2.2 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma grande bacia sedimentar com acumulação de rochas sedimentares e vulcânicas. Localizada na América do Sul, inclui as porções sul do Brasil, oeste do Paraguai, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, possui área aproximada de 1,5 milhão de km<sup>2</sup>, segundo Milani *et al.* (2007), com formato

ovalado tendo eixo maior em N-S, limitada atualmente por contatos erosivos associados com a história geotectônica do continente do Paleozóico ao Cenozóico.

A Bacia teria se formado pelo resfriamento litosférico posterior ao aquecimento anormal da região durante o ciclo brasileiro, tratando-se, portanto, de uma bacia flexural (ZÁLAN *et al.*, 1990). Para Soares (1991), não há evidências de um grande rift inicial que explicaria a origem da bacia por eventos de estiramento litosférico. Já para Milani *et al.* (2007) a evolução da Bacia desenvolveu-se a partir depressões e zonas de fraqueza do embasamento. As estruturas de direção NE-SW, NW-SE e subordinadamente E-W foram herdadas do arcabouço brasileiro.

Milani (1997) descreve o registro das principais unidades da bacia como sequências de 2ª ordem ou supersequências deposicionais limitadas por discordâncias regionais. São elas: Rio Ivaí (Neo-ordoviciano – Eossiluriano; Grupo Rio Ivaí); Paraná (Neossiluriano – Neodevoniano; Grupo Paraná); Gondwana I (Neocarbonífero – Eotriássico; Formação Aquidauana, Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois); Gondwana II (Meso-Neotriássico; Formação Santa Maria); Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo Grupo São Bento); Bauru (Eo-Neocretáceo; depósitos continentais suprabasálticos Bauru e Caiuá).

### 2.3 GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé consiste em uma sequência espessa (~1300 - 1500 m) de rochas sedimentares que guardam o registro da glaciação Neopaleozoica na Bacia do Paraná (VESELY & ASSINE, 2006). Devido a dados bioestratigráficos obtidos de palinomorfos (SOUZA, 2000), ao Grupo Itararé é atribuído a idade entre o Neocarbonífero e o Eopermiano. O grupo situa-se na base da sequência Gondwana I, quando o paleocontinente Gondwana-Sul estava posicionado em elevadas latitudes e tornou-se o local de extensa glaciação continental (MILANI *et al.*, 2007). França e Potter (1988) definiram ciclos de sedimentação com afinamento para cima que corresponderiam a mudanças climáticas cíclicas dentro do regime glacial, cada um deles ligado a uma subida do nível relativo do mar.

Trabalhos pioneiros como o de Leinz (1937, *apud* SUSS *et al.*, 2014) interpretaram grande parte dos depósitos do Grupo Itararé como resultantes de deposição em ambientes glacio-continentais. Descobertas posteriores evidenciaram

influência marinha, pelo menos nas unidades superiores do Grupo (SCHNEIDER *et al.*, 1974; FRANÇA & POTTER 1988 - tabela 2.3).

Tabela 2.3 ESTRATIGRAFIA DO GRUPO ITARARÉ

AUTOR	UNIDADE	SUBDIVISÃO	LITOTIPO	AMBIENTE DEPOSICIONAL
França & Potter 1988	Unidade basal <b>Fm. Lagoa Azul</b>	Mb. Cuiabá Paulista e Tarabaí	arenitos acinzentados, siltitos e lamitos seixosos (diamictitos)	Mb. Cuiabá Paulista: fluvial- <i>braided</i> + leques aluviais; Mb. Tarabaí: <i>lodgement</i> ou <i>flow tilites</i>
	Unidade intermediária <b>Fm. Campo Mourão</b>	Mb. Lontras	arenitos, folhelhos, siltitos e diamictitos	Mb. Lontras: ambiente marinho
	Unidade Superior <b>Fm. Taciba</b>	Mb. Rio Segredo, Chapéu do Sol e Rio do Sul	diamictito, arenito, folhelho e algum silito	Mb. Rio Segredo: turbiditos; Mb. Chapéu do Sol: depósitos de lavagem ( <i>outwash</i> ) ou mesmo <i>eskers</i> ; Mb. Rio do Sul: marinho
Schneider <i>et al.</i> 1974	Unidade Basal <b>Fm. Campo do Tenente</b>	-	argilito com plano-paralela, além de ritmitos e diamictitos; na base arenitos estratificados e com estrias glaciais	diamictitos: influência glacial direta; porção argilosa: atribui-se origem lacustre em ambiente altamente oxidante
	Unidade Intermediária <b>Fm. Mafra</b>	-	predomínio de arenitos, além de diamictitos, conglomerados, ritmitos, argilitos e argilitos várvidos	base: fluvial; partes média e superior: condições marinhas; diamictitos sugerem influência glacial,
	Unidade Superior <b>Fm. Rio do Sul</b>	-	base: Folhelhos (Lontras) e argilitos cinza escuro; topo: argilitos, folhelhos várvidos, ritmitos, arenitos finos e diamictitos	depósitos essencialmente marinhos

Vários níveis estratigráficos do Grupo Itararé exibem registros de processos subaquáticos ligados a fluxo gravitacionais, tais como deslizamentos e escorregamentos de massa, fluxo de detritos e correntes de turbidez (CARVALHO & VESELY, 2017; MOTTIN, 2017; SUSS *et al.*, 2014; PUIGDOMENECH *et al.*, 2014; CARNEIRO & COSTA, 2006; VESELY *et al.*, 2005; GAMA Jr. *et al.*, 1992). Os depósitos relacionados a todos esses mecanismos definem um espectro contínuo de processos ligados a ressedimentação do material detrítico liberado no degelo

(VESELY *et al.*, 2005). Gama Jr. *et al.* (1992) e Mottin (2017) apresentam descrições de estruturas relacionadas à ação do gelo retrabalhadas pelos fluxos gravitacionais. As geleiras atuariam no suprimento de sedimentos, enquanto o verdadeiro agente deposicional seria transporte de massa (CARNEIRO & COSTA, 2006).

A maior parte dos depósitos de transporte de massa identificados na unidade compreendem sucessões espessas de diamictitos heterogêneos com clastos de variadas composições e blocos alóctones de arenitos, ritmitos e lamitos ressedimentados/deformados, além de grande variedade de estruturas deformacionais (MOTTIN, 2017; RODRIGUES *et al.*; 2015; SUSS *et al.*, 2014).

Segundo Vesely *et al.* (2005) podem ser identificados pelo menos quatro estilos deformacionais analisando natureza dos MTDs, a geometria e o regime das estruturas. São eles: 1) falhas normais e basculamento de camadas; 2) superfícies de deslizamento intraestratais e dobras; 3) sobrecarga, diapirismo e dobras; 4) dobras e falhas de empurrão. Para os autores nas duas primeiras categorias predomina o regime distensivo enquanto que nas posteriores a deformação é essencialmente compressiva.

O Gr. Itararé apresenta um complexo registro estrutural de deformações penecontemporâneas à sedimentação nos MDTs, descritas em múltiplas escalas (decamétricas e submilimétricas) tais como dobras, falhas, planos de cisalhamento, injetitos de areia, blocos de alóctones indeformados a muito deformados e diferentes graus de mistura de sedimentos (FOLMAMN, 2016; MOTTIN, 2017; RODRIGUES *et al.*, 2015; SUSS *et al.*, 2014; CARNEIRO & COSTA, 2006; VESELY *et al.*, 2005). Segundo Vesely *et al.* (2005) são feições comuns dobras com eixos horizontais, abertas a isoclinais e recumbentes. Mottin (2017) aponta que blocos sem deformação interna visível implicam em estado semi-consolidado do sedimento antes da instabilização. Já Rodrigues *et al.* (2015) identificam falhas formadas antes da litificação do diamictito, resultando em deformações com aspecto entre o rúptil e o dúctil.

Informações de paleofluxo (relação entre a direção do talude e a orientação das estruturas de transporte) podem ser obtidas dos MDTs. No trabalho de Suss *et al.* (2014) tais estruturas permitiram identificar o sentido geral dos movimentos de massa para o quadrante norte-noroeste, e preferencialmente para o norte segundo Vesely *et al.* (2005). Mottin (2017) obteve direção de transporte SW, orientação esta paralela a direção do transporte de sedimentos estimada por paleocorrentes.

Os MDTs teriam sido desencadeados por falhas lístricas e a evolução do fluxo e a suavização do gradiente ocasionaram deformações em regime compressivo (VESELY *et al.*, 2005). Suss *et al.* (2014) discutem a atividade sísmica como mecanismo desencadeador dos movimentos de massa contrapondo com outras possíveis causas: aumento do aporte sedimentar e a relação de MDTs e variações do nível relativo do mar. Os autores apontam que o suprimento sedimentar gerado durante eventos de deglaciação provavelmente possuem uma importância maior no gatilho de fluxos de massa.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

As atividades aqui descritas foram realizadas durante o primeiro e segundo semestre do ano de 2018, o trabalho está baseado principalmente na análise petrográfica de tipos de estruturas, texturas e minerais em lâminas delgadas.

#### 3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Para compreender o objeto de estudo, delimitar o problema e definir os métodos adequados para realizar o trabalho de conclusão de curso foram consultados livros, artigos, resumos e materiais disponíveis em meio digital.

#### 3.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Para o desenvolvimento deste estudo as dezoito amostras de mão foram serradas, fotografadas, escaneadas e descritas macroscopicamente. Após a descrição foram selecionadas seis para análise microestrutural. Ao total foram selecionados dez locais (tabela 3.1), escolhidos pelos diferentes níveis de mistura e estilos estruturais, para a descrição sob microscópio óptico de luz transmitida.

TABELA 3.1 IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS E SEU RESPECTIVO NÚMERO DE LÂMINAS

Identificação da amostra	Número de lâminas
W-L	3
AU-CI	2
W-J1	2
W-J2	1
W-C	1
W-K	1

As lâminas foram confeccionadas pelos Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN) e Laboratório de laminação do LAMIR (Laboratório de Análise de Minerais e Rochas/ Departamento de Geologia, UFPR). As análises petrográficas foram realizadas com o uso de microscópio petrográfico *Olympus BX-41 e BX-51* e as

capturas das fotomicrografias a partir dos softwares *Leica Application Suite V4* e *Axion Vision*.

Por meio da descrição macroscópica e, principalmente, da petrografia foram identificadas feições estruturais, além da composição mineralógica, textura dos grãos (granulometria, seleção, arredondamento e esfericidade), relação arcabouço X matriz, composição e textura do cimento e porosidade. As imagens geradas foram tratadas e editadas, procurando facilitar a identificação das estruturas e destacar as heterogeneidades das amostras.

### 3.3 ANÁLISE DE PERMEABILIDADE

O *NER's TinyPerm* é um permeâmetro portátil usado para medir a permeabilidade da matriz de rocha ou aberturas de fratura efetivas. Para rocha intacta, a faixa de detecção da permeabilidade é de 1 milidarcy (1 Darcy =  $1 \times 10^{-12} \text{m}^2$ ) a 10 darcy. Da mesma forma, aberturas de fratura de aproximadamente 10 micrometros a 2 milímetros podem ser medidas. O permeâmetro foi um empréstimo do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP) ao Laboratório de Análises de Bacias e Petrofísica (LABAP) da UFPR. O equipamento foi utilizado para a leitura da permeabilidade em diferentes pontos das amostras analisadas. No total foram analisados quatorze pontos em nove amostras.

### 3.4 MEV-EDS

Para identificação do cimento da amostra W-L foi utilizado o MEV-EDS (Microscópio Eletrônico de Varredura - Sistema de Energia Dispersiva). A análise foi realizada no LAMIR e o acessório do MEV para análise química por EDS é da marca Jeol, modelo EX-94410T1L11. O EDS possibilita a análise química semi-quantitativa dos pontos amostrados.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 PETROGRAFIA

Os blocos de ritmito exibem alternância rítmica de lâminas milimétricas de areia muito fina/silte (porção mais clara) e argila (porção mais escura), com laminação plano paralela bem definida. Os blocos estão deformados e exibem estruturas como dobras, falhas e nódulos de areia e argila incorporados à matriz (fig. 4.1 e 4.2).

FIGURA 4.1 AMOSTRA VR-B COM RESQUÍCIOS DA ESTRUTURA SEDIMENTAR PRIMÁRIA DEFORMADA POR FALHAS.

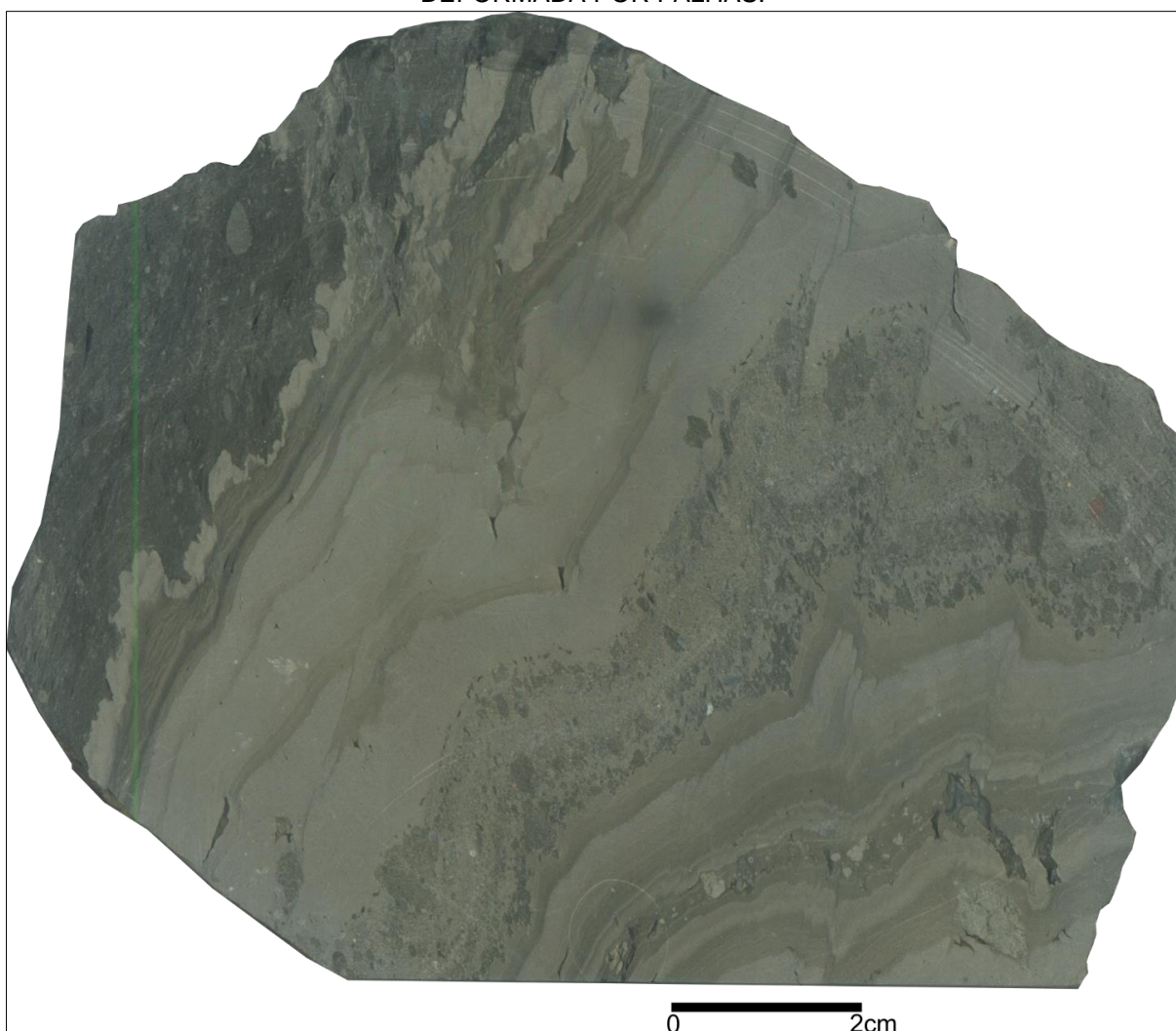
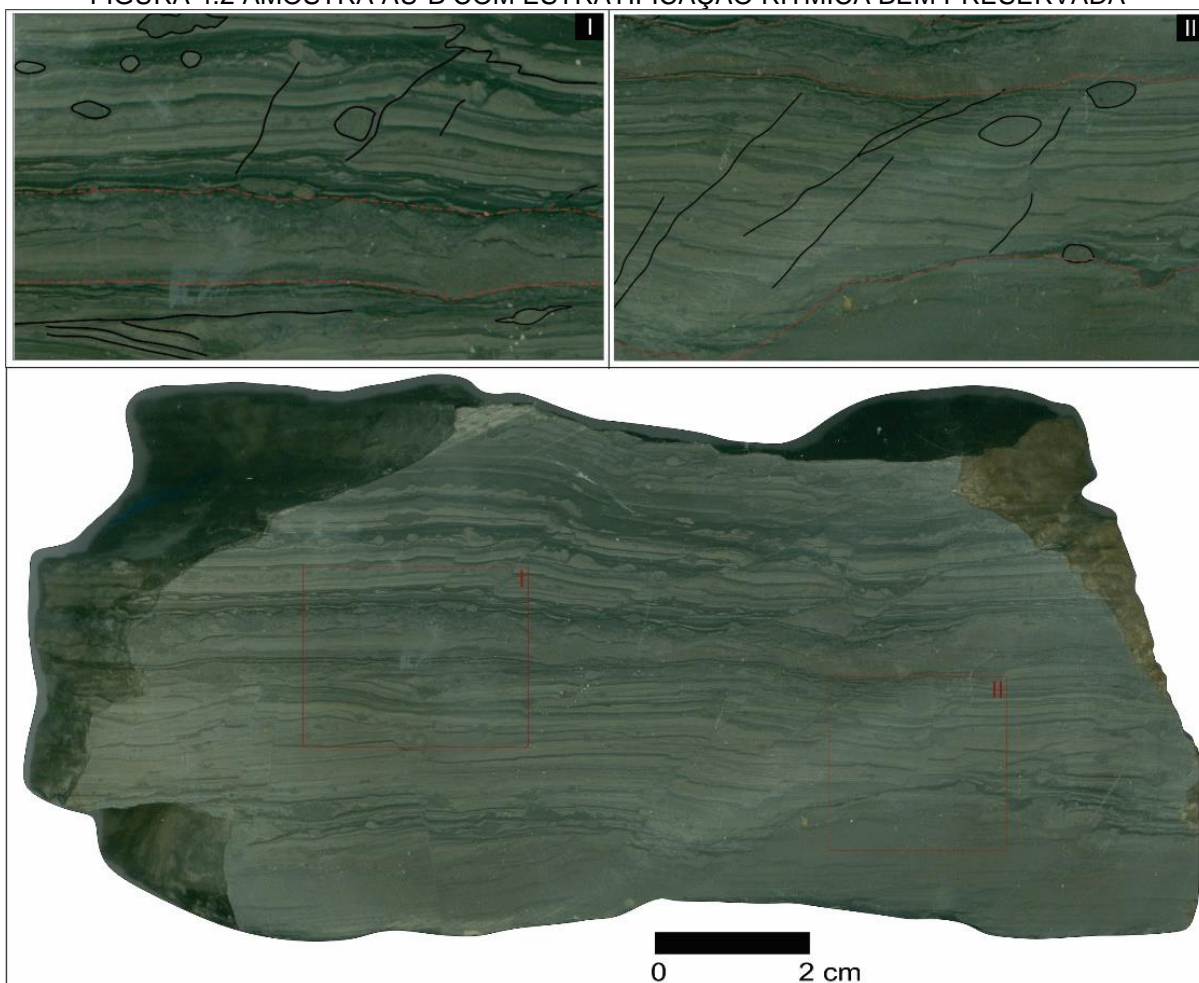


FIGURA 4.2 AMOSTRA AU-B COM ESTRATIFICAÇÃO RÍTMICA BEM PRESERVADA



Legenda: I) falhas e camadas dobradas pelas discontinuidades, além de nódulos de lama de areia (provavelmente *pellets balls*) e camadas truncadas, em vermelho porção com aspecto fluidizado. II) detalhe análogo ao anterior com falhas, nódulos e estratos fluidizados.

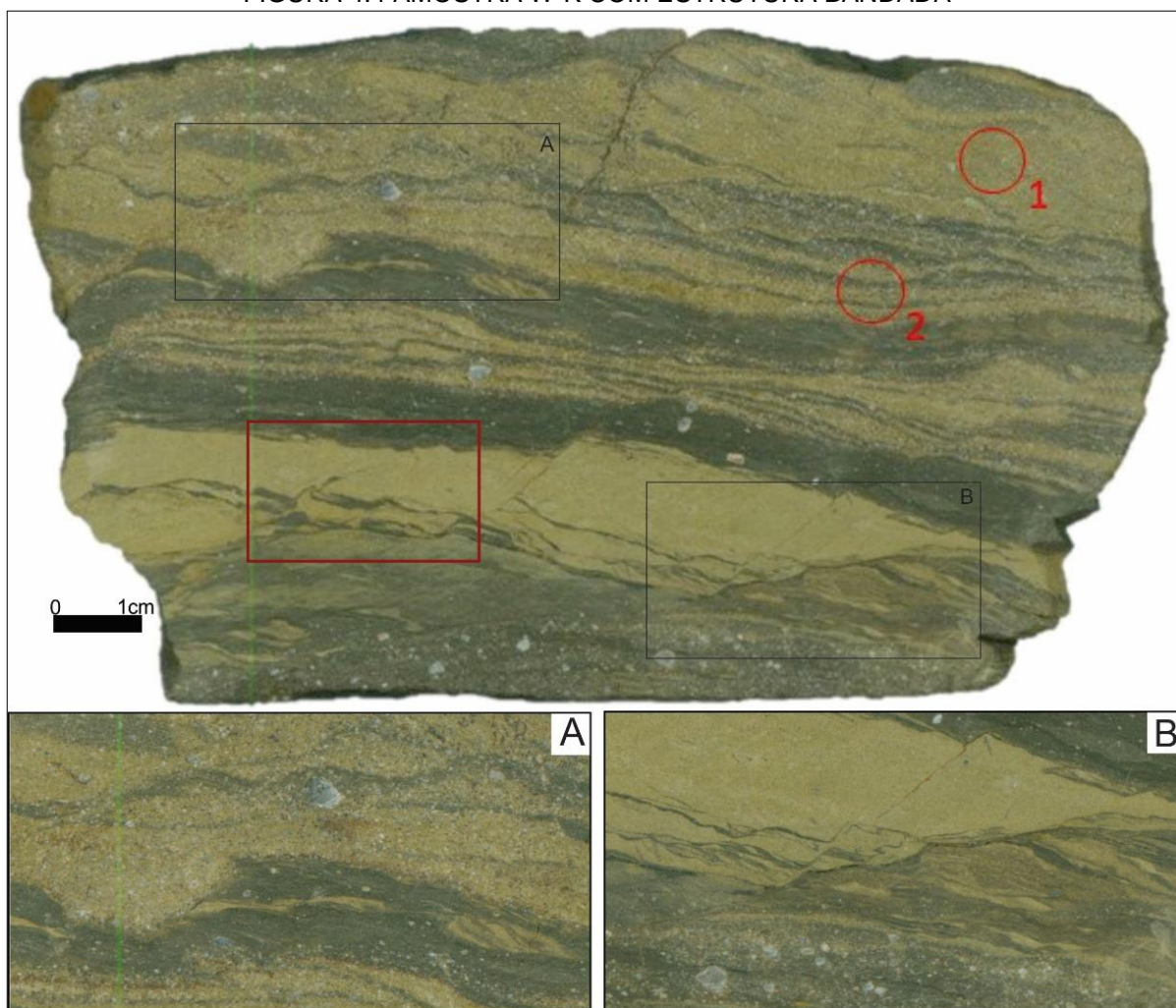
Algumas amostras apresentam estrutura “bandada” (fig. 4.3 e 4.4), lâminas com espessura de 2 centímetros a poucos milímetros, compostas pela intercalação de argila/silte e areia (muito fina a média, pontualmente grossa). As bandas geradas pela deformação progressiva têm arranjo planar, sinuosas, anastomosadas e ocasionalmente camadas fluidizadas com estrutura similar a estrutura em chamas.

FIGURA 4.3 AMOSTRA W-M COM ESTRUTURA BANDADA



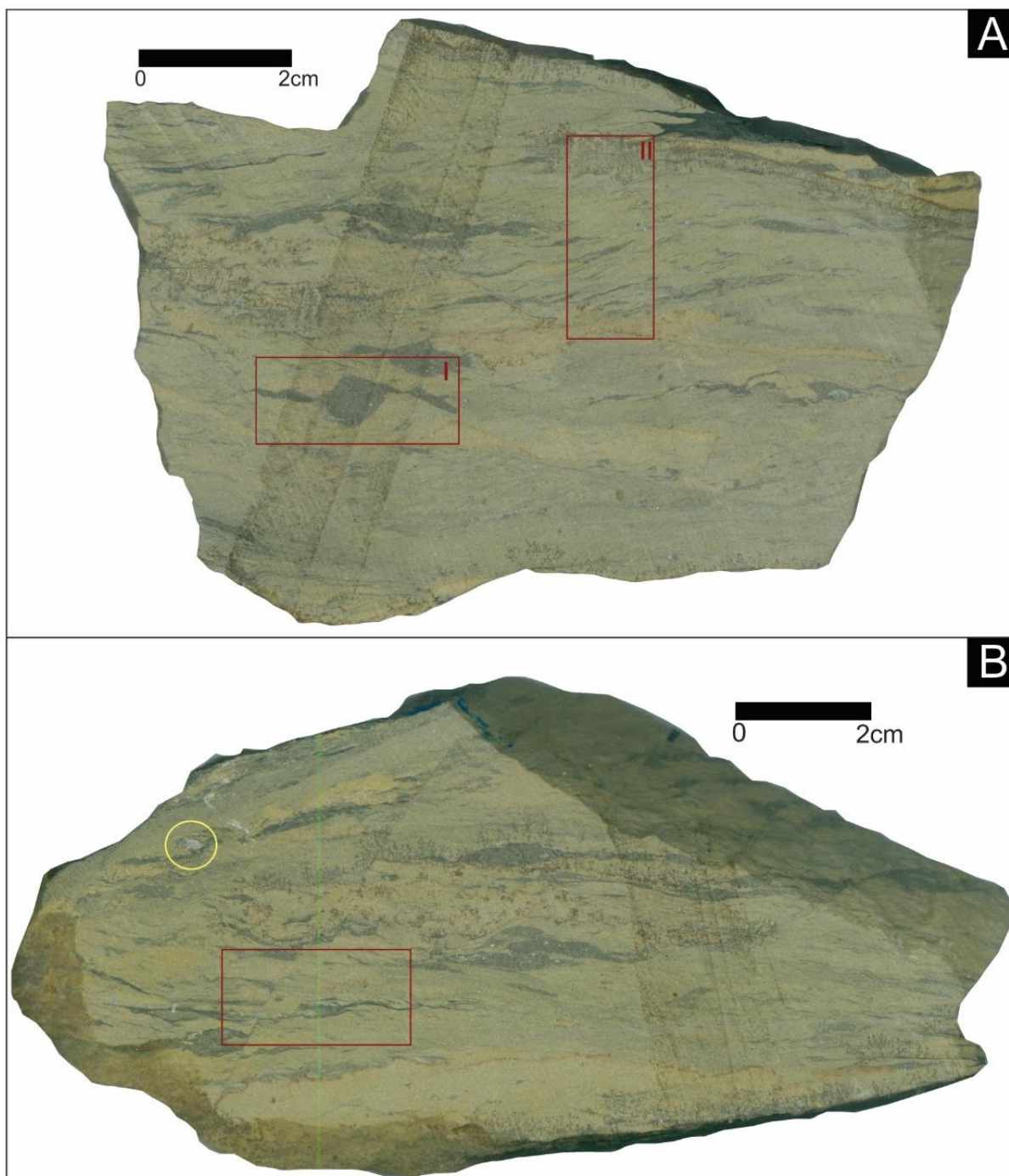
Legenda: notar o contato das camadas é irregular e bastante sinuoso. Na porção superior o material está mais homogêneo, enquanto na inferior a estratificação está deformada por pequenas falhas normais. Nota-se também grânulos e seixos de granitoides. Círculo vermelho representa o local onde foi feita a medida de permeabilidade.

FIGURA 4.4 AMOSTRA W-K COM ESTRUTURA BANDADA



Legenda: retângulo vermelho: localização aproximada da seção delgada. Os círculos vermelhos: locais onde foram feitas as medidas de permeabilidade. No detalhe A) nota-se o contato irregular, aparentemente erosivo entre as camadas e resquícios de *drapes* de argila. Em B) o plano de falha preenchido por argila, a camada a esquerda contorcida/dobrada e na porção inferior a camada lamosa sustentado grãos e fragmentos líticos em frações mais grossas.

Foram descritas amostras essencialmente maciças com porções/blocos/camadas muito deformadas. As camadas relictas têm espessuras extremamente variáveis, normalmente estranguladas e muito descontínuas (fig 4.5). Nódulos e camadas contorcidas gerando dobras fechadas são comuns.

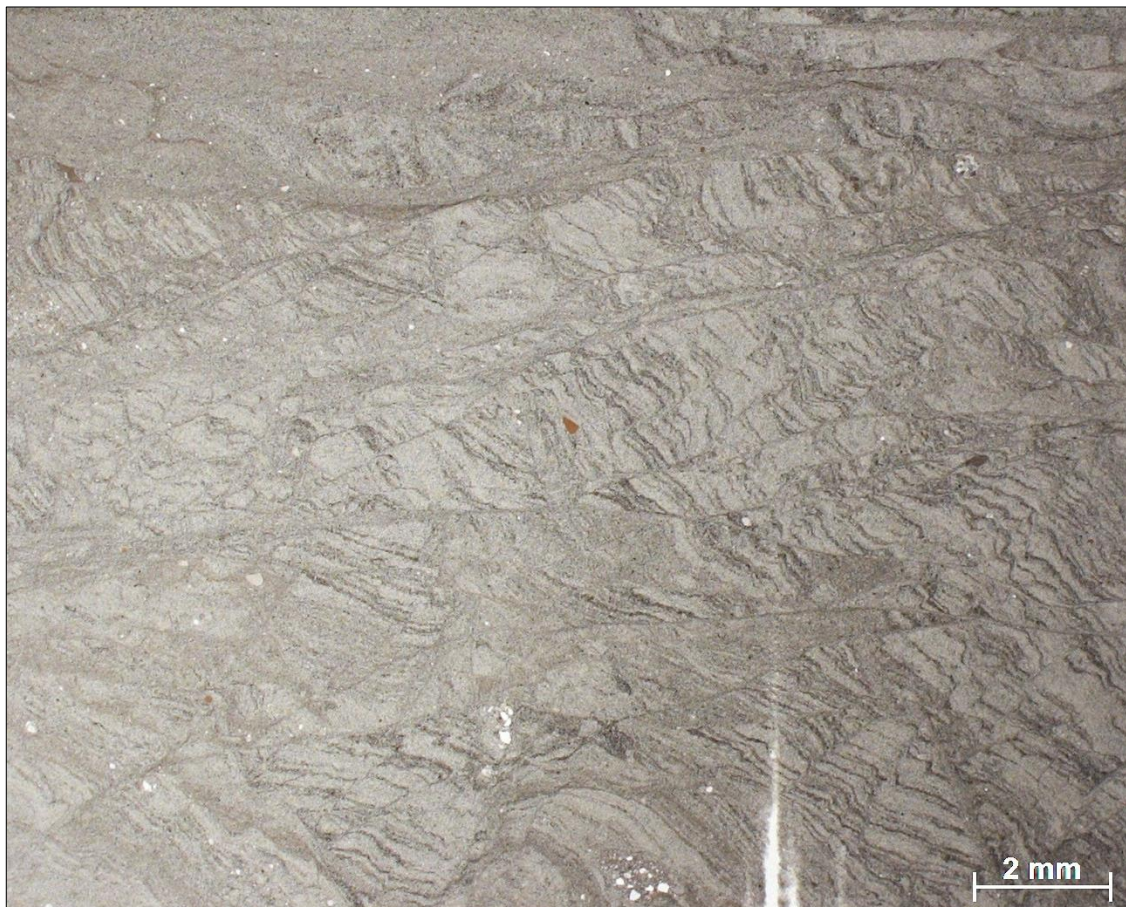
FIGURA 4.5 AMOSTRA W-J1 E W-J2 COM ESTRUTURA *BLOCK-IN-MATRIX*

Legenda: retângulos vermelhos: localização aproximada das lâminas. Círculo amarelo estrutura galáxia. Nota-se camadas lamosas estão adelgaçadas, descontinuas. Contorções e dobras fechadas também foram observadas, bem como falhas e descontinuidades.

Em quase todas as lâminas foi verificado o comportamento bimodal do arcabouço, ora suportado por lama, ora suportado por grãos, variando a proporção desses materiais. Com exceção ao bloco de ritmito deformado (fig. 4.6). Nas porções sustentadas pela matriz (fig. 4.7) (+70% matriz, +30% arcabouço), os níveis são descontínuos, com predomínio de argila e silte (<0,004 a 0,062 mm) e os grãos do

arcabouço variam de areia muito fina a areia média (0,062 a 0,5mm). Nas porções sustentadas pelo arcabouço (+-80% arcabouço, +-20% matriz) (fig. 4.7) predomina o quartzo na fração areia muito fina a fina (0,062 a 0,25mm), sendo mais homogênea na composição, tamanho e forma dos grãos.

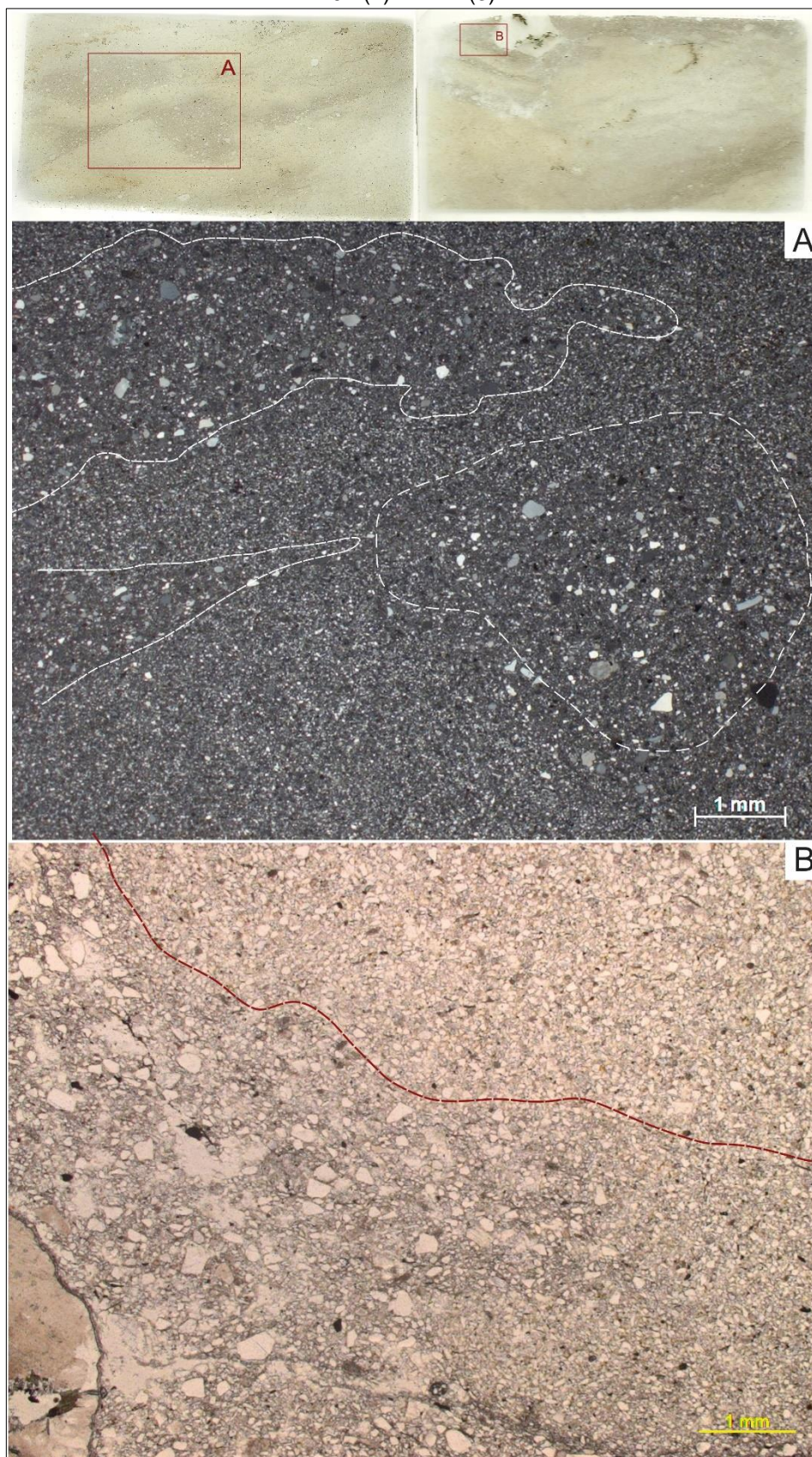
FIGURA 4.6 FOTOMICROGRAFIA DA LÂMINA AU-C (2) COM LAMINAÇÃO PLANO PARALELA DEFORMADA POR INÚMERAS FALHAS. LUPA 10X POLARIZADORES DESCRUZADOS



As porções sustentadas pela matriz têm aparência fluida, envolvendo grãos e preenchendo vazios entre os elementos. Formam faixas/bandas alongadas de material de grão fino e o contato com as porções sustentadas pelo arcabouço é irregular, por vezes, apresenta contatos lobados ou similares a estrutura em chamas.

Nas lâminas, geralmente, os sedimentos variam da fração argila a grânulos, a fração principal é areia fina, onde os grãos são mal selecionados, angulosos a subarredondados- predomínio de grãos subangulosos; de esfericidade baixa. Os grãos estão dispersos na matriz lamosa e não apresentam contato grão com grão.

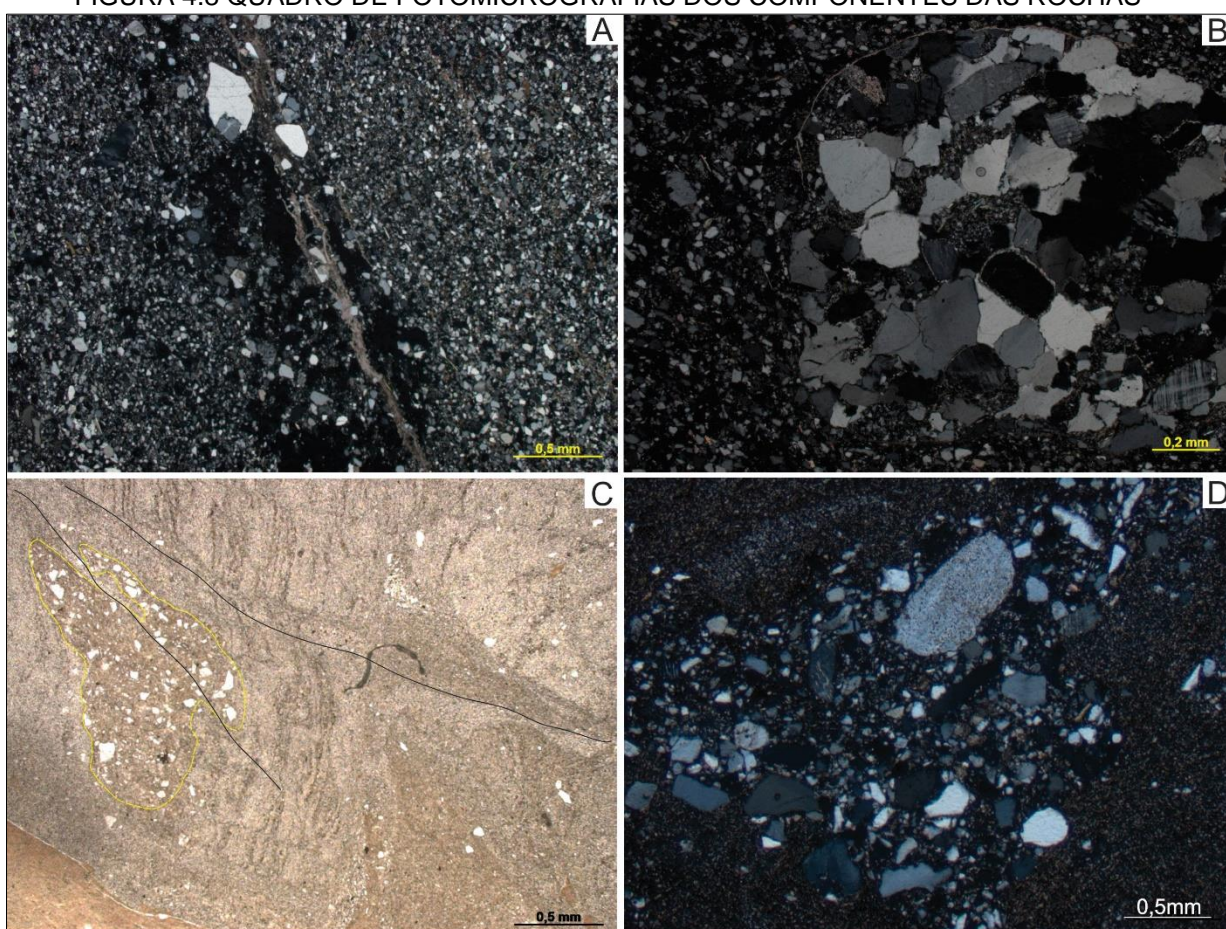
FIGURA 4.7 QUADRO DE FOTOMICROGRAFIAS DA VARIAÇÃO NA MATRIZ DAS AMOSTRAS W-J1 (1) E W-L (3)



Legenda: A) em branco tracejado a matriz a porção sustentada pela matriz. Polarizadores cruzados- lupa 10x. B) linha vermelha tracejada separando a porção “sustentada pela matriz” da sustentada pelos grãos. Polarizadores descruzados- 2.5x.

Os grãos não apresentam evidências de litificação anterior, como grãos cimentados fragmentados, todavia, pontualmente foi identificado um fragmento lítico arcoseano com cimento de esmectita (Anexo I - EDS) contornando o clasto (fig. 4.8). O preenchimento de fraturas por calcita magnesiana (Anexo I - EDS) também foi verificado (fig. 4.8). A porosidade é sempre muito baixa (<5%) e frequentemente os grãos, em especial os finos, aparentam-se levemente orientados. Ainda é possível identificar *pellets balls* (fig. 4.8), núcleos de agregados de areia e lama, possivelmente formados por processos glaciais, e deformados durante o deslizamento.

FIGURA 4.8 QUADRO DE FOTOMICROGRAFIAS DOS COMPONENTES DAS ROCHAS



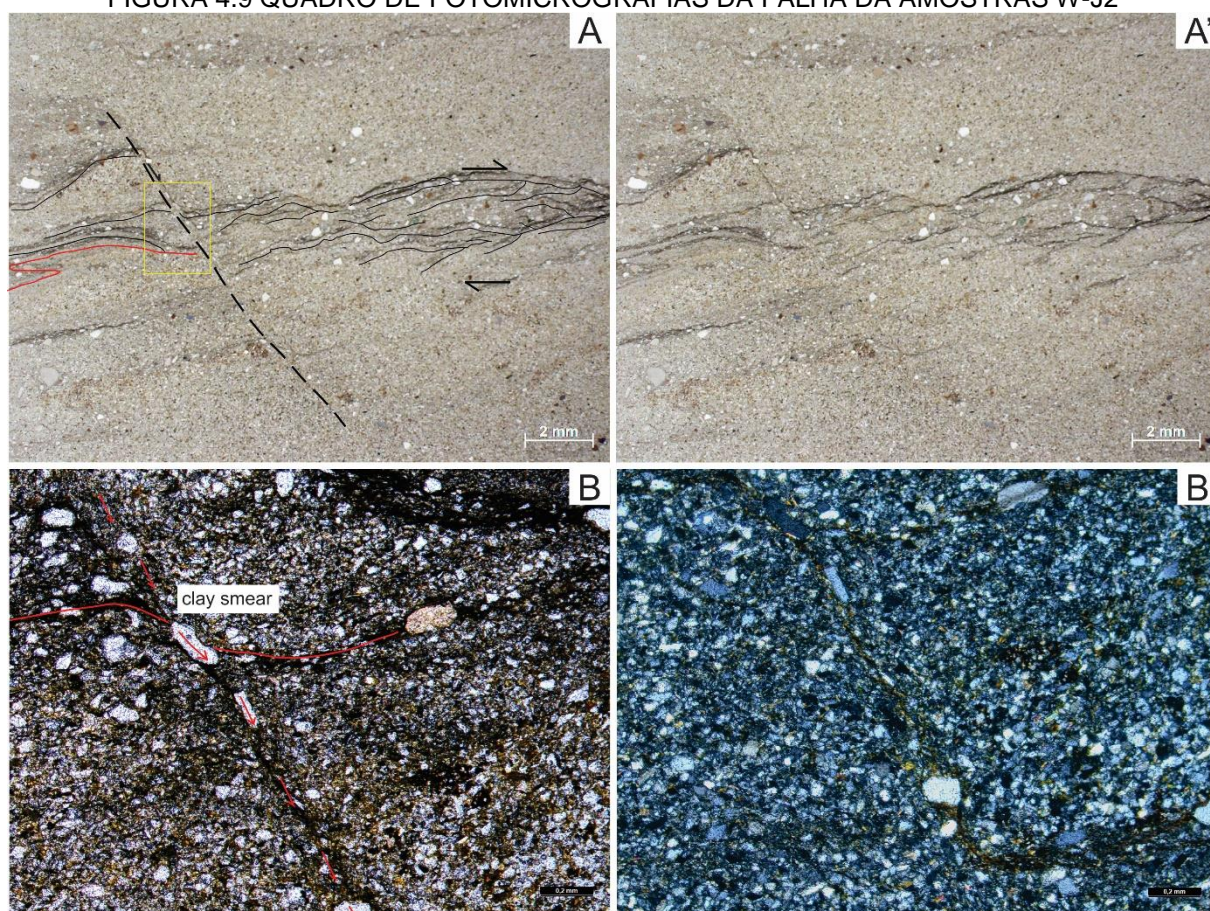
Legenda A) Cimento carbónatico preenchendo fraturas. Amostra W-L (3) - 2,5 - Polarizadores cruzados  
 B) Fragmento lítico arcoseano com argilomineral ao redor dos grãos e do clasto. Amostra W-L (2) - 5x - Polarizadores cruzados. C) *Pellet* deformado pelo cisalhamento. Amostra AU-C (1) - 2,5x - Polarizadores descruzados. D) Detalhe da composição *pellet ball*. Amostra AU-C (1) - 5x - Polarizadores cruzados.

As amostras apresentam diversas falhas (fig. 4.9 e 4.10), normais e inversas, em variadas direções. Grande parte dos planos são descontínuos, podem ser planos retilíneos a curvilíneos, com deslocamentos milimétricos a centimétricos. A deformação é mais evidente em camadas argilosas. Nos estratos com predomínio de

sedimentos na fração areia, geralmente, ocorre o reajuste dos grãos sem que fique impressa a deformação.

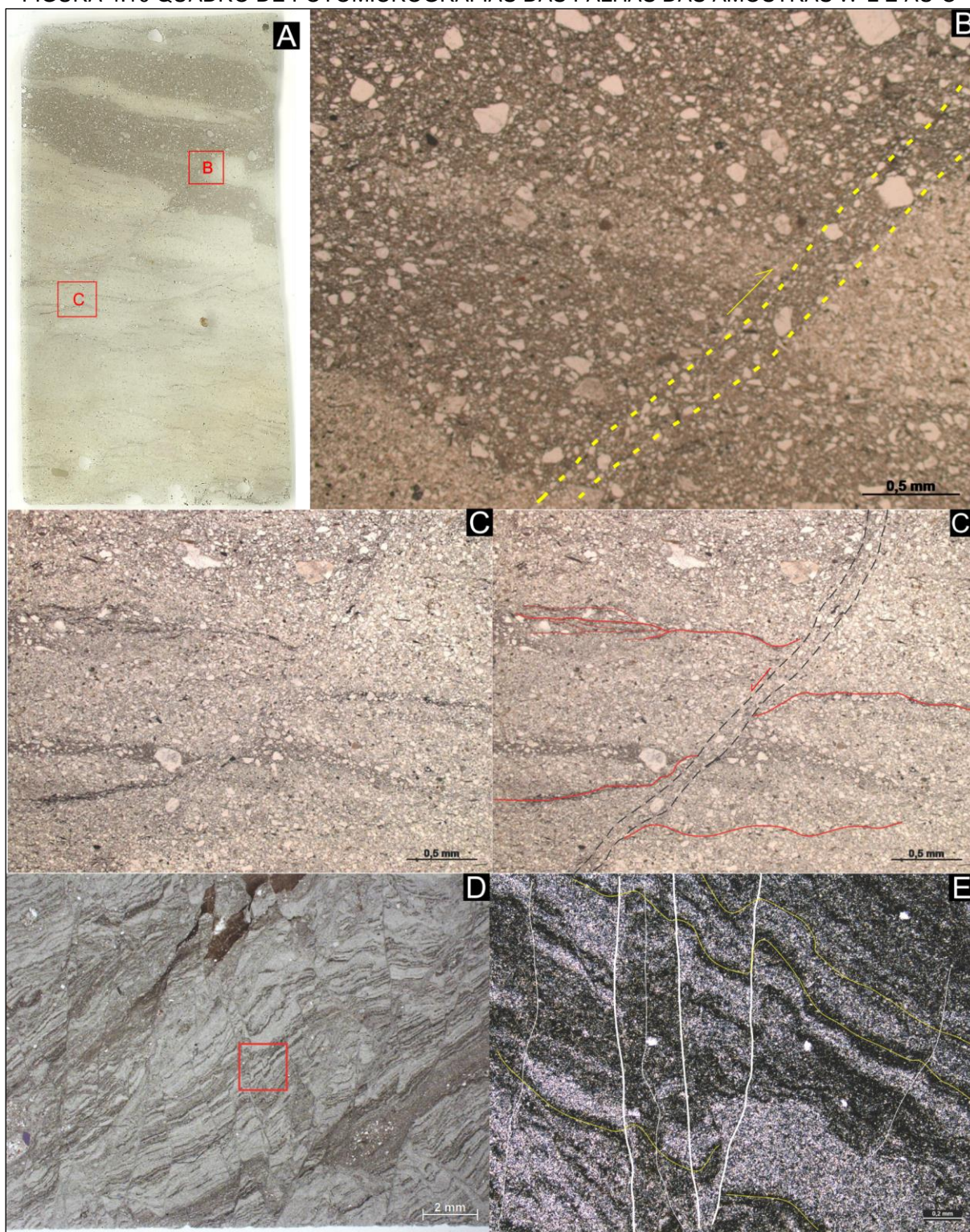
Em múltiplas falhas argila e silte são carregados para os planos. Esse tipo de gouge de sedimentos finos, que se desenvolve ao longo de falhas em sedimentos inconsolidados, é denominado *clay smear*. Localmente, grãos de areia reorientam-se (alinhamento preferencial de grãos alongados / achatados) ao longo do plano. Ocasionalmente algumas falhas exibem dobras de arrasto, do tipo normal, onde as camadas lamosas se flexionam e paralelizam com as falhas.

FIGURA 4.9 QUADRO DE FOTOMICROGRAFIAS DA FALHA DA AMOSTRAS W-J2



Legenda A) Falha com carregamento de sedimentos em preto pontilhando. Filmes de argila mostrando um "comportamento de ramificação e fusão" pelo cisalhamento. Em vermelho a camada dobrada. Retângulo amarelo indicando onde foram feitos os detalhes das fotomicrografias b e b'. 2,5x-polarizadores paralelos. B) detalhe do *clay smear* e do arrasto derivado da falha. Nota-se a aparência "fluida" da argila e alinhamento preferencial de grãos alongados / achatados na fração areia. 4x-polarizadores paralelos (B' polarizadores cruzados).

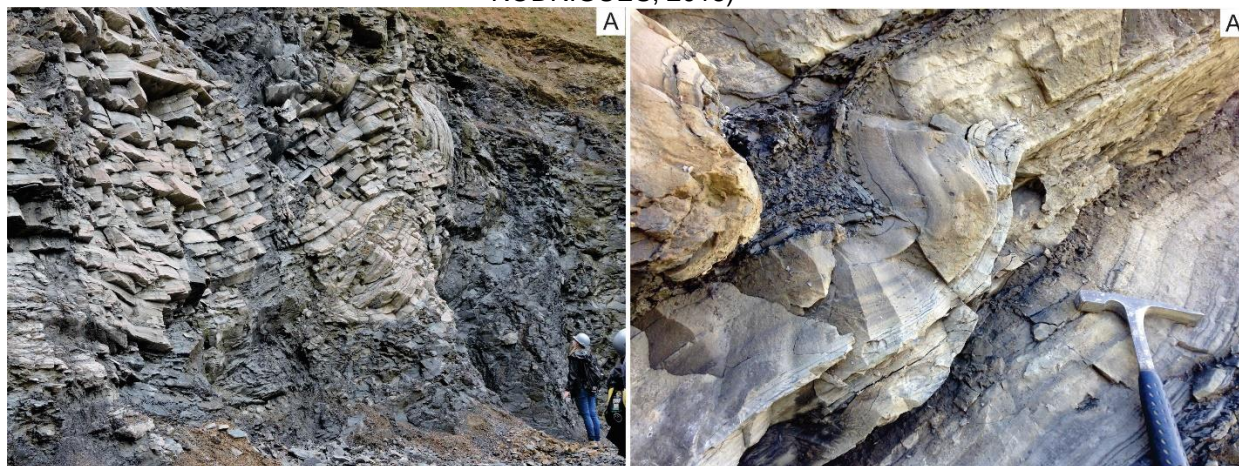
FIGURA 4.10 QUADRO DE FOTOMICROGRAFIAS DAS FALHAS DAS AMOSTRAS W-L E AU-C



A) Lâmina W-L – retângulos vermelhos indicando onde foram feitos os detalhes das fotomicrografias b e c. B) falha com carregamento de argila e areia para o plano. 2,5x- polarizadores paralelos C) Dobras de arrasto: linhas vermelhas indicando a movimentação das camadas de argila; em amarelo o limite difuso de uma porção mais misturada e em preto a falha 2,5x - polarizadores paralelos. D) amostra VR-FI – diversas falhas de deslocamento milimétrico, formando feições similares a *grabens* e *horst*. E) Fotomicrografia evidenciando a perturbação das camadas pelas falhas - gerando dobras. 4x-polarizadores paralelos.

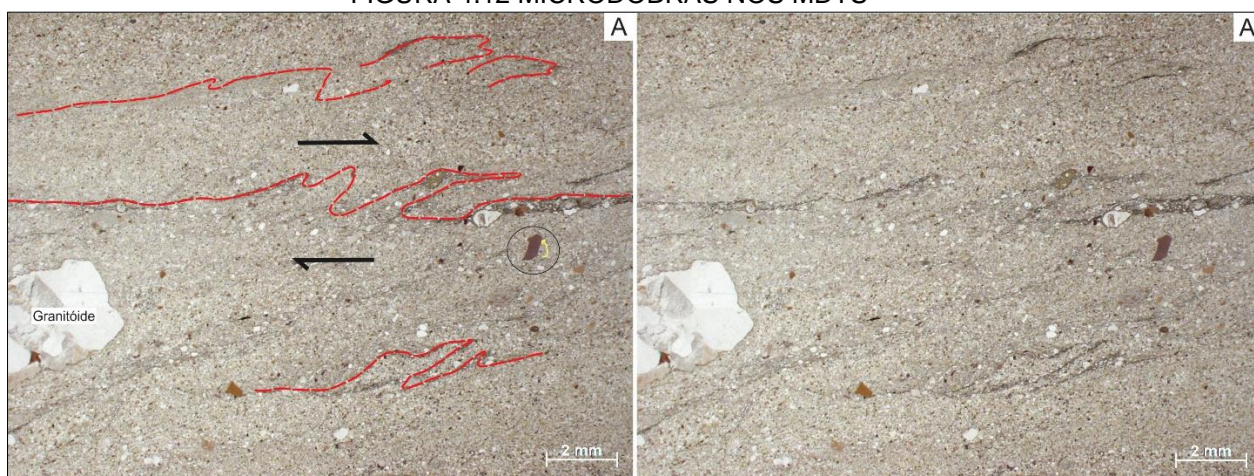
As dobras são mais facilmente observadas em campo (fig. 4.11) e apresentam características bastante variáveis. Podem ser classificadas, quanto a sua geometria, como de dobras suaves a cerradas e raramente isoclinais. São simétricas ou assimétricas. A amplitude das dobras varia de menos que 1 cm a mais de uma dezena de metros (Rodrigues, 2018).

FIGURA 4.11 MESODOBRAS. BAIRRO DE VILA RUTES, MAFRA – SC (FOTO: MÉROLYN RODRIGUES, 2018)



As microdobras ocorrem associadas as falhas, onde camadas compostas por sedimentos menos competentes, como argilas, são flexionadas produzindo aspecto dobrado (4.10 E e D). Essas microdobras são assimétricas e tem amplitude milimétrica. Muitas vezes as camadas de argila são contorcidas e/ou rompidas pelo cisalhamento e exibem microdobras geradas pela deformação (fig. 4.12).

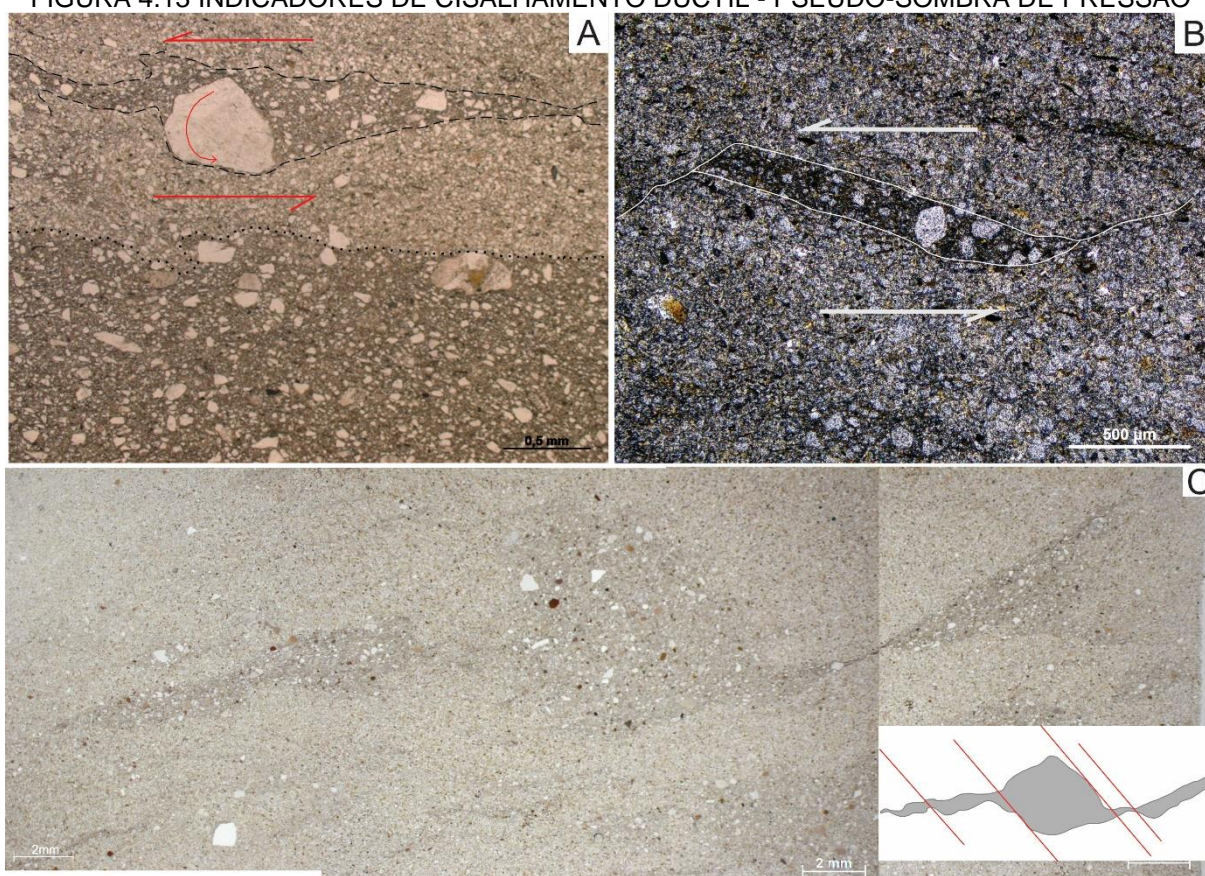
FIGURA 4.12 MICRODOBRAS NOS MDTs



Legenda A e A') Amostra W-C - 2,5x - polarizadores paralelos. Microdobras observadas em lâminas de argila contorcidas pelo cisalhamento.

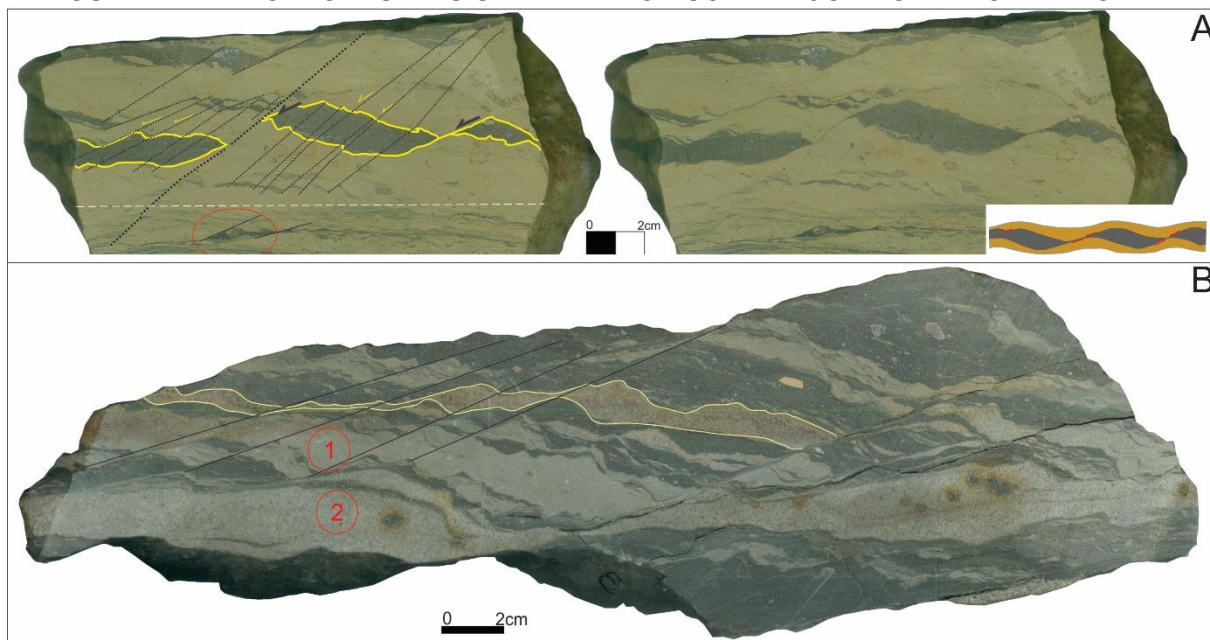
O cisalhamento que atua durante o fluxo, além de operar em falhas e dobras, gera feições peculiares tais como: *boudins*, *pinch and swell*, pseudo sombra de pressão e “ramificação e fusão”. As feições pseudo sombra de pressão têm forma assimétricas tipo sigma ou *fish* (fig. 4.13 A), são gerados quando elementos rígidos, como grãos de areia até seixos, servem de anteparo para o fluxo de sedimentos com comportamento plástico. Os grãos são rotacionados e uma pseudo cauda é formada. O aspecto de mica-fish (fig. 4.13 B) ocorre em laminações boudinadas durante o cisalhamento. Verifica-se aspecto semelhante em camadas lenticulares de lama interceptada por inúmeras descontinuidades (fig 4.13 C).

FIGURA 4.13 INDICADORES DE CISALHAMENTO DÚCTIL - PSEUDO-SOMBRA DE PRESSÃO



Legenda A) 4x, Polarizadores paralelos. Amostra W-L. Pseudo sombra de pressão- grão de feldspato é rotacionado pelo fluxo e exibe uma cauda aparente. B) 4x, Polarizadores paralelos. Camada boudinada assimétrica, similar a “mica-fish”. C) Lupa. Pseudo sombra de pressão em camada lenticular lamosa. Amostra W-J1.

Os *boudins* são assimétricos têm forma alongada, comprimento centimétrico e mostram geometria do tipo *shearband boudin* (fig. 4.14 A). Ocasionalmente, são observados em amostras de mão, estruturas de estricção (*pinch and swell*), elementos similares a *boudins* conectados entre si (fig. 4.14 B).

FIGURA 4.14 INDICADORES DE CISALHAMENTO DÚCTIL - *BOUDINS E PINCH AND SWELL*

Legenda: A) *Boudins* assimétricos (amarelo), falhas em preto, observa-se que nas porções arenosas a descontinuidade é mascarada. Pseudo sombra de pressão no elipsoide vermelho. Amostra W-C. B) *Pinch and swell*. Movimento ao longo das descontinuidades (bandas de cisalhamento) causando a rotação do “bandamento” entre as fraturas. Círculos vermelhos: locais onde foram feitas as medidas de permeabilidade. Amostra W.

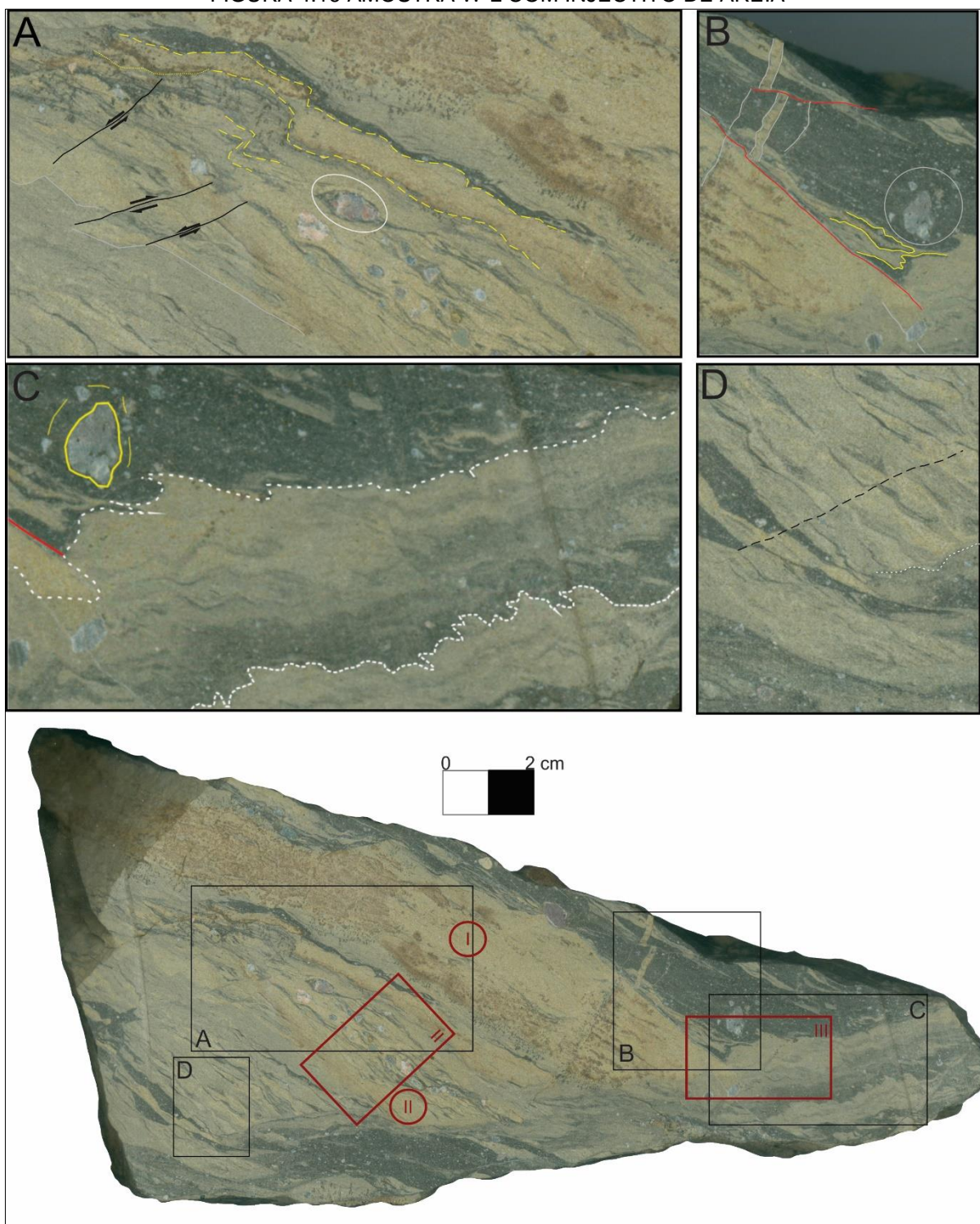
“Ramificação e fusão” refere-se a concentrações de argila e silte como resultado de alterações volumétricas induzidas por cisalhamento, o sedimento reorganiza-se pelo transporte preferencial de finos para zonas dilatadas (HIEMSTRA & RIJSDIJK, 2003). Os planos se dividem ou se bifurcam em ramos quando encontram elementos rígidos, como grãos (fig. 4.15).

FIGURA 4.15 FUSÃO E RAMIFICAÇÃO 2,5X, POLARIZADORES PARALELOS AMOSTRA W-J2.



Feições de injeção de areia (injectitos) foram observadas na amostra W-L. O dique clástico tem forma tabular, o material intrudido é composto por areia fina com espessuras 0,3 cm, alguns centímetros de comprimento e é interceptado por falha.

FIGURA 4.16 AMOSTRA W-L COM INJECTITO DE AREIA



Legenda A) em amarelo camadas dobradas pelas falhas, em preto falhas. B) injectito cortado por falhas e fraturas, estrutura em galáxia em amarelo e nota-se, logo abaixo do círculo, camadas de sedimentos finos dobradas e contorcidas. C) camadas fluidizadas com limites similares as estruturas em chama. D) camadas cortadas por falhas. Retângulo vermelho: localização aproximada das seções delgadas W-L (2) e W-L (3). Círculos vermelhos: locais onde foram feitas as medidas de permeabilidade.

## 4.2 PERMEABILIDADE

A qualidade do reservatório, representada pela permeabilidade, pode ser classificada como:  $k < 1$  mD - Reservatório Pobre;  $1 < k < 10$  mD - Reservatório Médio;  $10 < k < 50$  mD - Reservatório Moderado;  $50 < k < 250$  mD - Reservatório Bom;  $K > 250$  mD - Reservatório Muito Bom (mD = millidarcy) (Tiab & Donaldson, 2003).

Das dezoito amostras apenas dez obtiveram medidas de permeabilidade acima do limite de detecção ( $>1$  millidarcy). As dez amostras apresentaram valores de permeabilidade entre 10 a 45 millidarcy, nas porções mais arenosas, e podem ser classificadas como reservatório ruim a moderado.

## 5. DISCUSSÃO

Blocos de arenito, heterolito, ritmito e folhelho observados em campo e a preservação, ainda que tênue, de estruturas sedimentares como identificadas nas amostras AU-C e AU-B (fig. 4.1 e 4.2), apontam que esse conjunto de rochas, depositas em ambiente marinho, foi deformado, misturado e homogeneizado em diferentes graus gerando a matriz dos MDTs. Ogata *et al.* (2014) apontam que processos de mistura produzem matriz hiperconcentrada (liquefeita) de água e sedimentos dispersos desenvolvida em condições de superpressurização de fluidos.

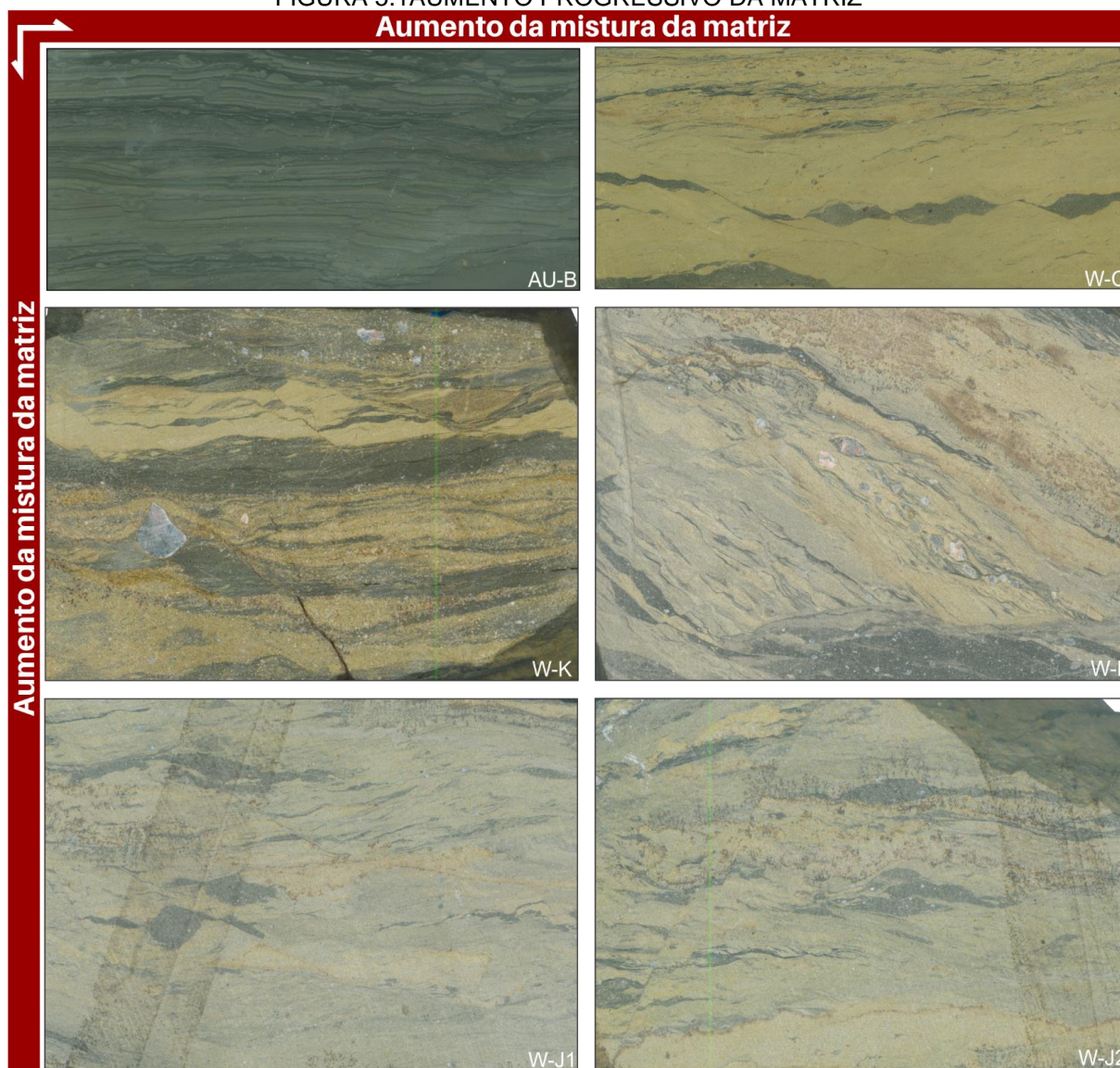
Foram descritos três arranjos estruturais nas amostras, sendo menos misturado os blocos de ritmito e o mais misturado amostras com estrutura *block-in-matrix*. Analisando as amostras é reconhecível que a matriz resultante dos processos de mistura é caracterizada por arcabouço variável, ora suportado por lama, ora suportado por grãos. A aparência por vezes “bandada” das amostras é resquício da preservação da intercalação entre níveis de argila e areia, o acamamento original.

A matriz sustenta e circunda, desde areia muito fina até blocos (elementos rígidos). O arcabouço, na matriz suportada por lama, é composto por grãos em fração granulométrica maior que os da matriz suportada por grãos (como observado na fig. 4.7), sendo, provavelmente, resposta a viscosidade da matriz lamosa. Quanto maior a viscosidade de um fluído maior será o tamanho das partículas que este poderá carregar (D’ÁVILA & PAIM, 2003).

Outro fator extremamente importante é o conteúdo de água, leitos arenosos têm maior transmissibilidade e, portanto, maior taxa de perda de fluídos. Assim, processos como a liquefação atuam por menor período de tempo em relação a camadas lamosas, pois a expulsão de fluidos ocorre mais facilmente. No decorrer do texto serão discutidas evidências de que os sedimentos estavam saturados em água e pouco a nada litificados no momento da deformação.

Em termos de estágio evolutivo, a maturidade dos depósitos de massa pesquisados pode ser avaliada segundo os diferentes tipos de matrizes resultantes. O material pode ser desagregado e se misturar ou permanecer como bloco intacto. As amostras (com lâmina) analisadas podem ser catalogadas em termos de aumento de mistura da matriz e conseqüentemente a maturidade do depósito conforme a figura 5.1.

FIGURA 5.1 AUMENTO PROGRESSIVO DA MATRIZ

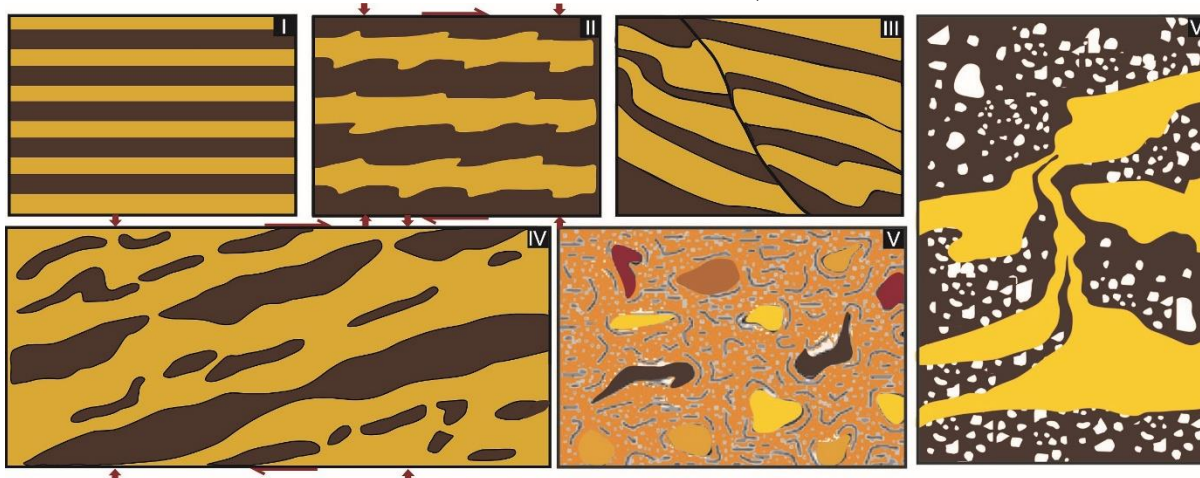


Legenda: Aumento progressivo da esquerda para direita, de cima para baixo. AU-B com estratificação rítmica preservada, progressiva ruptura das estruturas primárias entre W-C e W-K, mistura hiperconcentrada de argila, silte e areia (W-L a W-J2).

Segundo Ogata *et al.* (2014) a liquefação, fluidização e deformação suave do sedimento são processos comuns na evolução estrutural interna dos corpos de deslizamentos. Partículas de areia com preenchimentos dos espaços intergranulares por lama, onde os grãos estão imersos na matriz lamosa e não apresentam contato direto pode ser explicado pela fluidização parcial (LOWE,1975). A fluidização atua principalmente em sedimentos entre fração silte a areia. Em sedimentos mistos o processo opera nos materiais finos, assim, as argilas podem ser fluidizadas e elutriadas dentro dos poros de areia mais grossa ou cascalho, enquanto a estrutura global do grão permanece intacta.

Os MDTs são gerados, normalmente, em única fase de deformação progressiva plástico-rúptil (fig. 5.2), que resulta em estruturas de deformação penecontemporâneas. Estruturas como falhas, dobras e *boudins*, formadas pelo cisalhamento simples, são produtos dos mecanismos de deformação que interagem ou que se sobrepõem, auxiliando e controlando o rompimento de camadas, facilitando assim o processo de assimilação e homogeneização dos sedimentos na matriz.

FIGURA 5.2 DESENVOLVIMENTO E EVOLUÇÃO DA MATRIZ A PARTIR DE SEDIMENTOS ALTERNADOS DE AREIA E LAMA. BASEADO EM OGATA *ET AL.*, 2011; FAGERENG, 2011 E RODRIGUES-PASCUA *ET AL.*, 2000.



Legenda: I- camadas estratificadas, pouco a não consolidadas de lama e areia. II- o cisalhamento e a carga dos sedimentos inconsolidados, levam à liquefação dos leitos arenosos, à deformação hidroplástica de intervalos lamosos e o progressivo dismantelamento das estruturas primarias. III e IV- o cisalhamento progressivo gera estruturas como falhas e *pinch and swell* que propiciam a ruptura das camadas. V- O produto final é composto por matriz altamente misturada com blocos deformados. VI- a expulsão de fluidos durante a liquefação gera estruturas de injeção de areia.

Rochas com maior conteúdo de areia parecem homogeneizar mais facilmente. Amostras lamosas, como a AU-C, mesmo estando extremamente falhadas, conservam a laminação primária. Isso ocorre, provavelmente, devido ao comportamento plástico e a maior coesão e resistência ao cisalhamento das argilas.

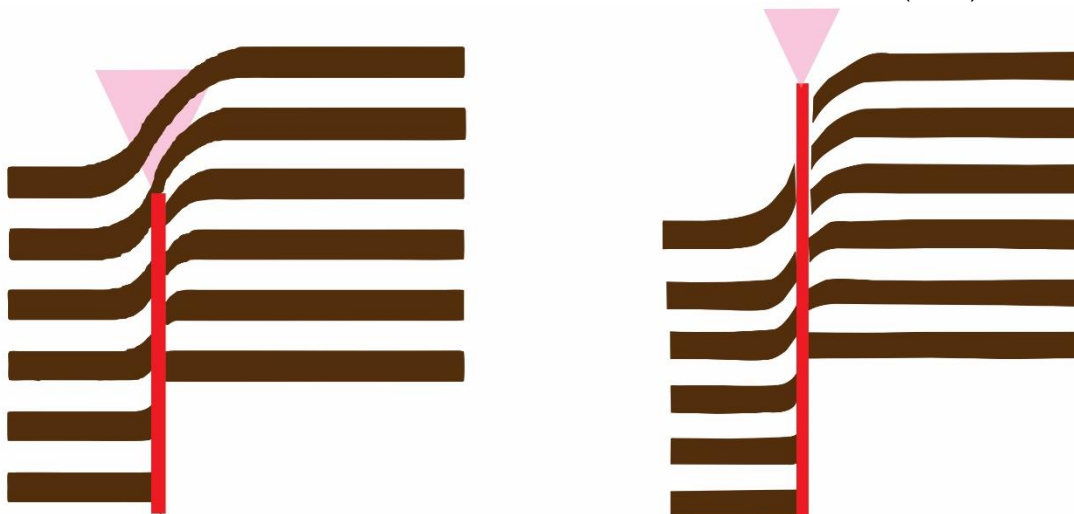
De acordo com Ogata *et al.* (2011) o cisalhamento e a carga dos sedimentos inconsolidados controlam a mobilidade dos deslizamentos através da “lubrificação” das forças de atrito interno e basal, levando à liquefação dos leitos arenosos e à deformação hidroplástica de intervalos lamosos, resultando na ruptura quase total dos estratos e a mistura e homogeneização do material. O estilo e comportamento das estruturas penecontemporâneas é fruto da disparidade de competência entre a argila e areia. É importante ressaltar a ausência de indícios de deformação tectônica, como fraturamento rúptil (catáclase). A deformação dos sedimentos ocorre através de

mecanismos dominados por fluxo granular (fraturamento intergranular e deslizamento friccional entre os grãos) onde não há deformação interna permanente nos grãos (FOSSSEN, 2012). Isso explica a deformação ser mais evidente em camadas argilosas, pois em porções arenosas os grãos deslizam, rotacionam e se reajustam sem que fique impressa a deformação, enquanto em camadas lamosas, menos competentes, a deformação fica registrada em estruturas como dobras de arrasto, *boudins* e falhas com *clay smear*.

Maltman (1994) e Owen (1996), assinalam que as falhas provavelmente se estabelecem durante o estágio tardio de deformação, quando o contato entre os grãos é restabelecido após a liquefação, e a deformação em um estado liquefeito é substituída por deformação mecanismos de cisalhamento intergranular. Falhas são elementos distensionais, onde a resistência à ruptura foi excedida, apesar do comportamento plástico dos sedimentos (FOSSSEN, 2012). As falhas são encontradas em praticamente todas as amostras, mesmo nas mais homogêneas e estão associadas a dobras e aos processos de boudinagem e *clay smear*. Além disto, facilitam a desagregação das camadas remobilizadas e, conseqüentemente, homogeneização dos sedimentos.

Além de camadas dobradas por falhas, o movimento de deslizar pode resultar em "contorções" simples ou dobras contorcidas, destacadas e empurradas pelo processo de "deslizamento plástico" (MILLS, 1983). Dobras de arrasto, como observadas na fig. 4.9 e 4.10, são mais um indício do comportamento hidroplástico das porções lamosas pouco competentes. De acordo com Fossen (2012) a estrutura está diretamente relacionada à formação e ao crescimento de falhas geradas por deformação rúptil, estando associadas a camadas pouco competentes. O arrasto normal, observado nas amostras, é aquele onde as camadas se flexionam e paralelizam com as falhas (fig. 5.3).

FIGURA 5.3 DESENVOLVIMENTO DE ARRASTO NORMAL, NESSE MODELO A ZONA DE ARRASTO ALARGA-SE PARA CIMA. MODIFICADO DE FOSSEN (2012)



*Clay smear*, de acordo Schmatz *et al.* (2010), é o processo onde a argila da rocha encaixante é incorporada em uma zona de falha. Dois seguimentos de falhas sobrepostos (fig. 5.4) podem fazer com que a camada dobrada (rotacionada), tipicamente formada por argila, se espalhe ao longo do plano de falha (FOSSEN, 2012; SCHMATZ *et al.* 2010).

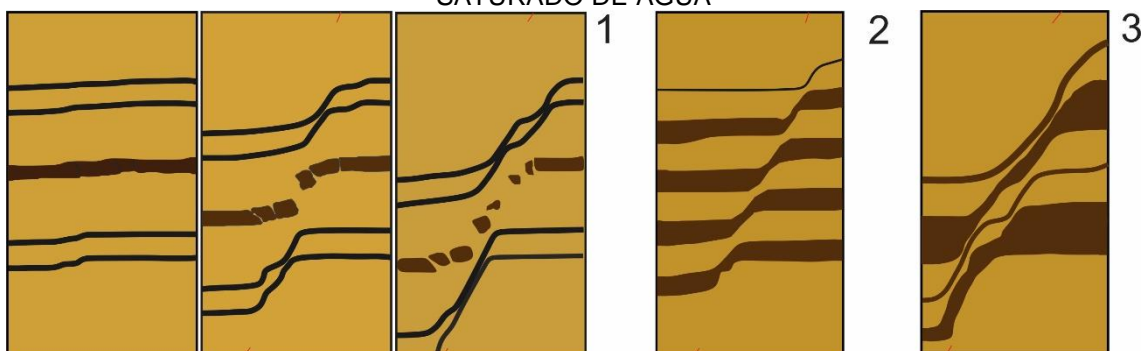
FIGURA 5.4 ARRASTO NORMAL EM CAMADAS MENOS COMPETENTES ENTRE DOIS SEGMENTOS DE FALHAS SOBREPOSTOS GERANDO *CLAY SMEAR* (FOSSEN, 2012)



Lindsay *et al.* (1993) distinguiram entre três tipos de *clay smear*: por (i) abrasão (ii) cisalhamento (iii) injeção de argilas durante a fluidização. As amostras analisadas parecem ter sido formadas por abrasão, onde as camadas lamosas falhadas, ao rasparem em camadas arenosas, são desgastadas pela aspereza da areia (fig. 4.4 e 4.9). Schmatz *et al.* (2010) explicam que o contraste de competência entre areia e argila leva a uma zona de falha mais complexa devido à formação de zonas de cisalhamento secundárias, induzidas por segmentação. As camadas de argila

incoesas são preferencialmente assimiladas em zonas de falha normal, enquanto que camadas de argila coesas fraturam e formam *boudins* de argila. Com a deformação progressiva, esses *boudins* são desgastados e transformados em *gouge* de argila (fig 5.5). Como as falhas em rochas não porosas ou pouco porosas representam, no geral, canais para circulação de fluídos, o *clay smear* afeta a permeabilidade das amostras, contribuindo para o aspecto selante dos MDTs.

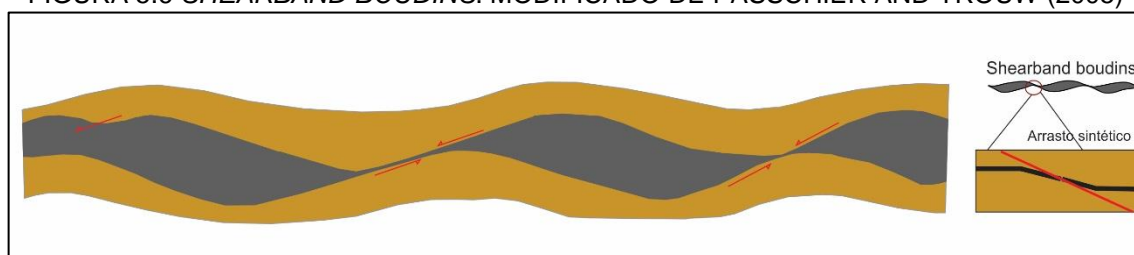
FIGURA 5.5 CLAY SMEAR – EXPERIMENTO DO EFEITO DE MULTICAMADAS EM MODELO SATURADO DE ÁGUA



Legenda: o experimento consiste em camadas de areia e argila sob o regime de falha normal. 1) as camadas de argila incoesa são dobradas enquanto a argila coesa, mais competente, é boudinada e progressivamente desgastada e transformada em gouge. 2) estágio final do experimento com camadas de igual espessura e competência, falha gerando camadas dobradas, 3) estágio final do experimento com camadas de diferentes espessuras. Baseado em Schmatz *et al.* (2010).

Os *boudins* são estruturas formadas pela distensão paralela ao acamamento. Os *boudins* são separados por fraturas distensionais rúpteis ou fraturas de cisalhamento (simétricas ou assimétricas). Os *boudins* assimétricos, observados nas amostras W-C (fig. 4.14), são do tipo *shearband boudins* (fig. 5.6), são lenticulares, com forma longa e curva e exibem grande deslocamento relativo e arrasto sintético em superfície *inter-boudin*, que é levemente inclinada para a superfície externa. (Passchier & Trouw, 2005). Estruturas de estrição (*pinch and swell*), como exibido na amostra W, são formadas pelo processo conhecido como *neking*, elementos similares a *boudins* estão conectados entre si. (FOSSEN, 2012). Além de indicar o paleofluxo, os *boudins* e principalmente as estruturas de estrição, caracterizam um estágio imaturo de deformação do MDT, uma fase onde as camadas sedimentares estão começando a serem rompidas e desagregadas.

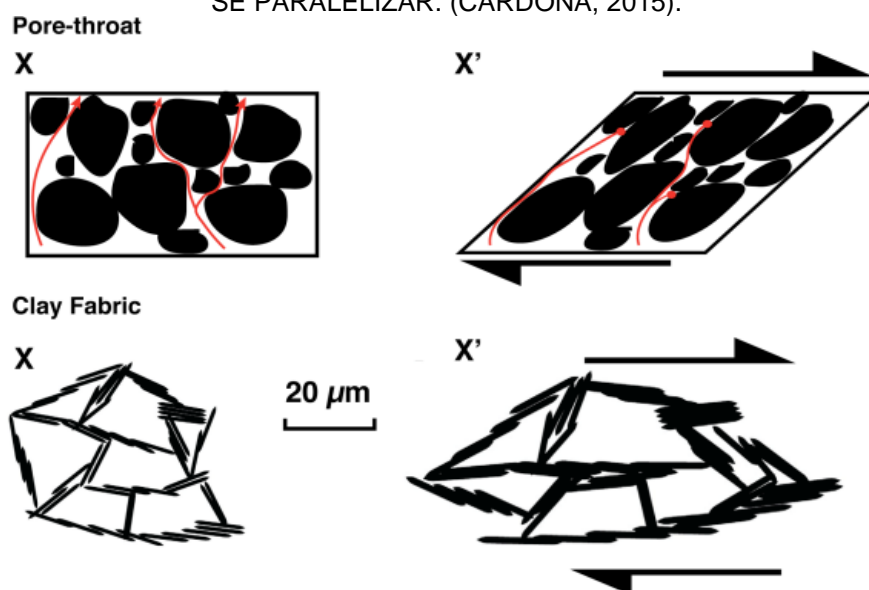
FIGURA 5.6 SHEARBAND BOUDINS. MODIFICADO DE PASSCHIER AND TROUW (2005)



As pseudo sombras de pressão parecem ser causadas pelo fluxo gravitacional e cisalhamento. Durante o movimento descendente dos MDTs grãos de areia até seixos, servem de anteparo para o fluxo de sedimentos finos com comportamento hidoplástico (fig. 4.13 A). Estes grãos são rotacionados e uma espécie de cauda é formada, conferindo-lhes aspecto semelhante a porfiroclastos do tipo  $\sigma$ . De forma análoga, camadas lenticulares de lama, com aspecto sigmoidal (fig. 4.13 B), são formadas pela interceptação de inúmeras discontinuidades. Podem, possivelmente, indicar o paleofluxo.

Além do *clay smear*, a deformação e remodelamento, que ocorre nos sedimentos nos movimentos de massa, pode melhorar o alinhamento de argila e destruir as gargantas dos poros, criando assim fácies de qualidade de vedação potenciais (Cardona, 2015), principalmente em depósitos ricos em lama. O alinhamento do *fabric* das argilas (fig. 5.7), nos MTDs, ocorre em decorrência da deformação do cisalhamento durante o fluxo descendente do movimento de massa. Esse tipo de processo parece ocorrer nas amostras analisadas, onde é observado, apesar do aparente arranjo caótico, o alinhamento preferencial dos sedimentos (especialmente os mais finos).

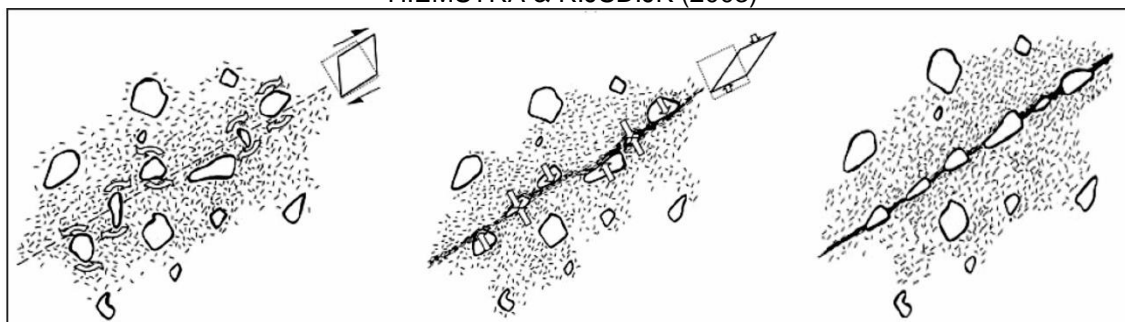
FIGURA 5.7 SEÇÕES ESQUEMÁTICAS EM X E X' QUE MOSTRAM O EFEITO DA DEFORMAÇÃO POR CISALHAMENTO NA ARQUITETURA DOS POROS E NO FABRIC DOS SEDIMENTOS. DEPOIS DO CISALHAMENTO OS POROS GRANDES SÃO FECHADOS E AS ARGILA TENDEM A SE PARALELIZAR. (CARDONA, 2015).



No processo de rotação de grãos, durante o fluxo, ocorre a formação da feição “galáxia” observados nas amostra W-L (fig. 4.16). Referem-se a estruturas com arranjo circular e tangencial de grãos com ou sem núcleo central formado por clasto maior. São formadas dentro dos fluxos de detritos, quando estes passaram por irregularidades no leito, ou quando ocorre a mudança no ângulo de sua inclinação da superfície de deslizamento. Em muitos diamictitos, essas estruturas são ausentes ou pouco desenvolvidas. Sugerindo que o processo pelo qual essas estruturas se formam é de natureza muito localizada ou transitória, permitindo a superimposição de recursos desenvolvidos anteriormente à medida que a deformação continua (PHILLIP, 2006).

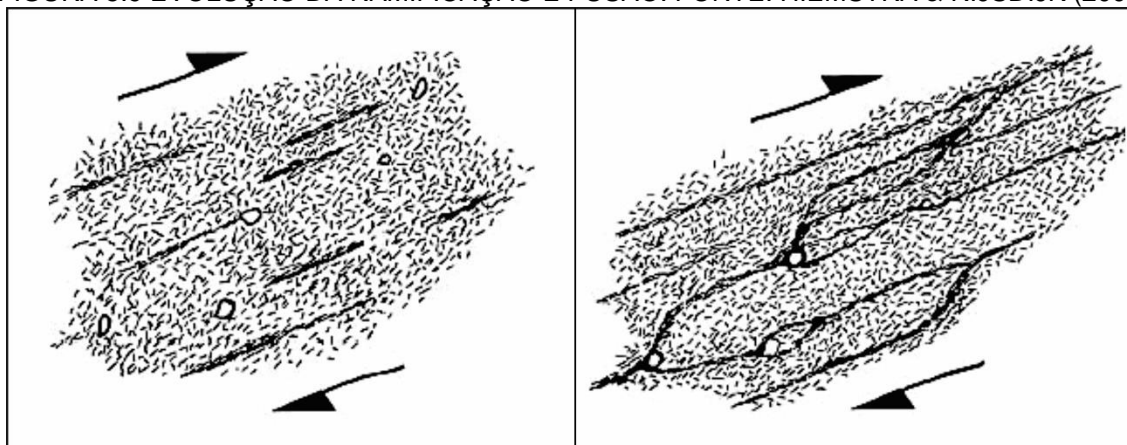
A rotação de grãos também ocorre pelo cisalhamento (fig.4.9 b). De acordo com Hiemstra & Rijdsdijk (2003) grãos alongados próximos a planos de cisalhamentos tendem a alterar suas posições, girando até que estejam alinhados paralelamente a superfície de cisalhamento (fig. 5.8). Ao mesmo tempo, os grãos são rotacionados para mais perto do cisalhamento por uma contração ou encurtamento do sedimento na direção perpendicular ao alongamento.

FIGURA 5.8 ROTAÇÃO DE GRÃOS AO LONGO DE PLANOS DE CISALHAMENTO. FONTE: HIEMSTRA & RIJSDIJK (2003)



A “fusão e ramificação”, feição descrita nas amostras W-J1 (fig. 4.15), é produzida pelo cisalhamento, onde o silte e a argila são remodelados e transportados para zonas dilatadas. Primeiramente, o sistema de deformação tentará acomodar a tensão induzida por deslocamentos curtos cumulativos, ao longo de qualquer plano de fraqueza que esteja disponível no sedimento. Com o aumento da tensão (fig. 5.9), a resistência a ruptura é excedida e o sedimento não pode mais manter o tipo “fragmentado” de alívio de tensão. Neste caso os planos de deslizamento são interligados em uma direção predominante de cisalhamento. Quando esses planos encontram elementos rígidos, como clastos, se separam e bifurcam (HIEMSTRA & RIJSDIJK, 2003).

FIGURA 5.9 EVOLUÇÃO DA RAMIFICAÇÃO E FUSÃO. FONTE: HIEMSTRA & RIJSDIJK (2003)



Os arenitos do Grupo Itararé são constituídos principalmente por quartzarenitos, sublitoarenitos e subarcóseos. Sua evolução diagenética compreende a eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Na eodiagênese destaca-se a cimentação carbonática no preenchimento de fraturas e em poros de

dissolução, e a compactação mecânica. Já as argilas esmectíticas, características de ambientes com abundância de íons provenientes de alteração de fragmentos de rocha vulcânica (bastante frequente no Itararé), tendem a ser substituídas por illita ou clorita na mesodiagênese (BORCADI, 2009; BOCARDI *et al.*, 2006).

A presença de cimento calcítico preenchendo fraturas (fig. 4.8 A), e a esmectita como cimento em um fragmento lítico arcoseano (fig. 4.8 B) são evidências da atuação dois processos de eodiagênese. Ressalta-se que as esmectitas em arenitos podem ocorrer em função da diagênese ou podem ser incorporadas nas areias por bioturbação, fluidização ou infiltração (HALFEN, 2017). Sendo a esmectita é um cimento eodiagenético, pode-se deduzir com ressalvas, que o fluxo gravitacional incorporou sedimentos com algum grau de litificação.

Segundo Ogata *et al.* (2011) a amplitude do evento de deslizamento condiciona o alcance e incorporação de material “exótico”, como rochas significativamente mais antigas e bem litificadas, pertencentes a diferentes domínios paleogeográficos e estruturais. Caso realmente seja um indício de eodiagênese, nos sedimentos pré-movimento, isso implica que o MDT em Witmarsum é um evento grande escala que descolou uma série de estratos.

## 6. CONCLUSÕES

A combinação de análises estruturais, em escala micro e meso, realizadas em amostras do Grupo Itararé, possibilitou o entendimento dos processos e mecanismos de movimentos gravitacionais. Com base nas análises realizadas foi possível concluir os seguintes aspectos relacionados aos depósitos de transporte de massa.

- Em meso e microescalas foram identificadas dobras, falhas, *boudins* e *clay smear*, em diferentes graus de intensidade;
- Essas estruturas foram geradas pelo cisalhamento simples, em única fase de deformação progressiva plástico-rúptil no MDTs;
- Falhas, dobras e *boudins* facilitam o processo de assimilação e homogeneização dos sedimentos na matriz;
- O estilo e comportamento das estruturas é controlado pela diferença de competência entre a argila e a areia;
- Não há evidências de deformação tectônica;
- Clastos intrabaciais têm evidências de cimento eodiagenético, pode-se inferir com ressalvas que os estratos incorporados no MDT de Witmarsum apresentava algum grau de litificação.
- Os baixos valores de permeabilidade obtidos com permeametro, o *clay smear* e o aparente alinhamento das argilas são indícios de que os MDTs podem atuar como selantes não convencionais, todavia são necessários estudos mais aplicados no tema para avaliar o potencial selantes dos MDTs do Gr. Itararé.
- A liquefação, fluidização e deformação dos sedimentos são os processos que controlam a evolução dos depósitos e os diferentes tipos de produtos resultantes.
- É necessário aprofundar os estudos e aumentar o espaço amostral com mais amostras e lâminas de diferentes depósitos.

## REFERÊNCIAS

- BOCARDI, L. B., FERNANDES, L. A., ROSTIROLLA, S. P., & APPI, C. J. Diagenese dos arenitos do Grupo Itararé, permocarbonífero, Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 36(2), 221-231. 2006.
- BOCARDI, L. B. **Diagenese, contexto deposicional e história de soterramento de arenitos da formação Rio Bonito (permiano) e do Grupo Itararé (carbonífero-permiano), bacia do paraná**; p. 158. Tese (Doutorado em Geologia) Pós-Gradua o em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2009.
- CARDONA, S. **Fabric development and porethroat reduction in a mass-transport deposit in the Jubilee gas field, eastern Gulf of Mexico: Consequences for the sealing capacity of MTDs. In Submarine Mass Movements and their Consequences.** Masters of Science in Geological Sciences - The University of Texas at Austin. 2015.
- CARNEIRO, C. D. R., & DA COSTA, F. G. D. Estruturas atect nicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deforma o sin-sedimentar no Subgrupo Itararé. **Terrae Didática**, 2(1), 34-53. 2006.
- CARLOTTO, M. A. **Análise estratigráfica dos fluxos gravitacionais da Forma o Maracangalha no campo do Jacuípe, Bacia do Recôncavo, Brasil.** Disserta o (Mestrado em Geociências) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2006.
- CARVALHO, A. H.; VESELY, F. F. Facies relationships recorded in a late Paleozoic fluvio-deltaic system (Paraná Basin, Brazil): insights into the timing and triggers of subaqueous sediment gravity flows. **Sedimentary geology**, v. 352, p. 45-62, 2017.
- D'ÁVILA, R. S. F., & PAIM, P. S. G. Mecanismos de transporte e deposi o de turbiditos. **Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares: estudos de casos.** Finep. 239p. 2003.
- DAY-STIRRAT, R. J., FLEMINGS, P. B., YOU, Y., & VAN DER PLUIJM, B. A. Modification of mudstone fabric and pore structure as a result of slope failure: Ursa Basin, Gulf of Mexico. In: **Marine Geology**, v. 341, p. 58-67. 2013.
- FAGERENG,  . Geology of the seismogenic subduction thrust interface. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 359, n. 1, p. 55-76, 2011.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbon fero), Bacia do Paraná (Parte 1). **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2-4, pp. 147-191. 1988.
- FOLMANN, M., TRZASKOS, B. **Análise estrutural da deforma o penecontemporânea em rochas do Grupo Itararé**, p. 36. Trabalho de Gradua o

(Bacharelado em Geologia) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 2016.

FOSSSEN, H. **Geologia estrutural**. 1º edição; p.584. São Paulo. Oficina dos textos, 2012.

GAMA JR., E.G., PERINOTTO, J.A.J., RIBEIRO, H.J.P.S., PADULA, E.K. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Grupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. **Revista Brasileira de Geociências** 22, 228-236. 1992.

HIEMSTRA, J. F., & RIJSDIJK, K. F. Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation. **Journal of Quaternary Science**, 18(5), 373-383. 2003.

HALFEN, L. M., DE ROS L. F. **A gênese de argilominerais diagenéticos e seu impacto sobre a porosidade de arenitos do Pré-Sal (Aptiano) da Bacia do Espírito Santo**. p. 87. Trabalho de Graduação (Bacharelado em Geologia) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2017.

LINDSAY, N.G., MURPHY, F.C., WALSH, J.J., WATTERSON, J. Outcrop studies of shale smears on fault surfaces. **Special Publications. International Association of Sedimentologists** 15, 113–123. 1993.

LOWE, D. R. Water escape structures in coarse-grained sediments. **Sedimentology**, 22(2), 157-204. 1975.

MALTMAN, A. **The geological deformation of sediments**. Londres, Chapman & Hall. 1º edição; p. 362. 1994.

MARTINSEN O.J. Mass movements, in MALTMAN A., ed., **The Geological Deformation of Sediments**: London, Chapman & Hall, 127–165p. 1994.

MECKEL, T. Classifying and characterizing sand-prone submarine mass-transport deposits. In AAPG Annual Convention and Exhibition, New Orleans, LA. 2010. <<https://bit.ly/2DmrFXW> >Acesso em: 02 nov. 2018.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Porto Alegre (Tese de Doutorado) Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2 v., 255p. 1997.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. In: Milani, E. J.; Rangel, H. D.; Bueno, G. V.; Stica, J. M.; Winter, W. R.; Caixeta, J. M.; Pessoa Neto, O. C. (Eds.). **Bacias sedimentares brasileiras - cartas estratigráficas**. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2. pp. 265-287. 2007.

MILLS, P. C. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures—a review. **Sedimentary Geology**, 35(2), 83-104. 1983.

MOTTIN, T. E. **Evolução estratigráfica e paleogeográfica da sequência de deglaciação eopermiana do grupo Itararé, nordeste da Bacia do Paraná.** Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2017.

NISBET, E. G., & PIPER, D. J. Giant submarine landslides. **Nature**, 392(6674), 329. 1998.

OGATA K., TINTERRI R., PINI G.A., MUTTI E. Mass transport-related stratal disruption within sedimentary mélanges: examples from the northern Apennines (Italy) and south-central Pyrenees (Spain). **Tectonophysics**, 568–569: 185–199. 2011.

OGATA K., MOUNTJOYB J.J., PINI G.A., FESTA A., TINTERRI R. Shear zone liquefaction in mass transport deposit emplacement: A multi-scale integration of seismic reflection and outcrop data. **Marine Geology**, 356: 50–64. 2014.

OWEN, G. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. **Sedimentology**, 43(2), 279-293. 1996.

PASSCHIER, C. W., & TROUW, R. A. **Microtectonics**. 2º edição; p.366. Springer Science & Business Media; 2005.

PHILLIPS, E. Micromorphology of a debris flow deposit: evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement. **Quaternary Science Reviews**, 25(7-8), 720-738. 2006.

POSAMENTIER H.W., MARTINSEN O.J. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. **Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings (SEPM)**, Special Publication 96: 7–38. 2011.

PUIGDOMENECH, C. G., CARVALHO, B., PAIM, P. S. G., & FACCINI, U. F. Lowstand turbidites and delta systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 44(4), 529-544. 2014.

RODRIGUES, M.C.N.L., FOLMANN, M., TRZASKOS, B., VESELY, F.F. Registro estrutural de depósitos de transporte em massa do Permiano inferior da Bacia do Paraná. Simpósio nacional de estudos tectônicos. **Resumos Expandidos** 15, 148-151. 2015.

RODRIGUES, M.C.N.L. **Estilos estruturais associados a movimentos gravitacionais em massa.** Doutorado em andamento pelo Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal do Paraná. 2018.

RODRÌGUEZ-PASCUA, M. A., CALVO, J. P., DE VICENTE, G., & GÒMEZ GRAS, D. Seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. **Sedimentary Geology**, v. 135, p. 117-135, 2000.

SCHMATZ, J., VROLIJK, P. J., & URAI, J. L. Clay smear in normal fault zones—The effect of multilayers and clay cementation in water-saturated model experiments. **Journal of Structural Geology**, 32(11), 1834-1849. 2010.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 28, Porto Alegre, 1974. Anais, Porto Alegre: SBG. v. 1, pp. 41-65. 1974.

SHANMUGAM, G., & WANG, Y. The landslide problem. **Journal of Palaeogeography**, 4(2), 109-166. 2015.

SOARES, P. C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles**. Curitiba (Tese para concurso ao cargo de Professor Titular), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 131 p. 1991.

SOBIESIAK, M. S., KNELLER, B., ALSOP, G. I., & MILANA, J. P. Internal deformation and kinematic indicators within a tripartite mass transport deposit, NW Argentina. **Sedimentary Geology**, 344, 364-381. 2016.

SOUZA P. A. **Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero/Permiano, na porção nordeste da Bacia do Paraná (SP/PR, Brasil)**. São Paulo (Tese de Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 299pp. 2000.

SOWERS, G. **Introductory Soil Mechanics and Foundations. Geotechnical Engineering**, 4th ed. New Jersey: Prentice Hall, 640. 1979.

SUSS J.F.; VESELY F.F.; SANTA CATHARINA A.; ASSINE M.L.; PAIM P.S.G. O Grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): sedimentação gravitacional em contexto marinho deltaico com influência glacial. **Geociências UNESP**, v.33, n. 4, pp. 701-719. 2014.

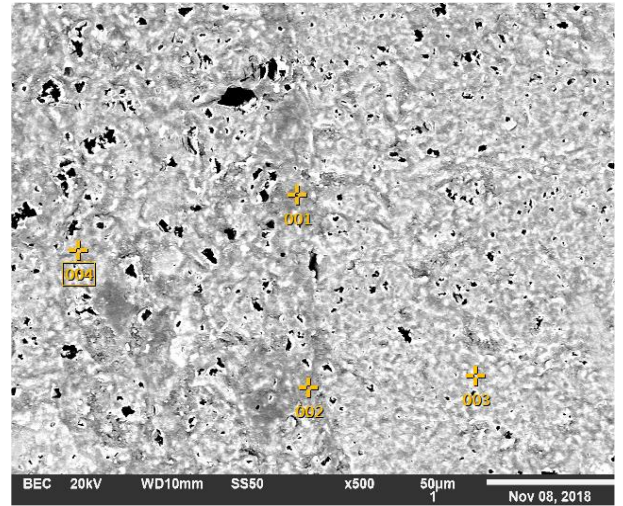
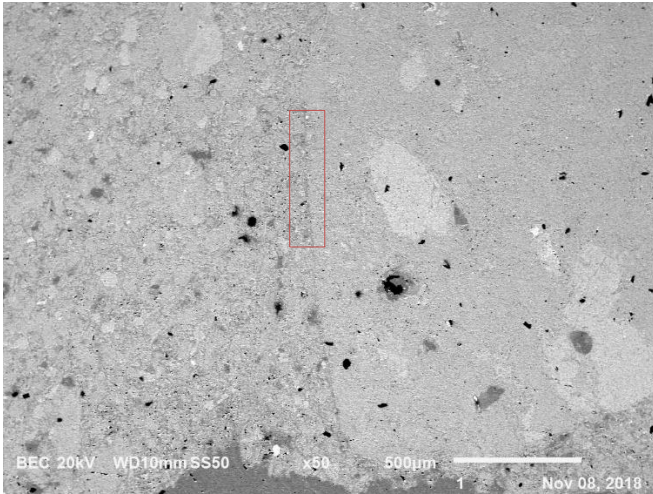
VESELY, F. F., ASSINE, M. L., & ROSTIROLLA, S. P. Deformação penecontemporânea no Grupo Itararé, Bacia do Paraná: estilos estruturais, dinâmica sedimentar e implicações paleogeográficas. **SIMPÓSIO Nacional de Estudos Tectônicos**, v. 10. 2005.

VESELY, F. F., & ASSINE, M. L. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 22(3-4), 156-168. 2006.

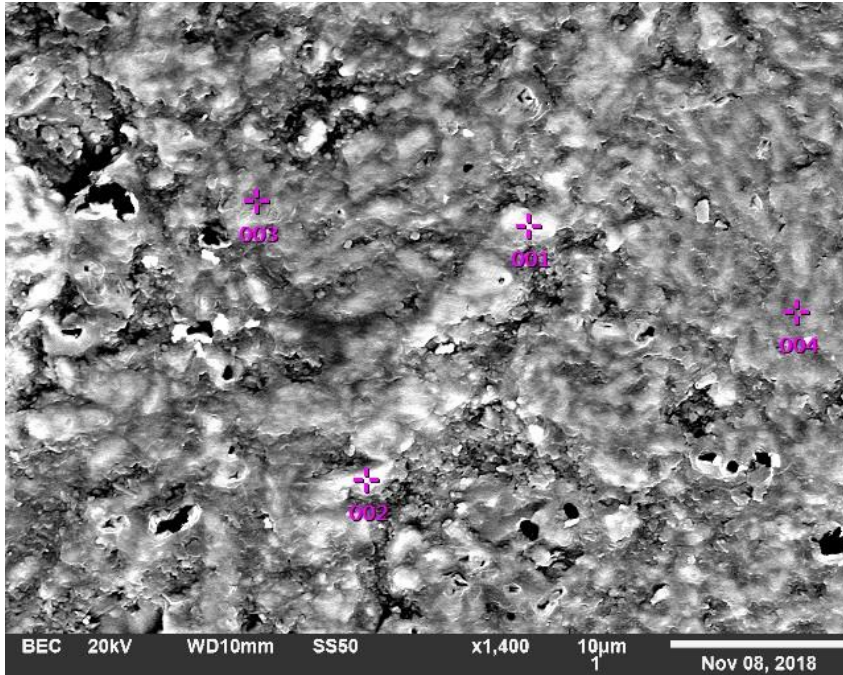
TIAB, D., & DONALDSON, E. C. **Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties**. 2º Edição, p. 880. Gulf professional publishing, 2003.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CERQUEIRA, J. R.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; MARQUES, A.; CONCEIÇÃO, J. C. J. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M. W.; Kolata, D.R.; Oltz, D. F.; Eidel, J. J. **Interior cratonic basins**. AAPG Memoir 51, cap. 33. pp. 681-709. 1990

**ANEXOS**  
**EDS**



Id	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	FeO
001	3.80	4.17	16.68	54.04	6.44	14.88
002	2.95	1.68	10.81	75.33	3.83	5.4
003				100.00		
004	4.20	9.98	13.41	57.71	3.6	11.10



Id	CaO	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2
001	95.25		3.23		1.51
002	91.37			1.21	7.43
003				18.27	81.73
004	2.75	12.70		17.23	67.32

