

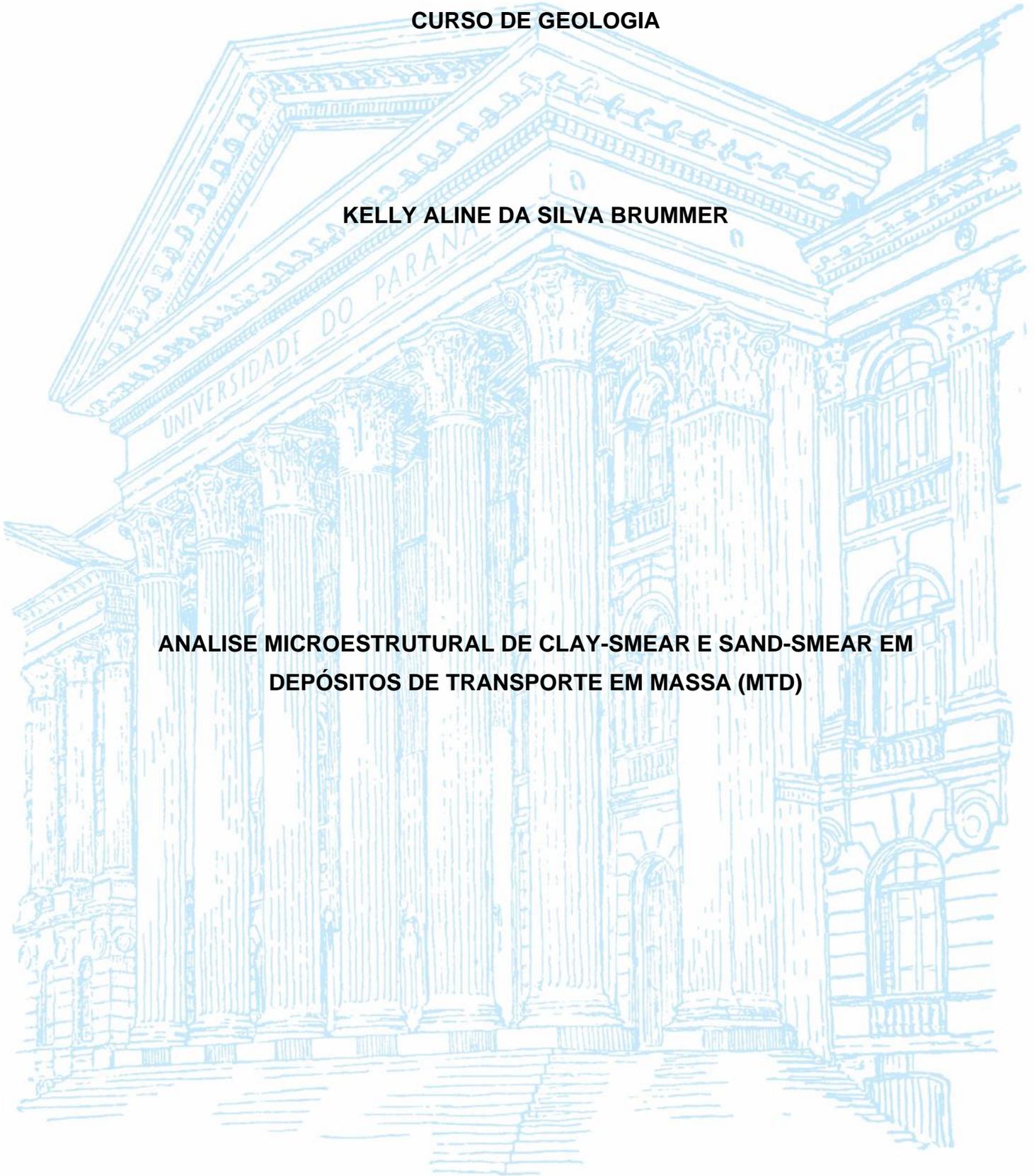
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA**

KELLY ALINE DA SILVA BRUMMER

**ANALISE MICROESTRUTURAL DE CLAY-SMEAR E SAND-SMEAR EM
DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA (MTD)**

CURITIBA

2024



KELLY ALINE DA SILVA BRUMMER

**ANALISE MICROESTRUTURAL DE CLAY-SMEAR E SAND-SMEAR EM
DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA (MTD)**

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: Professora Dra. Barbara
Trzaskos

Co-orientadora: Dra. Mérolyn Camila
Naves de Lima Rodrigues.

CURITIBA

2024

Agradeço a mim mesma pelo esforço
contínuo ao longo dessa jornada.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço à minha orientadora, Professora Dra. Barbara Trzaskos, pela sua dedicação e disponibilidade em orientar esta pesquisa, sempre com excelência e sabedoria.

À minha coorientadora, Dra. Mérolyn Camila Naves de Lima Rodrigues, pelo apoio, ensinamento e críticas que contribuíram para o desenvolvimento e conclusão da pesquisa.

À Universidade Federal do Paraná (UFPR), pela oportunidade de crescimento acadêmico e pessoa, e ao Laboratório de Análise de Bacias (LABAP) pela infraestrutura necessária para realização da pesquisa.

E principalmente, à minha família e amigos, por tornarem essa jornada mais leve e especial.

A cumulação de dados estruturais em
pequena escala é um trabalho metuculoso,
porém fascinante.

(Gilbert Wilson, 1961)

RESUMO

Os depósitos de transporte em massa (Mass transport deposits - MTDs) são amplamente estudados devido à sua complexidade estrutural e a necessidade de compreensão dos processos de deformação que os formam. Dessa forma, este trabalho teve como objetivo analisar características composicionais e estruturais das falhas nucleadas em um MTD de Witmarsum (SC), com foco na formação de *clay-smears* e *sand-smears*, por meio de análises microscópicas. Ao total foram analisadas 6 lâminas que foram posteriormente divididas em dois grupos distintos. O Grupo 1 (W-O, W.A, W.A8 e W-T) foi caracterizado por finas laminações de caráter mais homogêneo e grãos bem selecionados, com alta densidade de falhas em uma direção principal. Neste grupo foi possível caracterizar 16 *sand-smears* e 8 *clay-smears*. Já o Grupo 2 (W.BT e W-U) foi caracterizado por lâminas mais heterogêneas, com grãos mal selecionados e camadas em sigmoides ou *boudins*. Nesse grupo as falhas ocorrem em menor densidade e não apresentam *clay-smear* ou *sand-smear*. Com base nos resultados das análises microscópicas composicionais e estruturais, foi possível associar a formação de *smears* à composição e textura observadas nas lâminas, onde texturas mais homogêneas, grãos bem selecionados e camadas ricas em grãos tamanhos silte e areia muito fina são mais favoráveis a formação de *sand-smear*, diferente do observado no Grupo 2, onde não houve a formação de *smears*. Nesse caso o comportamento mais dúctil e heterogêneo das camadas dificultou a formação de *smears*.

Palavras-chave: MTD, clay-smear, sand-smear, falha, deformação de sedimentos.

ABSTRACT

Mass transport deposits (MTDs) are widely studied due to their structural complexity and the need to understand the deformation processes that form them. This study aimed to analyze compositional and structural characteristics of faults nucleated in an MTD from Witmarsum (SC), focusing on the formation of clay smears and sand smears through microscopic analyses. A total of six thin sections were analyzed and subsequently divided into two distinct groups. Group 1 (W-O, W.A, W.A8, and W-T) was characterized by thin, more homogeneous laminations and well-sorted grains, with a high density of faults oriented in a primary direction. In this group, 16 sand smears and 8 clay smears were identified. Conversely, Group 2 (W.BT and W-U) was characterized by more heterogeneous thin sections, poorly sorted grains, and layers with sigmoid or boudin structures. In this group, faults occurred at lower densities, and no clay smears or sand smears were observed. Based on the results of the compositional and structural microscopic analyses, it was possible to associate the formation of smears with the composition and texture observed in the thin sections. Homogeneous textures, well-sorted grains, and layers rich in silt-sized and very fine sand-sized grains were found to favor the formation of sand smears. This contrasts with Group 2, where smear formation did not occur. In this case, the more ductile and heterogeneous behavior of the layers hindered the formation of smears.

Key-words: MTD, clay-smear, sand-smear, fault, soft-sediment deformation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa de localização do MTD estudado, em Witmarsum (SC) Fonte: Modificado de Rodrigues et al. (2020).....	13
Figura 2 – Classificação dos movimentos em massa. Fonte: Adaptado de Nemec (1990).....	17
Figura 3 – Estruturas complexas formadas por SSDS. A) Laminações convolutas da Formação Tutifi di Rondella (sul da Itália). B) Estruturas de bola com ondulações da Formação Pizzo del Diavolo em Lombardy (norte da Itália). C) Estruturas de torção na Mina de linhito de Beychatów (Polônia central). D) Plandos de cisalhamento geneticamente relacionadas as estruturas de torção, próximo a Farlebjerghus (Dinamarca) Fonte: Owen et al. (2011), courtesy of G. Mastrogiacomo. Berra & Falletti (2011). E Van Loon (2009).....	19
Figura 4 – Modelo de cisalhamento em um intervalo argiloso dúctil confinado entre duas camadas frágeis. A) Ilustra o início do desenvolvimento de uma clay-smear à medida que a camada é cisalhada ao longo do plano de falha. B) A clay-smear segue contínua mesmo depois de ser cortada pela falha, formando uma deformação monoclinial. C) Após o deslocamento ser grande o suficiente, as camadas de argila são desconectadas em ambos os blocos. Fonte: Welch et al. (2009).....	20
Figura 5 – Lâminas do Grupo 1 interpretadas por falhas com traçado preto e branco, sand-smear em vermelho e clay-smear em verde. As clay-smear e sand-smear estão enumeradas. A interpretação de camadas de diferentes textura e composição foi realizado com coloração variadas. A) Lâmina W-A finamente laminada, com camadas mais espessas maciças. As falhas ocorrem em uma direção preferencial onde foi possível caracterizar 4 sand-smear e 1 clay-smear B) Lâmina W.A apresenta laminações e camadas maciças. As falhas também ocorrem em uma direção preferencial. Foi possível identificar 8 sand-smear C) Lâmina W.A8 finamente laminada com falhas bem definidas em uma direção principal. Foi possível caracterizar 4 sand-smear e 3 clay-smear D) Lâmina W-T possui intercalações mais grossas e grãos mal selecionados. Apresenta falhas em uma direção principal onde foi possível caracterizar 4 clay-smear	25
Figura 6 – Fotografia da lâmina W.A8, exibindo sand-smear 13 continuo. A) Em polarizadores paralelos, destaque para sand-smear em pontilhados amarelos, entre camadas finamente laminadas e ricas em argilas (marrom) B) Destaque para a	

composição do sand-smear em polarizadores cruzados, apresentando mais de 80% de grãos de quartzo e feldspato tamanho silte a areia muito fina e aproximadamente 20% de matriz argilosa.26

Figura 7 – Fotografia da lâmina W.A em destaque para sand-smear 5 A) Com polarizadores paralelos é possível observar intercalações de finas laminações e a formação de sand-smear descontínuo a partir de uma camada homogênea e rica em grãos de areia e feldspatos tamanho silte a areia muito fina B) Com polarizadores paralelos, é possível observar uma fraca orientação dos grãos paralelo a falha e formação do smear destacados em amarelo claro e em setas vermelhas a orientação de argila na borda do smear C) No sand-smear 5, á uma orientação maior dos grãos. Destaque para orientação de argilas nas bordas indicadas pelas setas vermelhas..27

Figura 8 – Lâminas do Grupo 2 interpretadas por falhas traçadas em preto e camadas de diferentes composições com colorações variadas A) Lâmina W.BT apresenta intercalações de camadas espessas com geometria lenticular e por vezes boudinadas. As falhas não são bem definidas e apresentam geometria linear. B) Lâmina W-U apresenta camadas espessas dobradas e lenticulares e com pouca densidade de falhas. C) Destaque para lâmina W.BT, com camadas boudinadas e lenticulares em pontilhados vermelhos. Em pontilhado amarelo uma camada com gradação normal de grãos areia grossa a areia fina. Também é possível observar o mal selecionamento dos grãos chegando a tamanho areia grossa em meio a uma matriz argilosa e escura. D) Destaque para a lâmina W-U, com camadas e lentes dobradas em pontilhado vermelho e em pontilhado amarelo uma injeção clástica arenosa.29

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Fluxograma de trabalho em três etapas	22
Tabela 2 – Percentual composicional total de cada lâmina do Grupo 1, baseado em estimativa visual.	28
Tabela 3 – Percentual composicional total de cada lâmina do Grupo 2, baseado em estimativa visual.	30

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

MTD	<i>Mass-transport deposits</i> (depósitos de transporte em massa)
SC	Santa Catarina
SSD	Soft-sediment deformation (deformação de sedimentos moles)
mm	Milímetros
cm	Centímetros
UFPR	Universidade Federal do Paraná
LABAP	Laboratório de Análise de Bacias

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	PROBLEMATIZAÇÃO	12
1.2	OBJETIVOS	13
1.2.1	OBJETIVOS ESPECIFICOS	13
2	REVISÃO TEÓRICA	14
2.1	GRUPO ITARARÉ	14
2.2	MTDS	15
2.3	SOFT SEDIMENT DEFORMATION	17
2.4	CLAY-SMEAR	19
3	MÉTODOS	22
4	RESULTADOS	23
4.1	GRUPO 1	24
4.2	GRUPO 2	28
5	DISCUSSÕES	30
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	32
	REFERÊNCIAS	34

1 INTRODUÇÃO

Os depósitos de transporte em massa (MTDs – *mass-transport deposits*) são depósitos sedimentares formados por movimentos gravitacionais em massa. Eles são caracterizados pela remobilização e deposição caótica de sedimentos inconsolidados de variadas composições e granulometrias, o que resulta em camadas heterogêneas intensamente deformadas (Nemec 1990, Martinsen 1994, Posamentier & Martinsen 2011). Esses depósitos podem exibir características composicionais e estruturais extremamente variáveis, como dobras, falhas, acamamento, boudins e blocos orientados (e.g. Posamentier & Kolla 2003, De Blasio & Elverhoi 2011).

No que se refere ao estudo das falhas, a formação de *clay-smear* e *sand-smear*, é um fator intrigante para o estudo da reologia e mecânica dos sedimentos. Essas estruturas afetam diretamente o fluxo de fluidos em reservatórios clásticos, sendo de extrema importância para a exploração e produção de hidrocarbonetos (Weber 1987) e gestão de aquíferos subterrâneos (Caine & Minor 2009, Kristensen et al. 2013). Enquanto as falhas podem servir de conduto para os fluidos, a presença de *clay-smear* tende a agir como barreira, impedindo o fluxo de fluidos subterrâneos (Vrolijk et al. 2016).

Dessa forma, esta monografia de conclusão de curso visa contribuir para o entendimento acerca da relação entre as características descritivas dos *smears* em falhas e a composição das camadas que os originam. A partir de uma análise microestrutural detalhada e do mapeamento das falhas, serão analisados os *smears* e a composição dos litotipos associados, em um depósito de transporte em massa localizado no município de Witmarsum, Santa Catarina (Figura 1).

1.1 PROBLEMATIZAÇÃO

Os MTDs tem sido amplamente estudado por diversos métodos com foco em meso e macroescala (e.g. Ogata et al. 2012, Rodrigues et al. 2020 Rodrigues et al. 2021a,b), enquanto os *smear* em falhas são geralmente analisados por estudos de modelagem numérica e laboratorial, com ênfase em experimentos de deformação e simulações (Mandl et al. 1977, Weber et al. 1978, Vardoulakis & Sulem 1995, Sperrevik et al. 2000, Balthasar et al. 2006). No entanto, há uma certa carência em estudos que exploram a caracterização dos *smears* em microescala de falhas. Este

tipo de estudo pode fornecer *insights* sobre padrões de ocorrência e caracterizar de forma mais precisa a composição e as características litológicas para a formação de *smears*.

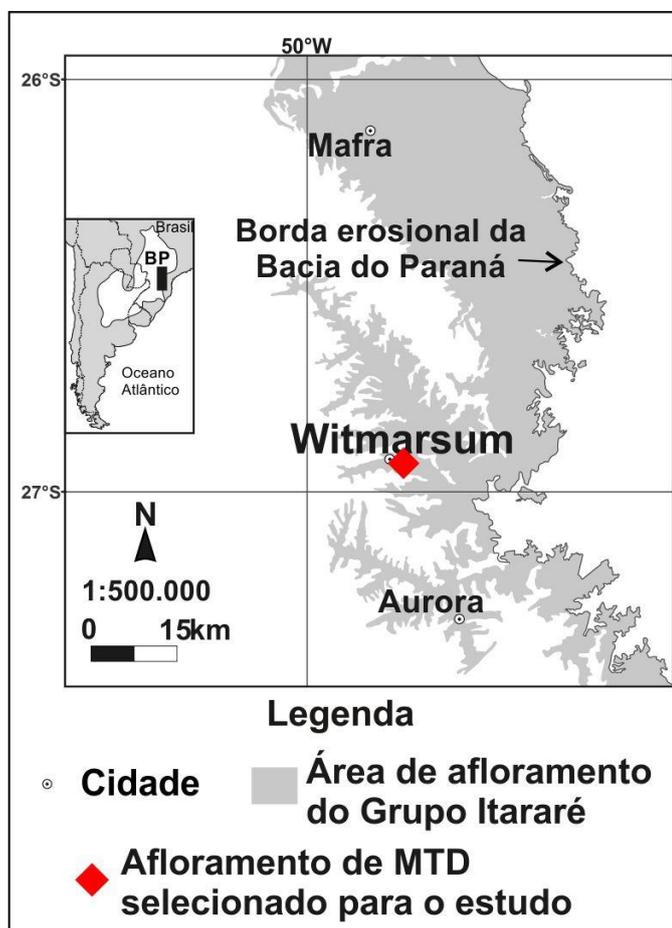


Figura 1. Mapa de localização do MTD estudado, em Witmarsum (SC). (Adaptado de Rodrigues et al. 2020).

1.2 OBJETIVOS

Determinar por meio de lupa e microscópio as características microestruturais de seis amostras de MTDs, com ênfase nas ocorrências de *clay-smear* e *sand-smear*, visando contribuir para o entendimento acerca da relação entre as características descritivas dos *smears* em falhas e a composição das camadas que os originam.

1.2.1 OBJETIVOS ESPECIFICOS

Os objetivos específicos do trabalho são:

- I. Mapear falhas e *smears* identificados nas lâminas.
- II. Delimitar as camadas de diferentes composições e texturas.

- III. Descrever características composicionais e texturais observadas nas lâminas.
- IV. Descrever as características e a composição dos *smears* identificados.
- V. Investigar padrões na ocorrência dos *smears* e suas relações com as características texturais e composicionais das camadas.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé é caracterizado por uma das unidades mais expressivas da Bacia do Paraná, apresentando idade Neocarbonífero-Eopermiano (Vesely & Assine 2014) (Figura 1), com espessura superior a 1000 m na porção central, afinando em direção às bordas sul e norte (França & Potter, 1988). Essa unidade aflora a leste de Santa Catarina, onde foi realizado o presente estudo, além de aflorar também nos estados de Rio Grande do sul, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul.

O Grupo Itararé é muito estudado por conter registros da glaciação gondwânica neopaleozóica na Bacia do Paraná. Esses registros são observados em superfícies estriadas nas rochas, deformações induzidas pelo gelo, além de clastos caídos e facetados (Vesely 2006). A base do Grupo Itararé é erosiva, formada pelo avanço inicial do gelo, limitando o Grupo Paraná e Itararé com um hiato deposicional de até 70 Ma (Milani 1997, Milani et al, 2007).

De acordo com França & Potter (1988), o Grupo Itararé foi subdividido em três formações com base em análises de dados de poços: Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. Essas formações não apresentam uma distinção litológica evidente, sendo então caracterizadas por sucessões de fácies que gradualmente afinam em direção ao topo. A unidade basal é marcada por uma predominância de arenitos, sobreposta por sedimentos finos com folhelhos, ritmitos e diamictitos heterogêneos com clastos de composição variados. Além disso, observa-se uma ampla variedade de estruturas deformacionais (França & Potter 1988).

Vesely et al. (2005) identificaram pelo menos quatro estilos deformacionais ao analisar a natureza dos MTDs, geometria e o regime das estruturas analisadas. Esses estilos são: 1) falhas normais e basculamento de camadas; e 2) superfícies de deslizamento intraestratais e dobras, ambos associados a um regime

predominantemente distensivo; 3) sobrecarga, diapirismo e dobras; e 4) dobras e falhas de empurrão, relacionados a um regime compressivo.

Os MTDs teriam sido desencadeados por falhas lítricas, nas quais a evolução do fluxo e a suavização do gradiente resultaram em deformações em regime compressivo (Vesely et al. 2005). A atividade sísmica é apontada como um possível mecanismo desencadeador desses movimentos de massa, embora outras causas também devam ser consideradas, como o aumento do aporte sedimentar e a relação entre os MTDs e as variações do nível relativo do mar (Suss et al. 2014). Dessa forma, os autores destacam que o suprimento sedimentar gerado durante eventos de deglaciação provavelmente desempenharam um papel mais significativo no desencadeamento de fluxos de massa.

2.2 MTDs

Movimentos de massa são fluxos gravitacionais coesivos, que podem ocorrer tanto em ambientes subaéreos quanto em ambientes subaquosos, envolvendo a remobilização de grande quantidade de sedimento previamente depositados. (Nemec 1990, Martinsen 1994, Posamentier & Martinsen 2011).

Esses fluxos gravitacionais coesivos, também conhecidos por fluxos gravitacionais em massa, são desencadeados em primeiro momento por processos que causam mudanças físico-químicas e geotécnicas nos sedimentos, e que resulta na perda de resistência ao cisalhamento e o movimento descendente (Shanmugam & Wang 2015).

Os principais gatilhos para o desencadeamento desses fluxos incluem a instabilidade do talude deposicional devido ao grande aporte sedimentar, terremotos, falhas de bordas em taludes (Figura 2), escapes de hidratos de gás (Sultan et al. 2004, Posamentier & Martinsen 2011), frentes de empurrão (Lucente & Pini 2003, Ogata et al. 2012, Ogata et al. 2020), e rebaixamento eustático ou ajustamento isostático devido à remoção de grandes massas de gelo (McCabe et al. 1994).

A classificação mais utilizada na literatura para os movimentos em massa é a proposta por Nemec (1990), onde o autor se baseia na reologia dos movimentos em massa e os divide em seis categorias: rastejo, deslizamento, escorregamento, fluxo com comportamento plástico (fluxos de detritos) ou com comportamento fluido (correntes de turbidez), e queda de blocos ou detritos. Essa classificação serve tanto

para processos subaquosos quanto para os que ocorrem em ambientes aéreos. Os depósitos de transporte em massa resultam de diferentes fluxos gravitacionais em massa, enquanto que os depósitos formados por fluxos não coesivos, como correntes de turbidez, não são incluídos nas classificações de MTDs (e.g, Meckel 2010, Posamentier & Martinsen 2011, Shanmugam & Wang 2015, Sobiesiak et al. 2016). No entanto, há indícios de que o mesmo evento pode gerar os dois tipos de depósitos, sendo ambos parte de um processo deposicional contínuo (e.g. Nemeč 1990, Strachan 2008, Posamentier & Martinsen 2011).

Esses fluxos gravitacionais são controlados principalmente pela força da gravidade, composição do material e sua resistência (mineralogia, compactação, tamanho do grão, cimentação), densidade, coesão, ângulo da inclinação do talude, pressão de poros e planos de fraqueza (Shanmugam & Wang 2015). Dessa forma, os depósitos de transporte em massa podem apresentar variação interna no grau de deformação dos sedimentos, exibindo desde frações pouco deformadas, a intermediárias, caracterizadas por massas intensamente deformadas e, em estágios finais de deformação, com misturas de sedimentos em uma matriz misturada com clastos rígidos e elementos deformados hidroplasticamente (e.g. Ogata et al. 2012, Rodrigues et al. 2020).

Portanto, os depósitos de transporte em massa exibem características extremamente variáveis, em relação a geometria, morfologia, tamanhos, composição, estruturas e fácies (e.g. Posamentier & Kolla 2003, De Blasio & Elverhoi 2011). As principais características já analisadas em MTDs incluem dobras, falhas, acamamento, blocos orientados e boudins (Figura 2), essas utilizadas principalmente na definição de paleotaludes (e.g. Rodrigues et al. 2021a,b). No que se refere ao estudo da formação de *smears* em microfalhas, a sua caracterização tem extrema importância em outros âmbitos, como na compreensão dos impactos no fluxo dos fluidos em reservatórios clásticos, sendo crucial tanto para a exploração e produção de hidrocarbonetos (Weber 1987) quanto para a gestão de aquíferos subterrâneos (Caine & Minor 2009, Kristensen 2013).

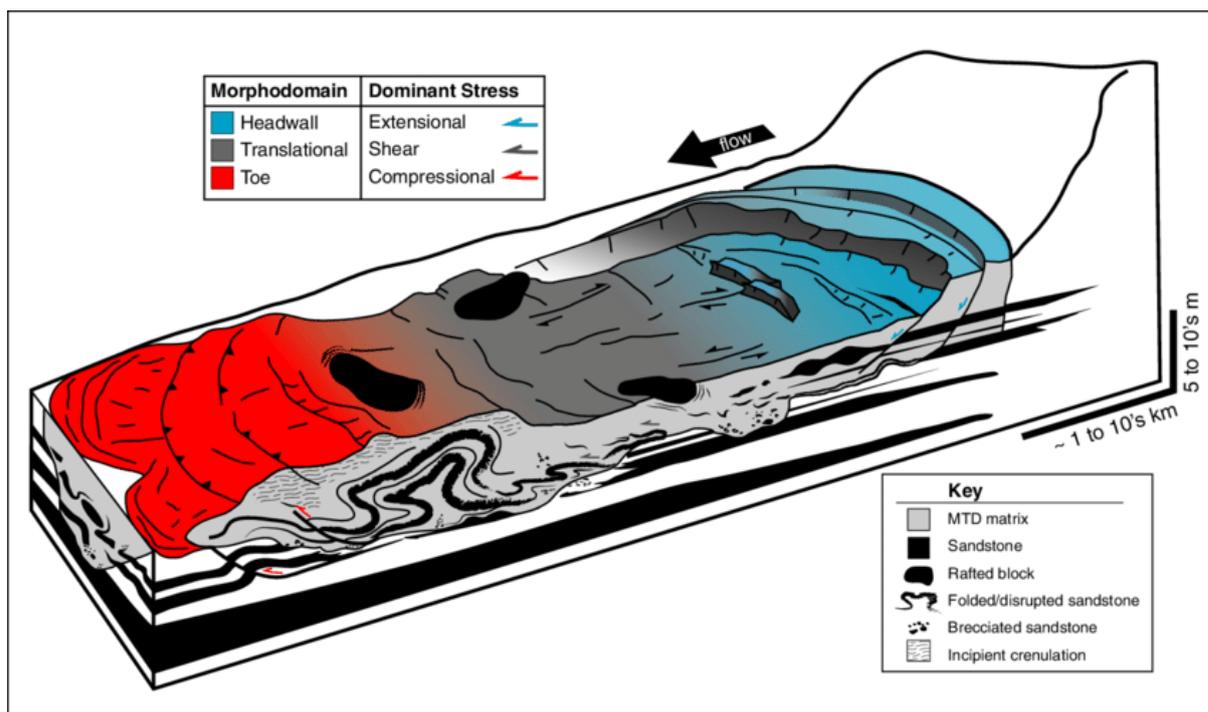


Figura 2. Ilustração da formação de um MTD por falhas de bordas em talude Fonte: Cardona et al. (2020)

2.3 SOFT SEDIMENT DEFORMATION

O termo *Soft-sediment deformation* (SSD ou no plural, SSDS) em português, deformação de sedimentos moles, é utilizado para se referir a deformações que ocorrem em sedimentos não consolidados durante ou logo após a sua deposição, antes mesmo de passarem por processos significativos de diagênese (Allen 1982, Mill 1983, Maltman 1984, Brodzikowski & Van Loon 1987, Collinson 2003, Van Loon 1992, 2002, 2003, Owen 1987, 2011)

Essas deformações podem ocorrer em ampla gama de ambientes, abrangendo tanto os marinhos quanto os continentais. Em ambientes marinhos, as SSDS ocorrem em maior frequência em regiões tectonicamente ativas, como bacias de antearco (Campbell et al. 2006) e retroarco (Bryan et al. 2001), associados principalmente a eventos sísmicos (Long 2004) ou a processos induzidos por atividades sísmicas, como tsunamis (Mazumder et al. 2006, Cita 2008, Shiki et al. 2008). Também podem ocorrer em encostas continentais, como resultados de movimentos de massas (Dugan & Flemings 2002). Em ambientes continentais, ocorrem principalmente em planícies fluviais (Brodzikowski et al. 1984, Tosolini et al. 1999, Kataoka & Nakayo 2002, Neef & Larsen 2003) e leques aluviais, muitas vezes resultantes de fluxos de massa ou

instabilidade causada por variações na densidade dos sedimentos (Zieliński & Van Loon 1999a,b 2000, Went 2005).

As SSDS podem ser desencadeadas por vários agentes e processos naturais, como terremotos (Reineck & Singh 1973, Lowe 1976, Spalluto et al. 2007), ondas, inundações, sedimentação rápida, movimentos de águas subterrâneas (Owen & Moretti 2011), sobrecarga, fatores biológicos e químicos entre outros (Allen 1982, Owen 1987). Uma vez expostos a essas forças, os sedimentos moles não apenas começam a se deformar, mas reagem de formas específicas a essas forças. Conhecidos como mecanismos de deformação, esses processos definem de que maneira os sedimentos reagem as forças externas aplicadas.

Um dos principais mecanismos de deformação de sedimentos não coesivos é a liquefação e a fluidização. Allen (1982), afirma que esses mecanismos causam uma mudança temporária do comportamento sólido para o líquido em siltes e areia. São diversos os processos que podem induzir tais mecanismos, são alguns desses: cargas irregulares, sobrecarga, tensões cíclicas e/ou impulsivas originadas por ondas, mudanças repentinas em terremotos e lençol freático (Allen 1982, Owen 1987, 1996, Molina et al. 1998, Rossetti 1999, Moretti 2000). Outro mecanismo importante é o cisalhamento intergranular, que ocorre à medida que grãos ou grupos de grãos são forçados a deslizar uns sobre os outros em zonas de cisalhamento microscópicas (Maltman 1987) ou em falhas de pequenas escalas (Owen 1987) sendo capaz de formar diferentes tipos de estruturas, incluindo dobras, falhas, diques clásticos e brechas (Aalto & Miller 1999). Esse mecanismo de deformação de rotação e deslizamento friccional entre grãos também é conhecido como fluxo granular (Fossen 2012).

Camadas de sedimentos, geralmente são afetadas por mais de um processo de deformação, como por exemplo, formações de convoluções (Figura 3. A), que posteriormente são transformadas em rupturas para então finalmente se transformarem nas chamadas estruturas de bola (Figura 3. B) (Kuenen 1953, Sanders 1960; Dott & Howard 1962; Dzulynski & Walton 1965; Rodriguez-López et al. 2007), ou também, primeiramente ser formado dobras de torção (Figura 3. C) sucessivamente, planos de cisalhamento (Figura 3. D) e então por fim, uma extensa zona de cisalhamento (Brodzikowski & Cegla 1981, Brodzikowski & Van Loon 1983, Van Loon et al. 1984, 1985). Logo, essa ampla gama de processos deformacionais

comumente simultâneos ou contemporâneos, são um dos problemas encontrados ao interpretar a gênese de um SSDS (cf. Hall & Ells 2002, Gruszka & Van Loon 2007).

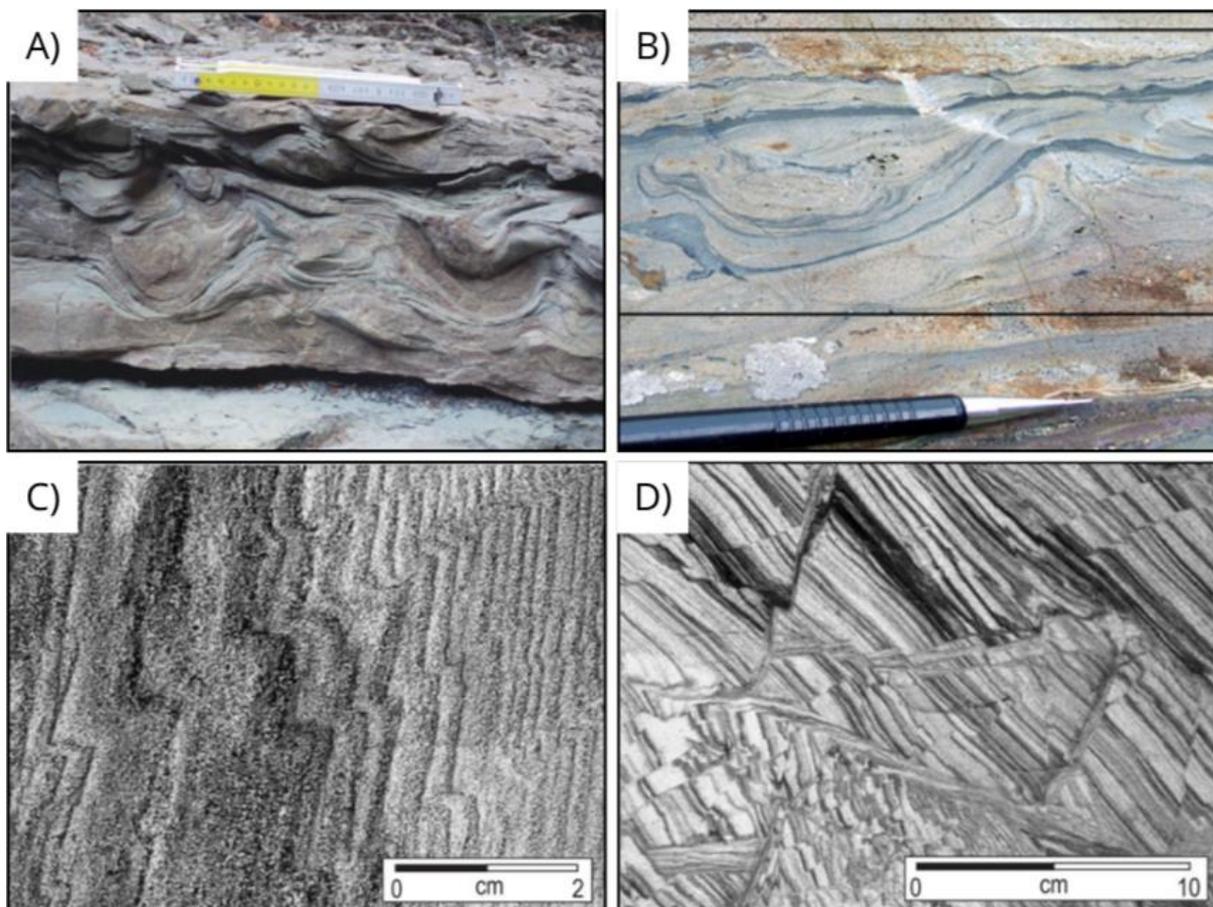


Figura 3. Estruturas complexas formadas por SSDS. A) Laminações convolutas da Formação Tufiti di Tusa em Rotondella (sul da Itália). B) Estruturas de bola com ondulações da Formação Pizzo del Diavolo em Lombardy (norte da Itália). C) Estruturas de torção na Mina de linhito de Beÿchatów (Polônia central). D) Planos de cisalhamento geneticamente relacionadas as estruturas de torção, próximo a Farlebjerg-hus (Dinamarca). Fonte: A) Owen et al. (2011). B) Berra & Falletti (2011). C) e D) Van Loon (2009).

2.4 CLAY-SMEAR

Clay-smear, também conhecida como espalhamento de argila, é uma estrutura geológica que tem capacidade de desviar ou impedir fluxos de fluidos em bacias sedimentares (Vrolijk et al. 2016). Os processos de *clay-smear*, originalmente proposto por Smith (1966) e Weber et al. (1978) diz que quando há uma série de camadas empilhadas de arenitos e folhelhos ricos em argila que posteriormente são

deslocadas por falha normal, a argilas das camadas de folhelhos são arrastadas para dentro da zona de falha e redistribuída ao longo do seu comprimento.

O fenômeno de *clay-smear* pode ser explicado como resultado do comportamento dúctil das camadas ricas em argila que são arrastadas dentro de zona de falha (Figura 4). Quando a camada de argila é comprimida e deformada ao longo da falha, ela se espalha, sendo lançada para cima ou para baixo devido ao movimento da falha (Fulljames et al. 1997). Durante o deslocamento, a camada de argila sofre uma deformação monoclinial (uma dobra simples) (Figura 4. A e B), que provoca o alongamento e a tração das camadas (Schöpfer et al. 2006) (Figura 4. C). Logo, quando uma sequência de camadas de comportamento mecânico diferente é segmentada por uma falha, inicialmente as camadas mais competentes como arenitos cimentados ou carbonatos, tendem a falhar rapidamente. Em contraste, camadas menos competentes, como as argilas, se deformam de maneira mais suave, por meio de cisalhamento distribuído. Isso significa que a deformação nas camadas de argila ocorre de forma mais gradual, sem fraturas abruptas e com alongamento e dobramento (Eisenstadt & De Paor 1987, Peacock & Sanderson 1992, McGrath & Davison 1995, Childs et al. 1996, Ferrill & Morris 2003, Schöpfer et al. 2006).

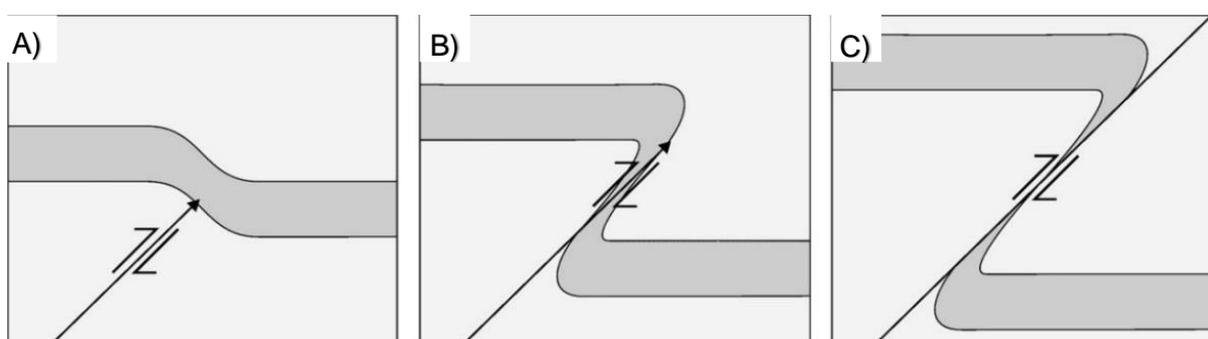


Figura 4. Modelo de cisalhamento em um intervalo argiloso dúctil confinado entre duas camadas frágeis. A) A figura ilustra o início do desenvolvimento de uma *clay-smear* à medida que a camada é cisalhada ao longo do plano de falha. B) A *clay-smear* segue contínua mesmo depois de ser cortada pela falha, formando uma deformação monoclinial. C) Após o deslocamento ser grande o suficiente, as camadas de argila são desconectadas em ambos os blocos. Fonte: Welch et al. (2009).

Os estudos de *clay-smear* incluem tantos testes mecânicos de desenvolvimento de espalhamento de argilas realizados em laboratórios (Sperrevik et al. 2000, Clausen & Gabrielsen 2002), quanto observações de *clay-smear* em afloramentos. Lindsay et al. (1993) descreve a partir das observações de arenitos

fluviais-deltaicos da Pensilvânia, três processos de incorporação de argila em zonas de falha:

- I. Abrasão: Camadas de folhelhos falhados em contato com camadas de arenitos, cuja aspereza causa abrasão no folhelho. Esse atrito resulta em um “verniz” fino de material argiloso sobre a superfície da falha. O processo ocorre em escala muito pequena, desde a escala de grãos até pequenos fragmentos quebrados.
- II. Cisalhamento: A argila é deformada por cisalhamento ao longo de uma zona de falha. O cisalhamento faz com que as *clay-smear* fiquem mais finas à medida que se afastam da sua camada de origem. Ou seja, a *clay-smear* se torna progressivamente mais fina e dispersa à medida que a distância da camada de origem aumenta.
- III. Injeção: A argila é forçada para dentro de uma falha sob pressão, geralmente em condições de alta fluidização. Esse processo resulta na criação de camadas espessas de argila dentro da falha. Na maioria dos casos é difícil discernir injeção de argila.

Welch et al. (2009) afirma que o principal fator que controla o desenvolvimento de espalhamento de argila é a posição da camada rica em argila dentro da sequência estratigráfica. Camadas de argila perto do centro de um intervalo dúctil são mais propensas a formar manchas longas e contínuas do que camadas de argila próximas a borda do intervalo dúctil ou adjacentes a camadas quebradiças espessas.

Essas estruturas despertam profundo interesse entre pesquisadores, especialmente os que estudam os fluxos de fluidos subterrâneos, particularmente na indústria de petróleo e gás, (Vrolijk et al. 2016). Devido a capacidade de selagem de falhas é um dos principais fatores que controlam e determinam a altura de colunas de hidrocarbonetos em armadilhas estruturais (TerHeege et al. 2013).

Alguns trabalhos também identificam a ocorrência de *clay* e *sand-smear* em sequências intercaladas de areia/argila em escala microscópica (Kristensen et al. 2013). Essa investigação associa a formação dessas estruturas a pressão confinante devido a profundidade de soterramento.

3 MÉTODOS

A realização deste trabalho se deu por três etapas: preparação, análises e resultados, essas apresentadas na Tabela 1 abaixo.

Etapas	1. Preparação	2. Análises		3. Resultados
		2.1 Lupa	2.2 Microscópio	
Procedimentos	Seleção das lâminas	Análise global	Análise detalhada	Busca de padrões de ocorrência dos <i>smears</i>
	Escaneamento	Delimitação das camadas	Descrição dos <i>smears</i>	Comparar composição e características dos <i>smears</i>
	Importação das imagens para o software	Mapeamento das falhas	Descrição das camadas	Interpretação textural-estrutural

Tabela 1. Ilustração e organização das etapas e procedimentos realizados durante o trabalho.

A preparação consistiu na seleção de seis lâminas, previamente confeccionadas e disponíveis para análises, identificadas pelos códigos W-O, W.A, W.A8, W-T, W.BT, W-U. O critério para a seleção foi lâminas de amostras de MTDs da mesma região e afloramento, com abundância de falhas. As seis lâminas selecionadas foram inicialmente escaneadas (EPSON Scan) e as imagens geradas em alta resolução foram importadas para o software *Concepts*, de licença própria, para posteriormente serem interpretadas.

Na etapa de análises, as seis lâminas foram inicialmente estudadas por meio da lupa petrográfica DIGILAB DI-152T, a fim de obter visão ampla de todas as características composicionais e estruturais. Nessa etapa, foram observadas variações composicionais e texturais nos litotipos presentes e isso possibilitou a individualização das camadas distintas, essa divisão seguiu critérios de: composição, presença ou ausência de laminações, cor, homogeneidade e textura. Essa divisão foi delimitada no software *Concepts*, utilizando cores variadas em cada camada identificada. Para a análise estrutural, foram mapeadas as falhas usando critérios como deslocamento de camadas e a presença de *clay* e/ou *sand-smear*. Essas, quando presentes, foram traçadas com cores diferentes, sendo verde para *clay-smear* e vermelha para *sand-smear*, as demais foram traçadas com cor preta.

Dando sequência as análises, com o auxílio do microscópio petrográfico Leica DM750P, foram realizadas análises detalhadas das características das camadas e dos *smears*, descrevendo textura, composição, estruturas e cor. Para os *smears* foram acrescentadas a descrição da continuidade, comprimento e orientação dos grãos. Feições de deformação, observadas ao microscópio, foram fotografadas por meio do software LAS-EZ.

Na etapa final de resultados, os dados obtidos foram analisados primeiramente em visão mais ampla, investigando as ocorrências de *smears* por meio das imagens interpretadas e buscando padrões de ocorrência. Posteriormente, em análise mais minuciosa, foi elaborada tabela com as características e composição dos *smears* para comparações. Além da revisão teórica, realizada no decorrer do trabalho, para a interpretação final dos resultados foram consultados principalmente os artigos de Kristensen et al (2013) e Waldron & Gagnon (2011) para a comparação e análise de *sand-smear* e *clay-smear*.

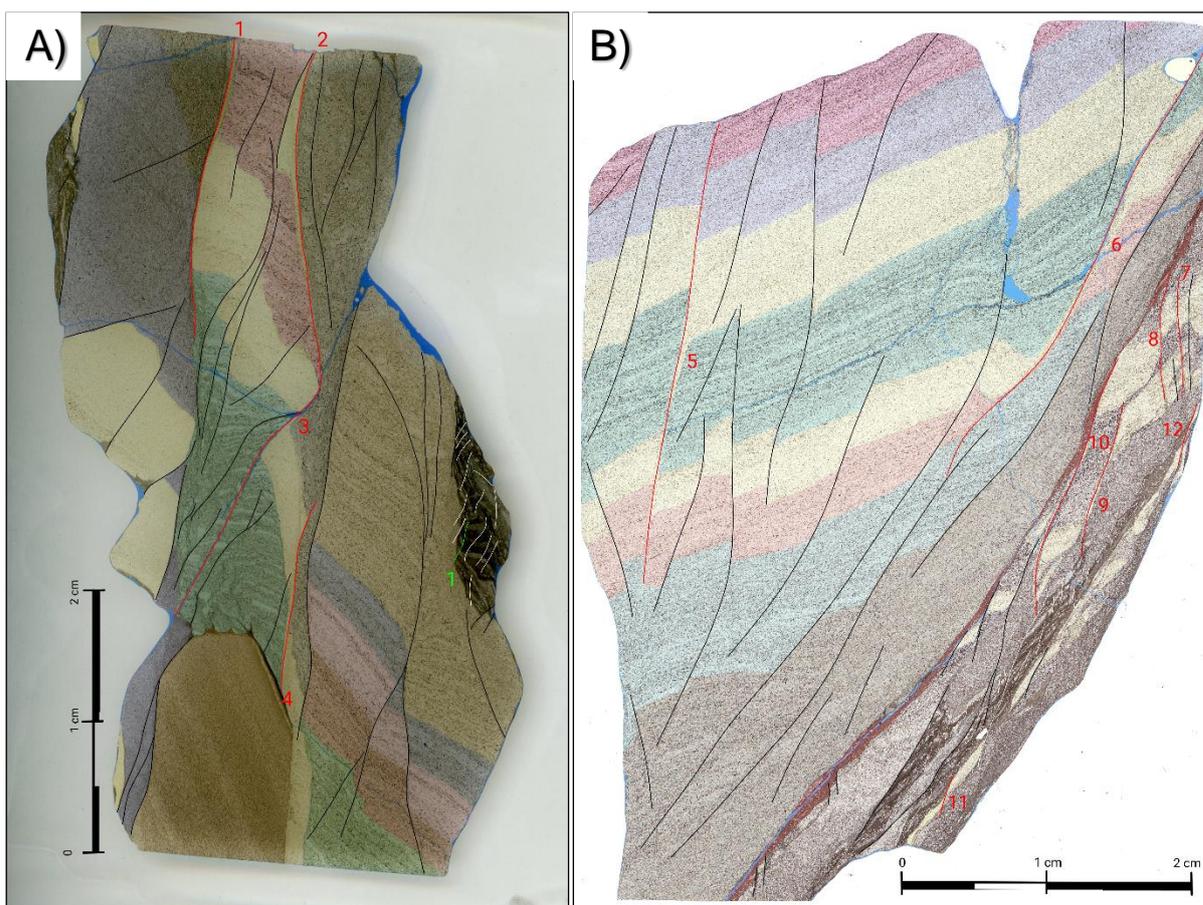
4 RESULTADOS

As seis lâminas analisadas apresentam padrões diferentes, o que levou a divisão inicial em dois grupos baseados em características estruturais, composicionais e geométricas. O primeiro grupo foi definido pelas lâminas W-O, W.A, W.A8 e W-T (Figura 5), que exibem uma série de laminações finas de composição silte, argila e areia muito finas, em camadas tabulares, que ocorrem intensamente afetadas por falhas bem definidas, onde é possível observar nitidamente o deslocamento das camadas. Nesse grupo, foi possível identificar de forma clara 16 *sand-smears* e oito *clay-smears* detalhados na tabela de composição de *smears* no Anexo I.

No segundo grupo, caracterizado pelas lâminas W.BT e W-U (Figura 6), as falhas não são tão bem definidas como no primeiro grupo. Nesse grupo predominam camadas lenticulares e boudinadas, a granulometria é bem variável, ocorrendo desde argila a grãos de areia grossa. Não se observa a formação de *clay-smear* e *sand-smear* neste grupo.

4.1 GRUPO 1

As lâminas do Grupo 1 (W-O, W.A, W.A8 e W-T) apresentadas na Figura 5, são caracterizadas por grãos de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, filossilicatos orientados e em menor proporção calcita e minerais máficos com tamanhos que variam desde silte a areia muito fina (Tabela 2), com esfericidade média a alta, subarredondados e bem selecionados. Exceto a lâmina W-T (Figura 5. D), a qual apresenta mal selecionamento dos grãos, com frações que chegam à areia grossa (< 5%) e grãos subangulosos a subarredondados. As lâminas descritas são compostas por laminações finas que variam de submilimétricas a 7 mm de espessura (Figura 6. A), com cores variando de branca (predomínio de grãos) a castanho claro (proporção igual de grãos e matriz) e castanho escuro (predomínio de matriz argilosa) (Figura 5).



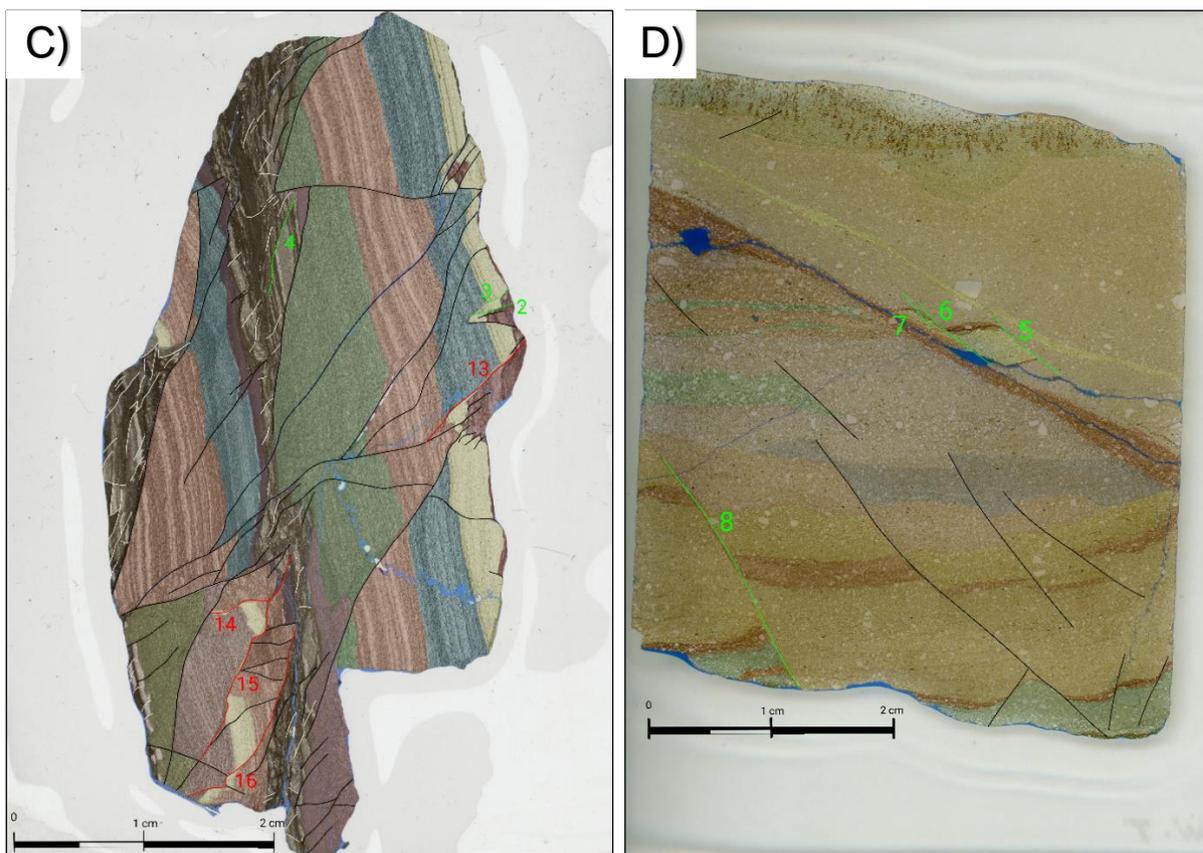


Figura 5. Lâminas do Grupo 1 interpretadas por falhas com traçado preto e branco, *sand-smear* em vermelho e *clay-smear* em verde. As *clay-smear* e *sand-smear* estão enumeradas. A interpretação de camadas de diferentes textura e composição foi realizado com coloração variadas. A) Lâmina W-A finamente laminada, com camadas mais espessas maciças. As falhas ocorrem em uma direção preferencial onde foi possível caracterizar 4 *sand-smear* e 1 *clay-smear* B) Lâmina W.A apresenta laminações e camadas maciças. As falhas também ocorrem em uma direção preferencial. Foi possível identificar 8 *sand-smear* C) Lâmina W.A8 finamente laminada com falhas bem definidas em uma direção principal. Foi possível caracterizar 4 *sand-smear* e 3 *clay-smear* D) Lâmina W-T possui intercalações mais grossas e grãos mal seleccionados. Apresenta falhas em uma direção principal onde foi possível caracterizar 4 *clay-smear*.

As falhas ocorrem com forte direção preferencial nesse grupo, sendo caracterizadas principalmente por falhas normais e inversas em menor proporção, com comprimento que varia de milímetros a 6,7 cm e geometria curvilinear ou linear. Nesse grupo foram definidas 16 *sand-smears* formadas a partir de camadas de 1 mm a 9,5 mm, compostas por mais de 80% de grãos tamanho silte e areia muito fina, aproximadamente 15% de matriz argilosa (Figura 6. B) e no máximo 5% de poros (excepcionalmente na lâmina W.A, Figura 5. B). Os *smears* ocorrem de forma continua ou descontinua ao longo do plano de falha, com comprimento variando de 0,5 mm a 9 mm.

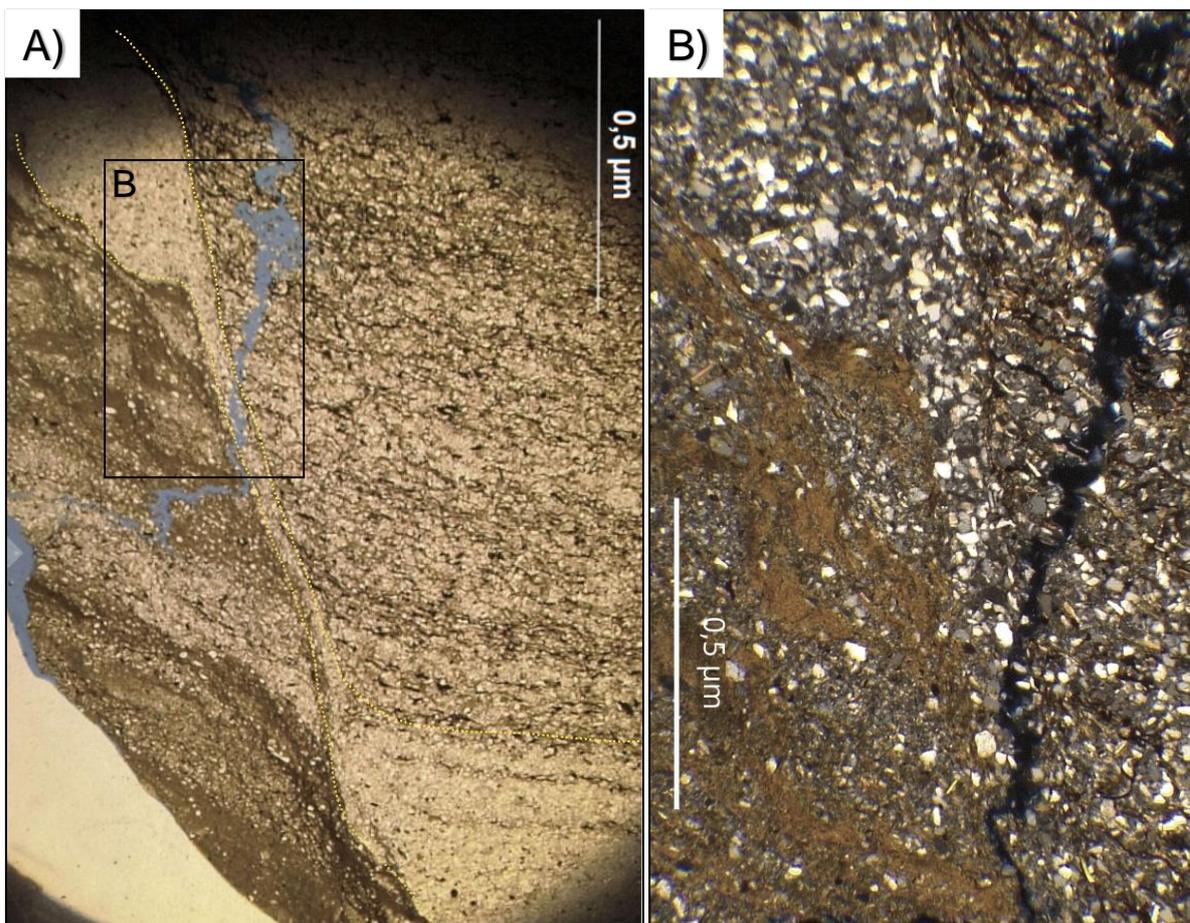


Figura 6. Fotografia da lâmina W.A8, exibindo *sand-smear* 13 contínuo. A) Em polarizadores paralelos, destaque para *sand-smear* em pontilhados amarelos, entre camadas finamente laminadas e ricas em argilas (marrom) B) Destaque para a composição do *sand-smear* em polarizadores cruzados, apresentando mais de 80% de grãos de quartzo e feldspato tamanho silte a areia muito fina e aproximadamente 20% de matriz argilosa.

Dos *sand-smears* analisados, foi possível observar em alguns grãos angulosos, uma fraca orientação paralela à falha e conseqüentemente à formação do *smear* (Figura 7. B e C). Alguns grãos de argila proveniente das camadas finamente laminadas sobrejacentes ou subjacentes (Figura 7. A) as camadas formadoras de *sand-smears* também apresentam esse padrão, com grãos de argila sendo orientados paralelos a falha e ao *smear* (Figura 7. B e C).

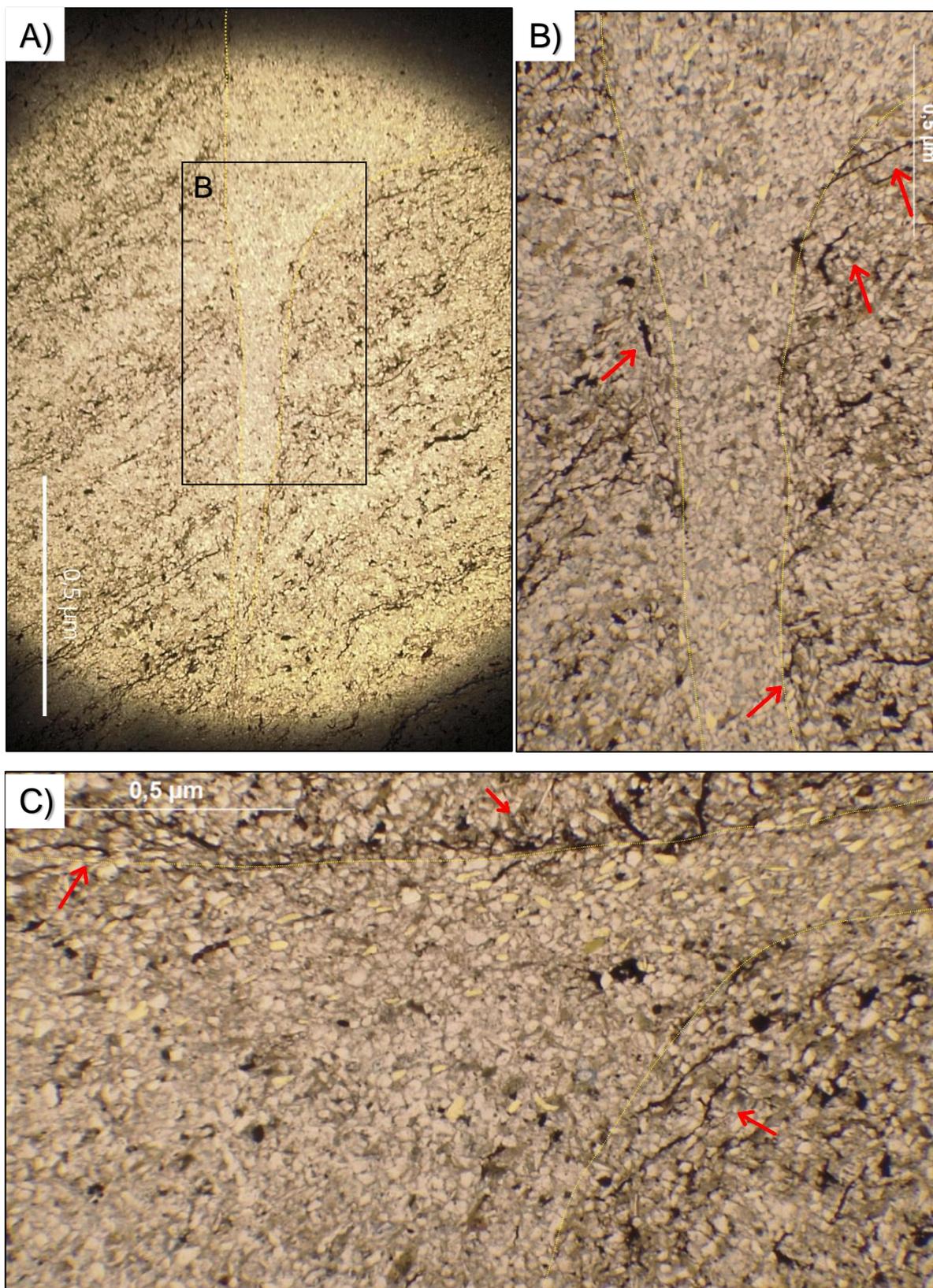


Figura 7. Fotografia da lâmina W.A em destaque para *sand-smear* 5 A) Com polarizadores paralelos é possível observar intercalações de finas laminações e a formação de *sand-smear* descontínuo a partir de uma camada homogênea e rica em grãos de areia e feldspatos tamanho silte a areia muito fina B) Com polarizadores paralelos, é possível observar uma fraca orientação dos grãos paralelo a falha e

formação do *smear* destacados em amarelo claro e em setas vermelhas a orientação de argila na borda do *smear* C) No sand-smear 5, á uma orientação maior dos grãos. Destaque para orientação de argilas nas bordas indicadas pelas setas vermelhas.

Além de *sand-smear*, foram caracterizados oito *clay-smear*, formadas a partir de finas lâminas de argila (100% de matriz argilosa) com espessura menor que 1,5 mm. Apresentam caráter contínuo ou descontínuo ao longo do plano de falha, com comprimento de *smear* que varia de < 1 mm a 4,5 mm.

	Areia média a grossa	Silte e areia fina	Matriz	Cimento	Poros	Filossilicatos	Máficos e Carbonatos
W-O	0	50%	35%	5%	-	10%	-
W.A	0	50%	25%	-	10%	15%	-
W.A8	0	45%	40%	-	-	15%	-
W-T	15%	40%	35%	10%	-	-	-

Tabela 2. Percentual composicional total de cada lâmina do Grupo 1, baseado em estimativa visual.

4.2 GRUPO 2

As lâminas descritas no Grupo 2 (W-BT e W-U), apresentadas na Figura 8, são caracterizadas por grãos de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, filossilicatos e em menor proporção calcita e fragmentos de rocha (< 5%). Ocorrem em frações que variam de silte a areia grossa, angulosos a subarredondados com esfericidade média a alta e mal selecionados (Figura 8. C). São compostas por intercalações de lâminas e camadas lenticularizadas e eventualmente boudinadas de forma assimétricas (Figura 8. A e C), com espessura que varia de submilimétrica a 2,5 cm que também ocorrem por vezes dobradas (Figura 8. D). O percentual de matriz e grãos varia de uma camada para outra, chegando a 75% de areia média a grossa, apresentando gradação normal ou inversa (Figura 8. C) e camadas com até 60% de matriz argilosa (Tabela 3).

A densidade de falhas e o comprimento são menores em relação ao Grupo 1. Apresentam geometria linear e comprimento variando de 2,5 mm a 1,5 cm, não ultrapassando 2,3 cm. Neste grupo não são observados *sand-smears* e *clay-smears*.

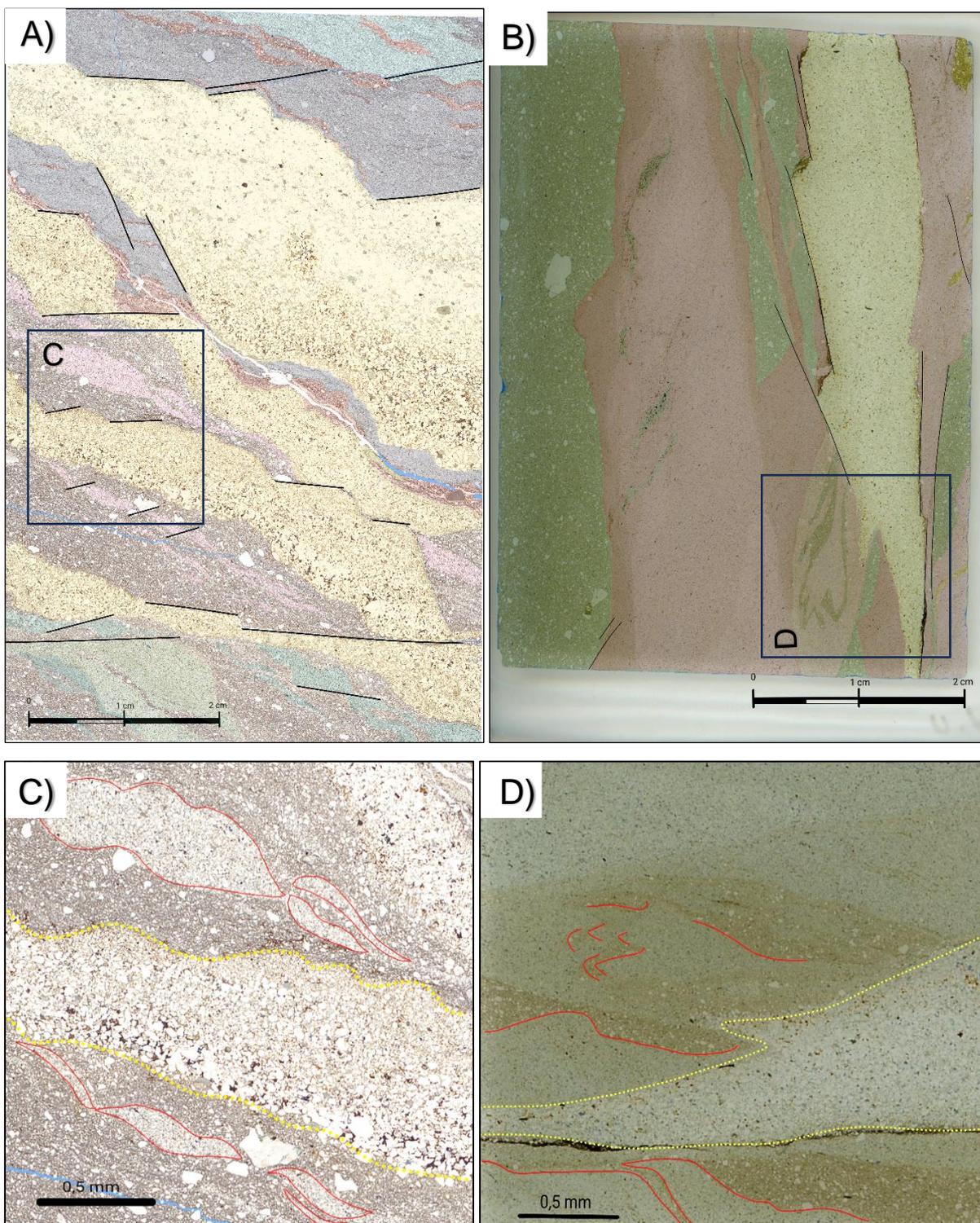


Figura 8. Lâminas do Grupo 2 interpretadas por falhas traçados em preto e camadas de diferentes composições com colorações variadas A) Lâmina W.BT apresenta intercalações de camadas espessas com geometria lenticular e por vezes boudinadas. As falhas não são bem definidas e apresentam geometria linear. B) Lâmina W-U apresenta camadas espessas dobradas e lenticulares e com pouca densidade de falhas. C) Destaque para lâmina W.BT, com camadas boudinadas e lenticulares em pontilhados vermelhos. Em pontilhado amarelo uma camada com graduação normal de grãos areia grossa a areia fina. Também é possível observar o mal selecionamento dos grãos chegando a tamanho

areia grossa em meio a uma matriz argilosa e escura. D) Destaque para a lâmina W-U, com camadas e lentes dobradas em pontilhado vermelho e em pontilhado amarelo uma injeção clástica arenosa.

	Areia média a grossa	Silte e areia fina	Matriz	Cimento	Poros	Filossilicatos	Máficos e Carbonatos
W-BT	20%	25%	30%	20%	5%	-	-
W-U	-	60%	30%	-	10%	-	-

Tabela 3. Percentual composicional total de cada lâmina do Grupo 2, baseado em estimativa visual.

5 DISCUSSÕES

Das seis lâminas estudadas, foram definidas e descritas 16 *sand-smears*. Estes apresentam composição de 80 a 85% de grãos de quartzos, k-feldspatos e plagioclásios em tamanho silte, com 10 a 20% de matriz argilosa e porosidade baixa (5%) ou nula (Anexo I). Os *sand-smears* ocorrem em quatro lâminas do Grupo 1 (W-O, W.A e W.A8) (Figura 5. A, B e C), sendo evidente que a formação de *sand-smear* nas lâminas analisadas está relacionada a camadas que possuem composição homogênea, com grãos bem selecionados, em tamanho silte e areia muito fina (Figura 6. A e B). Além disso, a presença de finas laminações, com variações de silte/argila que ocorrem preferencialmente nas lâminas do Grupo 1, favorecem a ocorrência desses *smears*. Logo, a partir das análises, afirma-se que camadas com alta concentração de silte e/ou areia muito fina (>80%) intercaladas com camadas mais argilosas laminadas, favorecem o desenvolvimento dos *sand-smears*. Kristensen et al. (2013), explica que esse tipo de composição facilita o fluxo granular necessário para a formação de *sand-smear* sob condições de deformação.

Como mencionado, essas intercalações de camadas silte-arenosas entre camadas mais argilosas é um dos fatores críticos para a formação de *sand-smears* (Figura 6. A e Figura 7. A). Waldron & Gagnon (2011) relaciona esse fator ao processo de liquefação, que devido a sobrepessão, durante o soterramento dificulta a saída de água das camadas de areia, confinadas entre camadas mais argilosas e menos permeáveis, que por sua vez atuam como selantes. A alta pressão nos poros das camadas siltico-arenosas pode reduzir temporariamente a resistência dessas camadas, facilitando o fluxo granular, e assim, facilitando o deslocamento e a formação de *sand-smears* ao longo das falhas, devido à perda de resistência das camadas.

A análise da orientação dos grãos nos *sand-smears* foi complexa devido ao fato dos grãos de quartzo, k-feldspato e plagioclásio apresentarem forma esférica (esfericidade média a alta). Entretanto, alguns grãos angulares ou com baixa esfericidade apresentaram orientação paralela à zona de falha (Figura 7. B e C), corroborando para a interpretação de que a incorporação da areia na zona de falha se deu por rolamento dos grãos, típico de mecanismo de fluxo granular. Kristensen et al. (2013) caracteriza o rolamento de grãos como sendo mais efetivo em areias com grãos mais arredondados. Esses resultados são consistentes com a baixa porosidade e a presença de grãos arredondados nos *sand-smears* observados. Contudo, é possível que deslizamento de grãos de argila também tenha contribuído para a formação desses *smears*, uma vez que a argila presente como matriz (10-20%) pode atuar como lubrificante, reduzindo o atrito e favorecendo a orientação dos grãos (Kristensen et al 2013).

Das oito *clay-smears* analisadas nas lâminas W-O, W.A8 e W-T, não se observou padrão específico de composição geral da lâmina. Ocorrem tanto em lâmina mais homogêneas e finamente laminadas (W-O e W.A8) quanto em lâmina mais heterogêneas, como a W-T, que possui má seleção dos grãos. As *clay-smears* ocorrem em camadas finas predominantemente argilosas, com até 5% de grãos de areia incorporados, como observados na lâmina W-T. Das *clay-smears* estudadas, apenas uma é descontínua, possivelmente devido à espessura extremamente fina da camada formadora (<1mm) em relação ao deslocamento da falha. Com base em Kristensen et al. (2013), podemos dizer que a continuidade dos demais *clay-smears* e a presença de frações tamanho silte e areia (<5), observada na W-T, não indica necessariamente catáclase como mecanismo dominante, uma vez que essa exceção pode estar relacionada à heterogeneidade litológica da lâmina, caracterizada pela má seleção de grãos, ao contrário das outras lâminas do Grupo 1.

Um padrão recorrente observado nesse grupo foi a orientação de argila ao longo das bordas dos *sand-smears*, formando uma espécie de contorno (Figura 7 B e C). Esse padrão sugere que a argila, com seu comportamento mais dúctil, se acomoda nas margens dos *sand-smears* criando uma 'barreira' natural que preserva o interior do *smear* contra dispersões laterais.

O Grupo 2, que compreende as lâminas W.BT e W-U, exibe características muito heterogêneas e bastante distintas do Grupo 1, especialmente no que diz respeito à falta de *smears* e ao comportamento dúctil das camadas evidenciadas pela

geometria das camadas. Nas lâminas do Grupo 2, as falhas não são bem definidas, e as camadas apresentam geometria mais fluida com contatos ondulados, por vezes sigmoidais e lenticulares. A má seleção dos grãos nessas lâminas é perceptível, apresentando camadas ricas em matriz argilosa, englobando grãos de frações que variam de silte a areia grossa (Figura 8. C).

Nesse grupo, foram identificadas feições de injeções clásticas, nas quais camadas arenosas de frações variando de areia fina a grossa, com espessuras de 0,5 mm a 2,4 cm, são injetadas entre camadas adjacentes mais argilosas (Figura 8. D), contrastando com o tamanho dos grãos da injeção. Essa feição sugere alteração reológica em porções arenosas do depósito, associadas ao aumento na pressão dos fluidos durante o fluxo (Hurst et al. 2011; Rodrigues et al. 2020).

Outras feições que evidenciam o caráter dúctil desse grupo é a presença de estruturas como dobras e boudins assimétricos tipos *shearband boudins* com formas sigmoides (Figura 8 C e D), que por sua vez são associados a zonas de cisalhamento restritas as camadas deformadas (Goscombe et al. 2004; Rodrigues et al. 2020). Esse comportamento dúctil e fluido observado nas camadas e lâminas do Grupo 2 que ocorrem dobrados, estirados e por vezes boudinados pode explicar a ausência da formação de *smears*.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da análise microscópica das seis lâminas de amostras de MTDs em Witmarsum (SC), conclui-se que as lâminas apresentam padrões composicionais e texturais distintos, na qual foi possível separá-las em dois Grupos:

- I. Grupo 1: Textura laminada, homogênea com grãos bem selecionados, intensamente falhado em orientação preferencial. Apresenta 16 *sand-smear* e 8 *clay-smear*.
- II. Grupo 2: Heterogêneo, com grãos mal selecionados que variam de argila a areia grossa. Apresenta camadas sigmoides ou boudinadas, estruturas de injeções de sedimentos e dobras. Tem baixa densidade de falhas e não apresenta *sand* e *clay-smear*.

Os resultados obtidos mostram que fatores como a composição e textura das camadas exercem papel crucial no desenvolvimento de estruturas como *sand-smears* e *clay-smears*. Isso pode ser observado no Grupo 1 onde, devido a composição mais

homogênea principalmente das camadas formadoras de *sand-smear* e a sobreposição de camadas laminadas ricas em argila, favorece a formação de *smears*. Em contra partida, no Grupo 2, a heterogeneidade, mal selecionamento dos grãos e o comportamento dúctil das camadas desfavorece a formação de *smears*.

REFERÊNCIAS

- Aalto, K.R. and Miller III, W., 1999. Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner-trench slope succession in northwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 69–85.
- Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis, Vol. 2. *Developments in Sedimentology*, Vol. 30B. Elsevier, Amsterdam, 663 pp.
- Balthasar, K., Gudehus, G., Külzer, M., and Libreros Bertini, A. B.: Thin layer shearing of a highly plastic clay, *Nonlin. Processes Geophys.*, 13, 671–680, <https://doi.org/10.5194/npg-13-671-2006>, 2006.
- Berra, F. and Felletti, F., 2011, Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): stratigraphic significance: *Sedimentary Geology*, v. 235, p. 249– 263.
- Brodzikowski, K. and A.J. van Loon, 1987. A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth-Science Reviews* 24, 297–381
- Brodzikowski, K. and Cegła, J., 1981. Kink folding in unconsolidated Quaternary sediments. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 51, 63–82.
- Brodzikowski, K. and Van Loon, A.J. 1983. Sedimentology and deformational history of unconsolidated Quaternary sediments of the Jaroszów Zone (Sudetic Foreland). *Geologia Sudetica* 18, 121–196.
- Brodzikowski, K., Burdukiewicz, J.M. and Van Loon, A.J., 1984. Deformational processes and environment of Late Vistulian fluvial sedimentation in Kopanica Valley (Late Palaeolithic settlement area). [In:] J.K. Kozłowski & S.K. Kozłowski (Eds), *Advances in Palaeolithic and Mesolithic Archaeology*. *Archaeologia Interregionalis* 5, 79–94.
- Bryan, S.E., Holcombe, R.J. and Fielding, C.R., 2001. Yarrol terrane of the northern New England Fold Belt: forearc or backarc? *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 293–316.
- Caine, Jonathan Saul; Minor, Scott A. Structural and geochemical characteristics of faulted sediments and inferences on the role of water in deformation, Rio Grande Rift, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, n. 9-10, p. 1325-1340, 2009.
- Campbell, K.A., Nesbitt, E.A. and Bourgeois, J., 2006. Signatures of storms, oceanic floods and forearc tectonism in marine shelf strata of the Quinault Formation (Pliocene), Washington, USA. *Sedimentology* 53, 945–969.
- Childs, Conrad; Nicol, Andy; Walsh, John J. "Growth of vertically segmented normal faults." *Journal of Structural Geology* 18.12 (1996): 1389-1397.
- Cita, M.B., 2008. Deep-sea homogenites: sedimentary expression of a prehistoric megatsunami in the eastern Mediterranean. [In:] Shiki, T., Minora, K., Tsuji, Y. & Yamazaki, T. (Eds), *Tsunamiites – features and implication*. Elsevier, Amsterdam, 185–202.

- Clausen, J.A., Gabrielsen, R.H., 2002. Parameters that control the development of clay smear at low stress states: an experimental study using ring-shear apparatus. *J. Struct. Geol.* 24, 1569e1586.
- Collinson, J.D., 2003. Deformation of sediments. [In:] Middleton, G.V. (Ed.), *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 190–193.
- D'ávila, R. S. F., and Paim, P. S. G. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. *Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares: estudo de casos*. Finep. 239p. 2003.
- De Blasio, F. V.; Elverhøi, A. Properties of Mass-Transport Deposits as inferred from dynamic modeling of subaqueous mass wasting: a short review. *Mass Transport Depos. Deep. Settings*, 499–508, 2011. <https://doi.org/10.2110/sepm.096.499>
- Dott Jr, R. H. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bulletin*, 47(1), 104-128.
- Dugan, B. and Flemings, P.B., 2002. Fluid flow and stability of the US continental slope offshore New Jersey from the Pleistocene to the present. *Geofluids* 2, 137–146
- Dzulynski, S. and Walton, E.K., 1965. *Sedimentary features of flysch and greywackes*. Elsevier, Amsterdam, 274 pp.
- Eisenstadt, Gloria; De Paor, Declan G. Alternative model of thrust-fault propagation. *Geology*, v. 15, n. 7, p. 630-633, 1987.
- Ferrill, David A., and Alan P. Morris. "Dilational normal faults." *Journal of structural geology* 25.2 (2003): 183-196.
- Fossen, H. *Geologia estrutural*. 1º edição; p.584. São Paulo. Oficina dos textos, 2012.
- França, Almério Barros, and Paul Edwin Potter. "Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarboneífero), Bacia do Paraná (Parte 1)." *Boletim de Geociências da PETROBRÁS* 2.2-4 (1988): 147-191.
- Fulljames, J.R., Zijerveld, L.J.J., Franssen, R.C.M.W., 1997. Fault seal processes: systematic analysis of fault seals over geological and production time scales. In: Møller-Pedersen, P., Koestler, A.G. (Eds.), *Hydrocarbon Seals: Importance for Exploration and Production*. Norwegian Petroleum Society, pp. 51e59.
- Goscombe, B.D.; Passchier, C.W.; Hand, M. Boudinage classification: Endmember boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology* 26, 739–763, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.015>
- Gruszka, B. and Van Loon, A.J., 2007. Pleistocene glaciolacustrine breccias of seismic origin in an active graben (central Poland). [In:] Gruszka, B., Van Loon, A.J. & Zieliński, T. (Eds), *Quaternary Geology – Bridging the gap between East and West*. *Sedimentary Geology* 193, 93–104.
- Hall, R.C.B. and Ells, B.G., 2002. The origin and significance of load-induced deformation structures in softsediment and lava at the base of the Archaean Ventersdorp Supergroup, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 35, 135–145.
- Hurst, Andrew, Anthony Scott, and Mario Vigorito. "Physical characteristics of sand injectites." *Earth-Science Reviews* 106.3-4 (2011): 215-246.

- Jenner, K.A., Piper, D.J.W., Campbell, D.C., Mosher, D.C., 2007. Lithofacies and origin of late quaternary mass transport deposits in submarine canyons, central Scotian Slope, Canada. *Sedimentology* 54, 19–38. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00819>.
- Kataoka, K. and Nakajo, T., 2002. Volcaniclastic re-sedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: the EbisutogeFukuda tephra, Plio-Pleistocene boundary, central Japan. *Sedimentology* 49, 319–334.
- Kristensen, M.B.; Childs, C.; Olesen, N.; Korstgård, J.A. The microstructure and internal architecture of shear bands in sand-clay sequences. *J. Struct. Geol.* 46, 129–141, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.jsq.2012.09.015>
- Kuenen, Ph.H., 1953. Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain. *Verhandelingen Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Afdeling Natuurkunde, Reeks I* 20, 1–47.
- Lindsay, N.G., Walsh, J.J., Watterson, J., Murphy, F.C., 1993. Outcrop studies of shale smears on fault surfaces. In: Flint, S.S., Bryant, I.D. (Eds.), *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*. Blackwell Scientific Publications, Inc, Oxford, UK, pp. 113e123.
- Long, D.G.F., 2004. The tectonostatigraphic evolution of the Huronian basement and the subsequent basin fill: geological constraints on impact models of the Sudbury event. *Precambrian Research* 129, 203–223.
- Lowe, D.R., 1976. Subaqueous liquefied and fluidized flows and their deposits. *Sedimentology* 23, 285–308
- Lucente C.C., Pini G.A. 2003. Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the Northern Apennines, Italy: a field perspective. *American Journal of Science*, 303:565-602.
- Maltman, A., 1984. On the term 'soft-sediment deformation'. *Journal of Structural Geology* 6, 589–592.
- Maltman, Alex J. "Shear zones in argillaceous sediments—an experimental study." *Geological Society, London, Special Publications* 29.1 (1987): 77-87.
- Mandl, G., Jong, L.N.J., Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. *Rock Mech.* 9, 95e144.
- Martinsen, O.J. Mass movements, In: Maltman, A., ed., *The Geological Deformation of Sediments*: London, Chapman & Hall, 127–165, 1994.
- Mazumder, R., Van Loon, A.J. & Arima, M., 2006. Softsediment deformation structures in the Earth's oldest seismites. *Sedimentary Geology* 186, 19–26.
- Mccabe A.M., Carter R.W.G., Haynes J.R. 1994. A shallow marine emergent sequence from the northwestern sector of the last British ice sheet, Portballintrae, Northern Ireland. *Marine Geology*, 117:19-34.
- McGrath, Annette G., and Ian Davison. "Damage zone geometry around fault tips." *Journal of Structural Geology* 17.7 (1995): 1011-1024.
- Meckel, L.D., 2010, Sand-Prone Submarine Mass-Transport Deposits: Reservoir Characteristics and Classification of an Underappreciated Deepwater Facies: *Houston Geological Society Bulletin*, v. 52/5, p. 17-23

- 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., 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review. *Sedimentary Geology* 35, 83–104.
- Molina J. M., Moretti M., Alfaro P., Soria J. M., "Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain)." *Terra Nova* 10.3 (1998): 145-150.
- Moretti, M., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology* 135, 167–179.
- Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S., & Edwards, B. D. 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems.
- Neef, G. and Larsen, D.F., 2003. Devonian fluvial strata in and adjacent to the Emsian-Eifelian Moona Vale Trough, western New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences* 50, 81–96
- Nemec, W. Aspects of Sediment Movement on Steep Delta Slopes. In: Colella, A, Prior, D.B. *Coarse-Grained Deltas*. Spec. Publs int. Ass. Sediment., 10, 29-73, 1990.
- Ogata, K.; Mutti, E.; Pini, G.A.; Tinterri, R. 2012. Mass transport-related stratal disruption within sedimentary mélanges: Examples from the northern Apennines (Italy) and south-central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics* 568–569, 185–199, 2012a. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.021>
- Owen, G. and Moretti, M., 2008. Determining the origin of soft-sediment deformation structures: a case study from Upper Carboniferous delta deposits in southwest Wales, UK. *Terra Nova* 20, 237–245.
- Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. [In:] M.E. Jones & R.F.M. Preston (Eds), *Deformation mechanisms in sediments and sedimentary rocks*. Geological Society, London, Special Publication, Vol. 29, 11–24.
- Owen, G., 1996. Anatomy of water-escape cusp in Upper Proterozoic Torridon sandstones, Scotland. *Sedimentary Geology* 103, 117–128.
- Owen, Geraint, Massimo Moretti, and Pedro Alfaro. "Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions." *Sedimentary Geology* 235.3-4 (2011): 133-140.
- Peacock, D. C. P., and D. J. Sanderson. "Effects of layering and anisotropy on fault geometry." *Journal of the Geological Society* 149.5 (1992): 793-802.

- Posamentier H.W., Kolla V. 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73(3):367-388.
- Posamentier H.W., Martinsen O.J. 2011. The Character and Genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. In: SHIPP R.C., WEIMER P., POSAMENTIER H.W. (eds). *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. SEPM Society for Sedimentary Geology, 96, 7-38p.
- Reineck, H.-E. and Singh, I.B., 1973. *Depositional sedimentary environments*. Springer, Berlin, 439 pp.
- Rodrigues M.C.N.L., Trzaskos B, Alsop G. I., Vesely F.F., Mottin T.E., Schemiko D.C.B. 2021a. Statistical analysis of structures commonly used to determine palaeoslopes from within mass transport deposits, *Journal of Structural Geology* 151, 104421. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104421>.
- Rodrigues M.C.N.L., Trzaskos, B., Alsop, G. I., & Vesely, F. F. 2020. Making a homogenite: An outcrop perspective into the evolution of deformation within mass-transport deposits. *Marine and Petroleum Geology*, 112, 104033.
- Rodrigues M.C.N.L., Trzaskos, B., Vesely, F. F., & Mottin, T. E. 2021b. Diversidade de estilos estruturais em depósitos de transporte em massa. *Boletim Paranaense de Geociências*, 78.
- Rossetti, Dilce De Fátima. "Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity." *Sedimentology* 46.6 (1999): 1065-1081.
- Sanders, J.E., 1960. Origin of convolute lamination. *Geological Magazine* 97, 409–421.
- Schopfer, M.P.J., Childs, C., Walsh, J.J., 2006. Localisation of normal faults in multi-€ layer sequences. *J. Struct. Geol.* 28, 816e833.
- Shanmugam, G. 2015. The landslide problem. *Journal of Palaeogeography*, 4(2):109-166. DOI 10.3724/SP.J.1261.2015.00071
- Shiki, T., Tsuji, Y., Yamazaki, T. & Minoura, K. (Eds), 2008. *Tsunamiites*. Elsevier, Amsterdam, 411 pp
- Smith, D.A., 1966. Theoretical considerations of sealing and non-sealing faults. *AAPG Bull.* 50, 363e374.
- Sobiesiak M.S., Kneller B., Alsop G.I., Milana J.P. 2016. Internal deformation and kinematic indicators within a tripartite mass transport deposit, NW Argentina. *Sedimentary Geology*, 344:364-381.
- Spalluto, L., Moretti, M., Festa, V. & Tropeano, M., 2007. Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary Geology* 196, 81–98.
- Sperrevik, S., Faereth, R.B., Gabrielsen, R.H., 2000. Experiments on clay smear formation along faults. *Pet. Geosci.* 6, 113e123
- Strachan, L.J. Flow transformations in slumps: A case study from the Waitemata Basin, New Zealand. *Sedimentology* 55, 1311–1332, 2008. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00947.x>

- Sulem, J., and Vardoulakis, I.G. (1995). *Bifurcation Analysis in Geomechanics* (1st ed.). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781482269383>
- Sultan N., Cochonat P., Foucher J.-P., Mienert J. 2004. Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Marine Geology*, 213:379-401.
- 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
- Suss, J. F., Vesely, F. F., Santa Catharina, A., Assine, M. L., & Paim, P. S. G. (2014). O Grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): Sedimentação Gravitacional em contexto marinho deltáico com influência glacial. *Geosciences= Geociências*, 33(4), 701-719.
- TerHeege, J.H., Wassing, B.B.T., Orlic, B., Giger, S.B., Clennell, M.B., 2013. Constraints on the sealing capacity of faults with clay smears from discrete element models validated by laboratory experiments. *Rock Mech. Rock Eng.* 46, 465e478.
- Tosolini, A-M.P., McLoughlin, S. and Drinnan, A.N., 1999. Stratigraphy and fluvial sedimentary facies of the Neocomian lower Strzelecki Group, Gippsland Basin, Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences* 46, 951– 970.
- Van Loon, A. J. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, v. 15, n. 1, p. 3-55, 2009.
- Van Loon, A.J., 1992. The recognition of soft-sediment deformations as early-diagenetic features – a literature review. [In:] G.V. Chilingarian & K.H. Wolf (Eds), *Diagenesis, III. Developments in Sedimentology* 47. Elsevier, Amsterdam, 135–189.
- Van Loon, A.J., 2002. Soft-sediment deformations in the Kleszczów Graben (central Poland). [In:] P.K. Bose, S. Sarkar & P.G. Ericksson (Eds), *Rift basins: sedimentology and palaeontology – Chanda Memorial Issue. Sedimentary Geology* 147, 57–70.
- Van Loon, A.J., 2003. How 'hard' are soft-rock deformations? *Earth-Science Reviews* 61, 181–188
- Van Loon, A.J., Brodzikowski, K. & Gotowała, R., 1984. Structural analysis of kink bands in unconsolidated sands. *Tectonophysics* 104, 351–374.
- Van Loon, A.J., Brodzikowski, K. & Gotowała, R., 1985. Kink structures in unconsolidated fine-grained sediments. [In:] R. Hesse (Ed.), *Sedimentology of siltstone and mudstone. Sedimentary Geology* 41, 283– 300.
- Vesely F.F. 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero – Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná. Tese de doutorado. Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 224p.
- 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.
- Vrolijk, Peter J., Janos L. Urai, and Michael Kettermann. "Clay smear: Review of mechanisms and applications." *Journal of Structural Geology* 86 (2016): 95-152.

- Waldron, J.W.F.; Gagnon, J.F. Recognizing soft-sediment structures in deformed rocks of orogens. *Journal of Structural Geology* 33, 271–279, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.015>
- Weber, K. J. Hydrocarbon distribution patterns in Nigerian growth fault structures controlled by structural style and stratigraphy. *Journal of Petroleum science and Engineering*, v. 1, n. 2, p. 91-104, 1987.
- Weber, K.J., Mandl, G., Pilaar, W.F., Lehner, F., Precious, R.G., 1978. The role of faults in hydrocarbon migration and trapping in Nigerian growth fault structures. In: *Offshore Technology Conference*, Dallas, TX, United States, pp. 2643e2653.
- Welch, M.J., Knipe, R.J., Souque, C., Davies, R.K., 2009. A Quadshear kinematic model for folding and clay smear development in fault zones. *Tectonophysics* 471, 186e202.
- Went, D.J., 2005. Pre-vegetation alluvial fan facies and processes: an example from the Cambro-Ordovician Rozel Conglomerate Formation, Jersey, Channel Islands. *Sedimentology* 52, 693–713.
- Zieliński, T. and Van Loon, A.J., 1999a. Subaerial terminoglacial fans I: a semi-quantitative sedimentological analysis of the proximal environment. *Geologie en Mijnbouw* 77, 1–15.
- Zieliński, T. and Van Loon, A.J., 1999b. Subaerial terminoglacial fans II: a semi-quantitative sedimentological analysis of the middle and distal environments. *Geologie en Mijnbouw* 78, 73–85.
- Zieliński, T. and Van Loon, A.J., 2000. Subaerial terminoglacial fans III: overview of sedimentary characteristics and depositional model. *Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences* 79, 93–107.

Anexo I

Tabela do percentual de composição dos Smear

Tabela do percentual de composição dos Smear																		
	Cod da lâmina	W-O				W.A								W.A8				
	Sand-smear	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
Camada	Espessura	9,5 mm	-	3,5 mm	2,5 mm	7 mm	4 mm	2 mm	2 mm	2 mm	4 mm	1 mm	1 mm	2 mm	1 mm	2 mm	2 mm	
Smear	Continuidade	-	não	sim	sim	não	não	não	sim	sim	não	sim	sim	sim	-	não	sim	
	Comprimento	9 mm	7 mm	1 mm	3 mm	3,5 mm	4 mm	0,5 mm	1 mm	6,5 mm	3 mm	0,5 mm	2 mm	4 mm	2 mm	3 mm	0,5 mm	
	Orientação dos grãos	Moderado	Fraco	Moderado	Moderado	Fraco	Fraco	Fraco	Moderado	não	Fraco	Fraco	Fraco	Moderado	Fraco	Moderado	Fraco	
Composição	Areia média a grossa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Silte	80%	80%	80%	80%	80%	80%	85%	85%	85%	85%	90%	90%	85%	80%	80%	80%	
	Matriz	20%	20%	20%	20%	15%	15%	15%	15%	15%	15%	10%	10%	15%	20%	20%	20%	
	Cimento	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Poros	-	-	-	-	5%	5%	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0
	Filossilicatos	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Máficos e Carbonatos	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-

	Cod da lâmina	W-O	W.A8				W-T			
	Clay-smear	1	2	3	4	5	6	7	8	
Camada	Espessura	< 0,5 mm	< 0,5 mm	< 0,5 mm	< 0,5 mm	0,7 mm	< 0,5 mm	< 0,5 mm	1,2 mm	
Smear	Continuidade	sim	sim	sim	sim	não	sim	sim	sim	
	Comprimento	1 mm	1 mm	< 1 mm	< 1 mm	1,5 mm	1 mm	1 mm	4,5 mm	
	Orientação dos grãos	-	-	-	-	Fraco	Fraco	Fraco	Fraco	
Composição	Areia média a grossa	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Silte a areia fina	0	0	0	0	5	5	5	5	
	Matriz	100%	100%	100%	100%	95&	95&	95%	95%	
	Cimento	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Poros	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Filossilicatos	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Máficos e Carbonatos	0	0	0	0	0	0	0	0	

* Percentual baseado em estimativa visual