

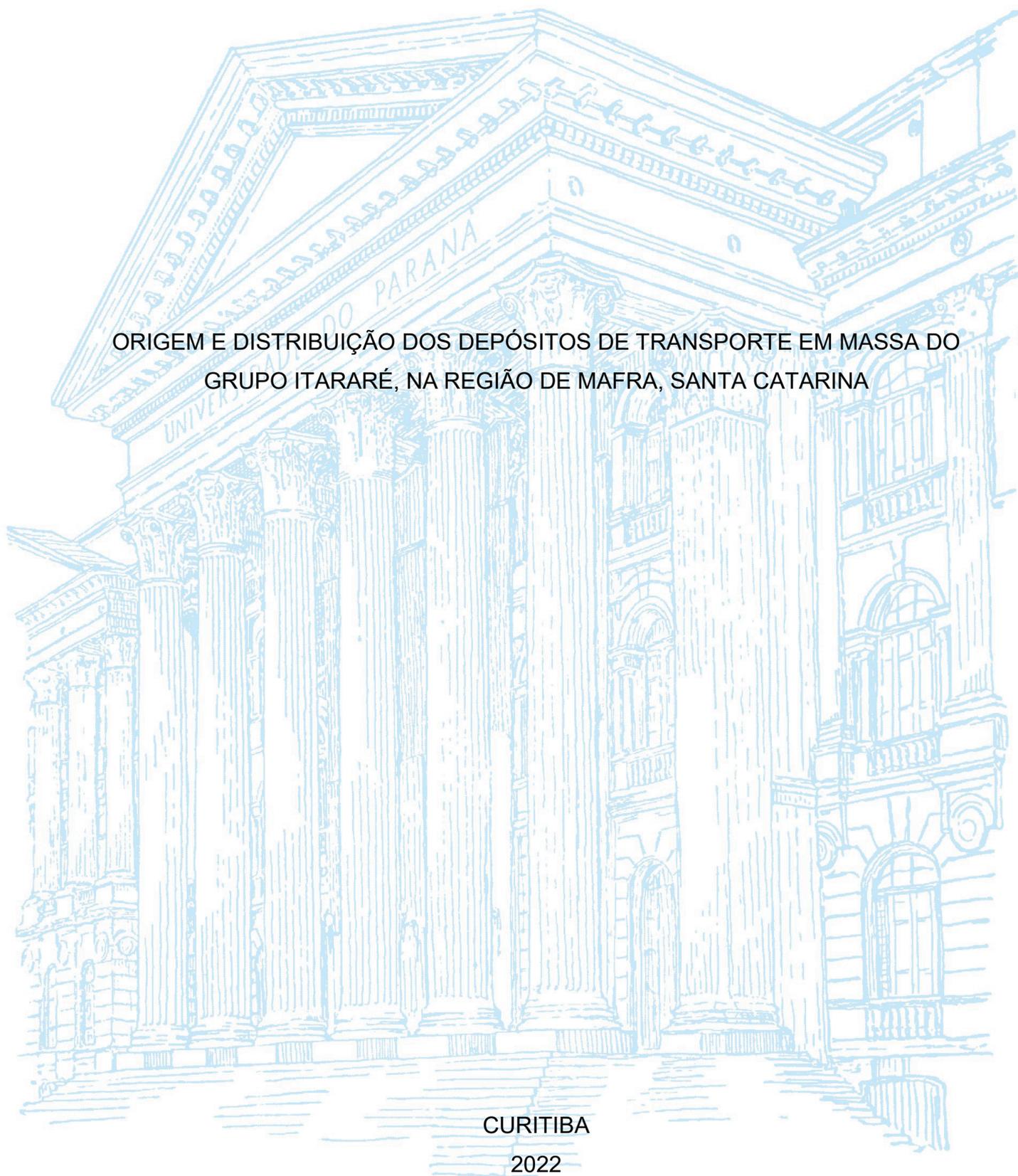
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RONALDO PAULO KRAFT

ORIGEM E DISTRIBUIÇÃO DOS DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA DO
GRUPO ITARARÉ, NA REGIÃO DE MAFRA, SANTA CATARINA

CURITIBA

2022



RONALDO PAULO KRAFT

ORIGEM E DISTRIBUIÇÃO DOS DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA DO
GRUPO ITARARÉ, NA REGIÃO DE MAFRA, SANTA CATARINA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como documento parcial para a obtenção do título de Doutor em Geociências.

Orientador: Fernando Farias Vesely

CURITIBA
2022

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Kraft, Ronaldo Paulo

Origem e distribuição dos depósitos de transporte em massa do Grupo Itararé, na região de Mafra, Santa Catarina. / Ronaldo Paulo Kraft. – Curitiba, 2022.

1 recurso on-line : PDF.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Fernando Farias Vesely

1. Bacias hidrográficas – Santa Catarina. 2. Sedimentação e depósitos. I. Vesely, Fernando Farias. II. Universidade Federal do Paraná. Programa de Pós-Graduação em Geologia. IV. Título.

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **RONALDO PAULO KRAFT** intitulada: **DISTRIBUIÇÃO E ORIGEM DOS DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA DO GRUPO ITARARÉ, NA REGIÃO DE MAFRA, SANTA CATARINA**, sob orientação do Prof. Dr. FERNANDO FARIAS VESELY, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua **APROVAÇÃO** no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 14 de Junho de 2022.

Assinatura Eletrônica
21/06/2022 09:15:46.0
FERNANDO FARIAS VESELY
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica
21/06/2022 09:43:46.0
PIERRE MUZZI MAGALHÃES
Avaliador Externo (PETRÓLEO S.A.)

Assinatura Eletrônica
21/06/2022 11:24:41.0
JULIANO KUCHLE
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL)

Assinatura Eletrônica
20/06/2022 09:46:25.0
JOSE ALEXANDRE DE JESUS PERINOTTO
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE EST.PAULISTA JÚLIO DE MESQUITA FILHO)

Assinatura Eletrônica
20/06/2022 11:37:17.0
VICTORIA VALDEZ BUSO
Avaliador Interno Pós-Doc (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)



Ministério da Educação
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
Setor de Ciências da Terra
Programa de Pós-Graduação em Geologia



DECLARAÇÃO

Declaramos para os devidos fins que **RONALDO PAULO KRAFT** realizou sua defesa de tese intitulada "**DISTRIBUIÇÃO E ORIGEM DOS DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA DO GRUPO ITARARÉ, NA REGIÃO DE MAFRA, SANTA CATARINA**" em 14 de junho de 2022, no Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, área Geologia Exploratória, nível Doutorado, e que por sugestão da banca examinadora, o título foi alterado para "**ORIGEM E DISTRIBUIÇÃO DOS DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA DO GRUPO ITARARÉ, NA REGIÃO DE MAFRA, SANTA CATARINA**".

Curitiba, 24 de agosto de 2022.

Carlos Conforti Ferreira Guedes
Coordenador do Programa
Pós-Graduação em Geologia

*À Kadja, minha amada esposa,
à Camila, minha querida filha,*

*in memoriam daqueles que se foram cedo demais:
meus pais Carlos (☆ 1943 † 2015) e Odila (☆ 1946 † 2020),
meus sogros Aniceto (☆ 1940 † 2020) e Hilda (☆ 1946 † 2021).*

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos ao Professor Dr. Fernando Farias Vesely, pela orientação da tese, trabalhos de campo, discussões, conselhos e ensinamentos;

ao curso de Pós Graduação em Geologia da UFPR;

ao colegiado de professores da Pós Graduação, por conceder prorrogações de prazo;

à CAPES pela concessão de bolsa de estudos;

ao Laboratório de Análise de Bacias (Labap);

ao geólogo Dr. Luiz Weinschütz, por permitir utilizar um rico acervo de testemunhos;

à Universidade do Contestado, por permitir acesso às instalações para descrição dos testemunhos;

às professoras Dra. Maria Cristina e Dra. Carolina Aquino pelas avaliações, correções e sugestões na qualificação;

ao Professor Dr. Carlos Guedes, coordenador da Pós Graduação em Geologia da UFPR;

à minha irmã Dra. Rosilene Kraft, pela tradução do manuscrito e incentivo;

à Kadja e Camila, por, além de darem apoio moral, terem participado das etapas de campo;

aos grandes amigos Saulo Ferreira e Kayo Nardi, por discussões em campo;

à Thammy, por discussões de campo, apoio como representante de alunos da pós-graduação e companheira de pesquisa no Labap;

à Lara Neves, pelas discussões sobre os testemunhos;

à segurança patrimonial da UFPR, por permitir pernoites em um motorhome na UFPR;

aos demais colegas pesquisadores do Labap: Andreas, Vanessa, Verônica, Deise, Giovana, Aurora, Bruno (Itararé), Leonardo e a Professora Dra. Bárbara;

aos membros da banca de avaliação da tese, professores Dr. José Alexandre Perinotto, Dr. Juliano Kuchle, à pesquisadora Dra. Victoria Valdez Buso, e ao colega Dr. Pierre Muzzi;

à Ciência.

RESUMO

Depósitos de transporte em massa correspondem à sedimentação controlada por processos gravitacionais que incluem deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos, os quais em ambiente subaquoso podem remobilizar, por longas distâncias, grande volume de sedimentos previamente depositados. A indústria petrolífera tem dado grande atenção a estes depósitos, pois podem ser formados elementos de sistemas petrolíferos, como reservatório, selo ou condicionar a topografia sobre a qual são alojadas fácies de arenitos. Dependendo da reologia, constituição do protólito e da intensidade da deformação ao qual foram submetidos nestes processos de ressedimentação, podem ser produzidas espessas camadas de diamictitos. Este litotipo também é formado por outros processos deposicionais, tendo ocorrência muitas vezes atribuída a depósitos glaciais. O Grupo Itararé é uma unidade representativa do mais abrangente evento de glaciação ocorrido no Gondwana durante o Permo-Carbonífero, e seu empilhamento estratigráfico é pontuado por várias ocorrências de diamictitos. Durante muito tempo estas ocorrências foram utilizadas como indicadores diretos da presença de gelo na Bacia do Paraná, de modo que a extensão de mantos de gelo era coincidente com o registro destas rochas. Estudos têm mostrado que muitos destes depósitos são, na verdade, produtos de remobilização por transporte em massa, onde o gelo atuou como supridor de sedimentos que foram posteriormente remobilizados por instabilidade gravitacional. Diferenciar diamictitos de origem glacial e não-glacial no Grupo Itararé auxilia nos estudos paleoambientais, pois permite estabelecer os limites de abrangência glacial nesta unidade. Na região de Mafra, norte do estado de Santa Catarina, há afloramentos de diamictitos nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, integrantes do Grupo Itararé. Esta tese tem como objetivo contribuir para o conhecimento sobre o Grupo Itararé, caracterizando os depósitos de transporte em massa e fácies associadas em Mafra, estabelecendo os possíveis controles na origem e distribuição destes depósitos, dentro de um arcabouço estratigráfico regional, também discutindo os processos condicionantes no contexto da glaciação permocarbonífera no oeste de Gondwana, comparando com afloramentos da Bacia de Paganzo descritos na literatura. Em Mafra, cerca de 300 metros de testemunhos de 5 sondagens rasas amostraram a subsuperfície desta região. Estes testemunhos foram descritos, sendo reconhecidas cinco associações de fácies denominadas de *outwash* subaquoso, *rain out* e decantação de lama, turbiditos delgados, depósitos de transporte em massa, e turbiditos espessos. Estas associações forneceram um perfil vertical que foi correlacionado com as áreas adjacentes de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Presidente Getúlio, Dr. Pedrinho e São João do Triunfo, evidenciando 5 sequências correspondente a ciclos de deglaciação, onde o mais expressivo depósito de transporte em massa da região de Mafra ocorre dentro da sequência S3. Os afloramentos forneceram uma visão espacial dos depósitos, permitindo também reconhecer diferentes tipos de produtos de transporte em massa em função da constituição da matriz argilosa ou arenosa, e arcabouço com predomínio da presença de blocos de arenitos ou heterolitos dobrados. A comparação com afloramentos de depósitos de transporte em massa na Bacia de Paganzo, com idade e contexto deposicional glacial semelhante, forneceu argumentos para compreender os processos de colocação dos depósitos em Mafra, permitindo estimar as geometrias e continuidade laterais, além de estabelecer possíveis controles para depósitos sobrejacentes.

Palavras-chave: testemunhos; diamictitos; fluxos gravitacionais; Bacia do Paraná

ABSTRACT

Mass transport deposits correspond to sedimentation controlled by gravitational processes that include slides, slumps and debris flows, which in an subaqueous environment can remobilize large volumes of sediments previously deposited over long distances. The oil industry has paid great attention to these deposits, because elements of petroleum systems can be generated, such as reservoir, seal or conditioning the topography on which sandstones are ponded. Depending on the rheology, constitution of the protolith and the intensity of the deformation to which they were submitted in these resedimentation processes, thick layers of diamictites can be produced. This lithotype is also formed by other depositional processes, often attributed to glacial deposits. The Itararé Group is a representative unit of the most wide glaciation event that occurred in Gondwana during the Permo-Carboniferous, having stratigraphic stacking punctuated by several occurrences of diamictites. For a long time, these occurrences were used as direct indicators of the presence of ice in the Paraná Basin, being the extent of glaciers coincident with the record of these rocks. Studies have shown that many of these deposits are products of remobilization by mass transport, where the ice acted as a supplier of sediments which were later remobilized by gravitational instability. Differentiating diamictites of glacial and non-glacial origin in the Itararé Group helps in paleoenvironmental approaches, allowing to establish the limits of occurrence of glaciers in this unit. In the Mafra region, northern Santa Catarina state, there are outcrops of diamictites in the Campo do Tenente, Mafra and Rio do Sul formations, part of the Itararé Group. This thesis aims to contribute to the knowledge about the Itararé Group, characterizing the mass transport deposits and associated facies in Mafra, establishing the possible controls on the origin and distribution of these deposits, within a regional stratigraphic framework, also discussing the conditioning processes in the context of the permocarboniferous glaciation in western Gondwana, comparing with outcrops of the Paganzo Basin described in the literature. In Mafra, about 300 meters of cores from five shallow boreholes sampled the subsurface of this region. These cores were described, and five facies associations were recognized: subaqueous outwash, rain out and mud settling, thin turbidites, mass transport deposits, and thick turbidites. These associations provided a vertical profile that was correlated with the adjacent areas of Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Presidente Getúlio, Doutor Pedrinho and São João do Triunfo, showing five sequences corresponding to deglaciation cycles, where the most expressive mass transport deposit in the Mafra region occurs within the S3 sequence. The outcrops provided a spatial view of the deposits, also allowing the recognition of different types of mass transport products, due to the constitution of the muddy or sandy matrix and the framework with the predominance of sandstone blocks or rafts of folded heteroliths. The comparison with outcrops from mass transport deposits in the Paganzo Basin, with similar age and glacial depositional context, provided arguments to understand the processes of placing deposits in Mafra, allowing to estimate the lateral geometries and continuity, in addition to establishing possible controls for overlying deposits.

Keywords: cores; diamictites; gravitational flows; Paraná Basin

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.1: Esquema ilustrando o efeito de homogeneização de depósitos heterogêneos, e possíveis tipos de diamictitos produzidos: (A, B e C) área fonte de sedimentos heterogênea, constituída por cascalho, areia e inter-acamadamentos de areia e lama; (D) diamictito estratificado com mistura de cascalhos, areia e lama grosseiramente dobrados; (E) diamictito bem estratificado mostrando evidentes dobras em níveis de areia e lama; (F) diamictito bem estratificado mostrando incremento no grau de homogeneização da mistura areia e lama; (G) diamictito fracamente estratificado com horizonte de clastos; (H) diamictitos maciços com a completa homogeneização das diferentes fontes de materiais (Eyles & Eyles 2000).	17
Fig. 2.1: (A) Bacia do Paraná e distribuição da porção aflorante do Grupo Itararé, modificado de Vesely et al. (2015); (B) localização da área de estudo (retângulo vermelho) e das sondagens rasas descritas, além das áreas com os perfis verticais utilizados: São João do Triunfo (Vesely 2006); Dr. Pedrinho (Aquino et al. 2016); Pres. Getúlio (Schemiko et al. 2019); Vidal Ramos (Valdez et al. 2019); Alfredo Wagner (Fallgatter & Paim 2019) (mapa geológico modificado de Perrotta et al. 2004).	23
Fig. 2.2: Exemplo de descrição sistemática de testemunhos de sondagens (VR 01), testemunho 6, caixas 2 e 3; e testemunho 7, caixas 1, 2 e 3. Profundidades de 16,65 a 21,40 metros.	25
Fig. 2.3: Perfil composto das sondagens RB03, VR01, SL02 e TC04 da área de Mafra, com dados agregados de afloramentos e sondagens descritos em Weinschütz & Castro (2004) e Weinschütz & Castro (2006).	27
Fig. 2.4: Perfis originais mostrando os diferentes padrões de representação gráfica para o empilhamento estratigráfico de áreas estudadas no Grupo Itararé.	28
Fig. 3.1: Carta estratigráfica simplificada da Supersequência Gondwana I, com as subdivisões de Schneider et al. (1974). O retângulo em vermelho representa a posição aproximada do intervalo de estudo. Modificado de Vesely et al. (2015).	29
Fig. 3.2: Seções tipo e divisões litoestratigráficas do Grupo Itararé. Modificado de Schneider et al. (1974).	31
Fig. 3.3: Localização das seções tipo das formações Campo do Tenente e Mafra em relação à área da tese.	32
Fig. 3.4: Comparativo entre a classificação de Schneider et al. (1974) e França & Potter (1988), no qual o Folhelho Lontras tem posições estratigráficas distintas.	33
Fig. 4.1: Classificação simplificada de depósitos de transporte em massa, baseada em processos gravitacionais (Nelson et al. 2011). Apesar de ser um processo gravitacional, turbiditos não são considerados MTDs.	35

Fig. 4.2: Depósito de transporte em massa associado a processo de deslizamento, conhecido como Storegga Slide, norte da Noruega (Solheim et al. 2005a).	36
Fig. 4.3: Esquema de modelo para geração de escorregamentos. A região de descolamento é sujeita a falhas lístricas normais, em regime distensivo, enquanto na porção frontal forma-se uma região compressiva, com falhas de empurrão, dobras e cavalgamentos (Alsop & Marco 2014).	37
Fig. 4.4: Modelo idealizado de evolução de deformação para os MTDs, com homogeneização aumentando com a desgregação de sedimentos não litificados; DF-1, DF-2 e DF-3: estágios de deformações incipiente, madura e evoluída (Rodrigues et al. 2020).	38
Fig. 5.1 Simplified stratigraphic chart of the Gondwana I Supersequence, with the subdivisions of Schneider et al. (1974). The rectangle in red represents the approximate position of the study interval. Modified from Vesely et al. (2015).	43
Fig. 5.2 (A) Paraná Basin and Itararé Group outcrop range, modified by Vesely et al. (2015); (B) location of the shallow boreholes in the Mafra region and areas with correlated vertical profiles in geological map of Parana Basin: São João do Triunfo (Vesely 2006); Dr. Pedrinho (Aquino et al. 2016); Pres. Getúlio (Schemiko, Vesely & Rodrigues 2019); Vidal Ramos (Valdez et al. 2019); Alfredo Wagner (Fallgatter & Paim 2019) (geological map modified by Perrotta et al. 2004).	44
Fig. 5.3 Composite graphic log of the distribution of facies associations in the boreholes BR5, TC4, SL2, VR1 and RB3. The colored rectangles indicate the position of the cores on the log. Facies codes in Table 5.1.	48
Fig. 5.4 Geological section between Mafra and the areas of São João do Triunfo, Doutor Pedrinho, Presidente Getúlio, Vidal Ramos and Alfredo Wagner. Stratigraphic stacking of the Mafra area complemented with data from Weinschütz & Castro (2004) and Weinschütz & Castro (2006). Correlation intervals correspond to depositional sequences S1 to S5. The base of the occurrence of Lontras shale was used as datum for the correlation.	53
Fig. 6.1: (A) localização das bacias do Paraná e Paganzo (modificado de Suss 2013); (B) Bacia do Paraná com a porção aflorante do Grupo Itararé (modificado de Vesely et al. 2015); (C) localização dos afloramentos de Cerro Bola e Sierra de Maz, Vichigasta, La Peña, Talacasto e Quebrada Las Lajas (modificado de Limarino et al. 2002); (D) localização dos afloramentos Campo do Tenente, das Tropas, Rocamble, Pedra Branca, Motel, São Lourenço e Vila Ruthes.	71
Fig. 6.2: (A) vista aérea de Cerro Bola, com posicionamento dos MTDs e depósitos associados: FD – flúvio deltáico, MTD – depósito de transporte em massa, AC – arenitos confinados; (B) bloco de arenito flúvio deltaico boudinado no MTD2; (C) diamictito ressedimentado com blocos de arenito; (D) diamictito estratificado, correspondendo ao protólito. (A, C e D em Valdez et al. 2015, B em Fallgatter et al. 2016).	74
Fig. 6.3: Depósitos de transporte em massa relacionado ao colapso em borda de vale glacial, com blocos de arenitos (Valdez et al. 2021).	75

- Fig. 6.4: (A) disposição geral dos seis MTDs em La Peña; (B) bolas de arenitos e o resultado final do progressivo processo de homogeneização no MTD4 (C) blocos de arenitos com bordas cisalhadas no MTD5 (D) detalhe do MTD6 com blocos imbricados que lateralmente passam a blocos isolados (Valdez et al. 2019).77
- Fig. 6.5: (A) distribuição das unidades no paleovale de Talacasto; (B) detalhe do diamictito da unidade 7; (C) detalhe das fácies da unidade 7, com camadas de heterolitos deformados, quebrados e fragmentados; (D) detalhe do protólito do MTD, com seta branca indicando a laminação original deformada pelo clasto (Aquino et al. 2014).78
- Fig. 6.6. Depósito de transporte em massa no topo da unidade 1, gerando superfície sobre a qual houve deposição em onlap (Dykstra et al. 2006).79
- Fig. 6.7: Perfil estratigráfico do Grupo Itararé, com a posição aproximada dos principais afloramentos com MTD na região de Mafra. Modificado de Scneider et al. (1974).80
- Fig. 6.8: (A) disposição geral do afloramento, evidenciando três fácies: diamictito com blocos de arenitos com bordas fragmentadas; heterolitos de arenitos muito fino e folhelhos, com dropstones de rochas ígneas e metamórficas; folhelhos com lâminas de arenitos muito fino, e dropstones com redução de ocorrência para o topo; (B) detalhe de bloco de arenito com estratificação cruzada; (C) bloco de arenito fino com drapes de argila recobrendo estratificações cruzadas sigmoidais; (D) detalhe das fácies de heterolitos com presença de dropstones.82
- Fig. 6.9: (A) disposição geral do afloramento evidenciando quatro intervalos: base com diamictitos maciço, seguido por MTD com blocos de diamictitos ressedimentados, passando a diamictitos com camadas cisalhadas de arenitos muito finos, e topo com arenitos com intraclastos; (B) detalhe dos blocos de diamictitos ressedimentados; (C) detalhe do intervalo com camadas de arenitos cisalhados.83
- Fig. 6.10: (A) afloramento Pedra Branca, de diamictito maciço, homogêneo, com matriz arenosa; (B) detalhe da matriz arenosa homogênea do diamictito, com grânulos de rochas ígneas e clastos milimétricos de folhelhos; (C) bloco de folhelho (D) bloco de heterolito dobrado, com camadas internas estiradas e rompidas; (E) intervalo com camadas cisalhadas de arenito muito fino e folhelhos, misturadas à matriz do diamictito.85
- Fig. 6.11: (A) fotomosaico do afloramento Rocamble; (B) interpretação dos intervalos individualizados: base com arenito estratificado, intervalo intermediário de MTD com matriz argilosa, e blocos cisalhados, dobrados e boudinados de arenitos, intervalo com matriz arenosa ao topo; (C) detalhe do intervalo de MTD, mostrando camadas arenosas dobradas e rompidas por cisalhamento e presença de bloco de granito; (D) núcleos de arenitos dobrados e cisalhados; (E) topo do intervalo arenoso basal, cisalhado, com camadas de arenitos imbricadas pelo progressivo processo de incorporação na matriz do MTD; (F) topo do intervalo argiloso, com reduzida presença de blocos e camadas dobradas.86
- Fig. 6.12: (A) disposição geral do afloramento correspondendo a duas fácies, uma basal de heterolitos, sobreposta em contato abrupto por diamictitos

maciços; (B) detalhe da matriz argilosa do diamictito, com seixo de rocha ígnea; (C) detalhe para posicionamento de bloco de arenito próximo a base do diamictito, com característica textural e espessura semelhante às camadas arenosas do heterolito subjacente; (D) detalhe do bloco de arenito, disposto de forma horizontal e com bordas desagregadas; (E) superfície de contato abrupto e inclinado entre o diamictito e os heterolitos, com desenvolvimento de superfícies de falha não pervasivas no diamictito.87

Fig. 6.13: (A) disposição geral do afloramento, correspondendo a diamictitos maciços sem superfícies de descontinuidade deposicional; (B) e (C) detalhes da matriz argilosa do diamictito, com seixos e grânulos de rochas ígneas; (D) e (E) posição de bloco de arenito próximo à base do afloramento e detalhe evidenciando bordas desagregadas em meio à matriz do diamictito.89

Fig. 6.14: (A) MTD correspondente a diamictito com grandes blocos de turbiditos dobrados; (B) detalhe da matriz argilosa do diamictito, com seixos; (C) detalhe de um dos flancos do bloco de turbidito dobrado; (D) inversão de topo e base de camadas, evidenciado pela posição invertida de gradação de arenito a folhelho, posição de laminação cruzada cavalgante, estruturas de carga e chama; (E) bloco coerente de arenito estratificado.90

Fig. 6.15: Modelo esquemático para a colocação do MTD aflorante na pedreira Campo do Tenente. Seta em vermelho indica a posição do afloramento. Sem escala.....92

Fig. 6.16: Modelo esquemático para a colocação do MTD aflorante na pedreira das Tropas. Seta em vermelho indica a posição do afloramento. Sem escala.....93

Fig. 6.17: Modelo esquemático para a colocação dos MTDs nos afloramentos Rocamble e pedreira Pedra Branca. Setas em vermelho indicam as posições aproximadas dos afloramentos. Sem escala.....94

Fig. 6.18: Modelo esquemático para a colocação dos MTDs aflorantes nas pedreiras Motel, São Lourenço e Vila Ruthes. Setas em vermelho indicam as situações aproximadas dos afloramentos em relação ao posicionamento estratigráfico. Sem escala.95

Fig. 7.1: Fácies pelíticas: (A) lamitos maciços, sondagem TC4, profundidade de 2,50 metros; (B) folhelho com clastos caídos, sondagem TC4, profundidade de 9,65 metros; (C) folhelho, sondagem SL2, profundidade de 57,28 metros; (D) folhelho com concreções, sondagem SL2, profundidade de 59,02 metros; (E) siltito com estruturas de bolas e almofadas, sondagem BR5, profundidade de 40,60 metros; (F) folhelho com feições de deformação, sondagem RB3, profundidade de 59,60 metros. 106

Fig. 7.2: Fácies heterolíticas: (A) ritmito de arenito muito fino e siltito, com clastos caídos, sondagem RB3, profundidade de 56,60 metros; (B) ritmito de arenito muito fino e siltito, com estruturas de deformação, sondagem RB3, profundidade de 58,13 metros; (C) heterolito de siltito e arenito muito fino, sondagem SL2, profundidade de 31,16 metros; (D) heterolito de siltito e arenito muito fino, com laminação cruzada cavalgante e estruturas de deformação, sondagem TC4, profundidade de 44,63 metros; (E) heterolito de arenito muito fino e folhelho, com estruturas de deformação intensa, sondagem VR1, profundidade de 18,79 metros. 108

Fig. 7.3: Fácies de diamictitos: (A) diamictito de matriz siltico-argilosa e aspecto maciço, sondagem VR1, profundidade de 12,29 metros; (B) diamictito de matriz argilosa e estratificado, sondagem TC4, profundidade de 13,67 metros; (C) diamictito de matriz siltico-argilosa, estratificado e com feições de deformação, sondagem VR1, profundidade de 48,89 metros. 109

Fig. 7.4: Fácies de arenitos: (A) arenito fino maciço, sondagem RB3, profundidade de 21,35 metros; (B) arenito fino maciço com intraclastos pelíticos, sondagem RB3, profundidade de 7,12 metros; (C) arenito fino maciço com grânulos, sondagem BR5, profundidade de 3,90 metros; (D) arenito muito fino com laminação plano-paralela, sondagem BR5, profundidade de 25,35 metros; (E) arenito muito fino a fino com laminação cruzada cavalgante, sondagem BR5, profundidade de 33,80 metros; (F) arenito fino a médio com estratificação cruzada planar, sondagem TC4, profundidade de 37,38 metros; (G) arenito fino a médio com estratificação cruzada planar e intraclastos pelíticos, sondagem RB3, profundidade de 23,35 metros; (H) arenito grosso à médio com gradação normal, sondagem TC4, profundidade de 64,57 metros; (I) arenito grosso à médio com gradação normal, conglomerático, sondagem TC4, profundidade de 59,55 metros; (J) arenito grosso à médio com gradação normal e intraclastos pelíticos, sondagem TC4, profundidade de 45,45 metros; (K) arenito médio à grosso com gradação inversa, sondagem TC4, profundidade de 65,55 metros; (L) arenito médio à grosso com gradação inversa e intraclastos pelíticos, sondagem RB3, profundidade de 53,85 metros; (M) arenito muito fino, homogeneizado, sondagem VR1, profundidade de 19,80 metros; (N) arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante e estruturas de deformação, sondagem TC4, profundidade de 54,55 metros; (O) arenito muito fino à silte com gradação normal e estruturas de deformação, sondagem SL2, profundidades de 35,20 metros; (P) arenito conglomerático com estruturas de deformação, sondagem TC4, profundidade de 70,35 metros. 112

Fig. 7.5: Fácies de conglomerados: (A) conglomerado maciço, sondagem TC4, profundidade de 40,15 metros; (B) conglomerado maciço com intraclastos pelíticos, sondagem TC4, profundidade de 18,90 metros; (C) conglomerado com gradação normal, sondagem TC4, profundidade de 42,10 metros. 113

Fig. 7.6: Perfil sequencial de fácies nas sondagens TC4 e BR5 (legenda dos mnemônicos na tabela 7.1). 114

Fig. 7.7: Perfil sequencial de fácies nas sondagens SL02, VR01 e RB03 (legenda dos mnemônicos na tabela 7.1). 115

Fig. 7.8: Mapa geológico integrando dados de afloramentos e descrição de sondagens. Cores são aproximadamente equivalente às associações de fácies obtidas com a descrição dos testemunhos. 116

LISTA DE TABELAS

Table 5.1 Recognized sedimentary facies, with brief description of facies, structures and depositional processes.	45
Tabela 7.1: Fácies sedimentares reconhecidas, com descrição sucinta de fácies, estruturas deposicionais, processos e indicação de fotografia representativa.....	105

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1. ABORDAGEM DA PESQUISA.....	16
1.2. HIPÓTESES.....	20
1.3. OBJETIVOS.....	21
2. LOCALIZAÇÃO, MATERIAIS E MÉTODOS.....	22
3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	29
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	34
4.1. DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA (MTDs – <i>MASS TRANSPORT DEPOSITS</i>)	34
4.1.1. Deslizamentos (slides).....	35
4.1.2. Escorregamentos (slumps).....	36
4.1.3. Fluxos de detritos.....	37
5. RESULTADOS - PRIMEIRO MANUSCRITO: 'DEPOSITIONAL SEQUENCES OF THE ITARARÉ GROUP IN THE REGION OF MAFRA (SC) AND THEIR REGIONAL CORRELATION'	39
5.1 Introduction	41
5.2 Geological setting.....	42
5.3 Materials and Methods.....	43
5.4 Results	45
5.4.1 Facies	45
5.4.2 Facies association	47
5.5 Stratigraphic correlation	51
5.6 Conclusions.....	56
5.7 References.....	58
6. RESULTADOS - SEGUNDO MANUSCRITO: 'DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA DO GRUPO ITARARÉ NO CONTEXTO DA GLACIAÇÃO PERMOCARBONÍFERA NO OESTE DE GONDWANA'.....	66
6.1. INTRODUÇÃO	67
6.2. CONTEXTO GEOLÓGICO	69
6.2.1. Bacia do Paraná	69
6.2.2. Bacia de Paganzo.....	70
6.2.2.1. Cerro Bola e Sierra de Maz (coordenadas 29°33'00"S/ 68°25'00"W e 29°29'00"S/ 68°28'00"W).....	72
6.2.2.2. Paleovale de Vichigasta (coordenadas 29°40'00"S/ 67°35'00"W).....	74

6.2.2.3. Canyon de La Peña (coordenadas 30°09'00"S/ 68°02'00"W).....	75
6.2.2.4. Paleovale de Talacasto (coordenadas 31°02'00"S/ 68°48'00"W)....	77
6.2.2.5. Paleovale de Quebrada de las Lajas (coordenadas 31°37'00"S/ 68°41'00"W).....	78
6.3. MATERIAS E MÉTODOS	79
6.4. RESULTADOS.....	81
6.4.1. Afloramentos na região de Mafra.....	81
6.4.1.1. Pedreira de Campo do Tenente (coordenadas 25°58'13"S / 49°40'28"W).....	81
6.4.1.2. Pedreira das Tropas (coordenadas 26°00'53"S/ 49°52'45"W).....	82
6.4.1.3. Pedreira Pedra Branca e afloramento Rocambole (coordenadas 26°11'17"S/ 49°46'25"W e 26°08'09"S/ 49°48'27"W).....	83
6.4.1.4. Pedreira Motel (coordenadas 26°12'30"S / 49°47'20"W).....	86
6.4.1.5. Pedreira São Lourenço (coordenadas 26°09'20"S / 49°53'00"W).....	88
6.4.1.6. Pedreira Vila Ruthes (coordenadas 26°14'00"S/ 49°50'22"W)	89
6.5. DISCUSSÃO	90
6.6. CONCLUSÕES.....	96
6.7. REFERENCIAS.....	98
7. RESULTADOS COMPLEMENTARES	104
7.1. CATÁLOGO DE FÁCIES	104
7.1.1. Lamitos	104
7.1.2. Heterolitos.....	107
7.1.3. Diamictitos	109
7.1.4. Arenitos.....	110
7.1.5. Conglomerados.....	112
7.2. PERFIS VERTICAIS DAS SONDAGENS RASAS	113
7.3. MAPA GEOLÓGICO	116
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	117
9. REFERÊNCIAS.....	120

1. INTRODUÇÃO

1.1. ABORDAGEM DA PESQUISA

A pesquisa aqui apresentada irá abordar a origem e distribuição de depósitos atribuídos a processos de transporte em massa, registrados na região de Mafra, estado de Santa Catarina, inseridos no Grupo Itararé, Bacia do Paraná. Algumas considerações devem ser feitas, visando justificar as motivações que levaram a eleger este tema de estudo como uma pesquisa de doutorado, e que serão abordadas neste capítulo introdutório.

Depósitos de transporte em massa, cuja sigla em inglês, MTDs (*Mass Transport Deposits*), será a terminologia adotada nesta pesquisa, são depósitos produzidos por fluxos gravitacionais coesos, podendo ocorrer tanto em ambientes subaéreos quanto em ambientes subaquosos, envolvendo a remobilização de grande quantidade de sedimentos previamente depositados (Nemec 1990, Martinsen 1994, Posamentier & Martinsen 2011), com distribuição em área atingindo $1,14 \times 10^5 \text{ km}^2$ e até $2,59 \times 10^3 \text{ km}^3$ em volumes de material remobilizado (Moscardelli & Wood 2015). Esta remobilização pode produzir depósitos que refletem diferentes intensidades de deformações, incluindo a ausência de feições de deformações quando relacionados a processos de deslizamentos, depósitos com deformações moderadas produzidas por processos de escorregamentos nos quais estruturas sedimentares primárias são reconhecidas, e deformações intensas, caracterizadas pela homogeneização dos sedimentos, na qual processos de fluxos de detritos obliteram as estruturas sedimentares pretéritas (Eyles & Eyles 2000, Rodrigues et al. 2020) (Fig. 1.1). Diferentes origens são atribuídas como gatilhos para a formação de MTDs, incluindo a instabilidade de talude deposicional devido ao alto aporte sedimentar, falhas de bordas em taludes, terremotos, escape de hidratos de gás (Sultan et al. 2004, Posamentier & Martinsen 2011), rebaixamento eustático ou ajustamento isostático devido à remoção de grandes massas de gelo (McCabe et al. 1994), frentes de empurrão (Lucente & Pini 2003, Ogata et al. 2012, Ogata et al. 2020).

O apelo para estudos atuais em MTDs tem sido motivado por diversos fatores, como na caracterização voltada à análise de riscos (*geohazards*) (Migeon et al. 2011) em instalações submarinas como, por exemplo, o rompimento de cabos de telecomunicações relacionado ao tsunami Grand Banks em 1929 (Pipper et al. 1999, Fine et al. 2005), e riscos para dutos de escoamento de produção de petróleo (Bruschi et al. 2006, Huhn et al. 2020), cujo rompimento poderia proporcionar grandes desastres ambientais. Esses estudos envolvem a análise de sedimentos inconsolidados por meio de sondagens rasas do fundo oceânico, e aquisições sísmicas de alta frequência, como os obtidos pelas pesquisas do IODP (International Ocean Discovery Program), ODP (Ocean Drilling Program), e DSDP (Deep Sea Drilling Project). Como exemplos destes estudos podem ser citados os que abordaram sedimentos no Golfo do México (Sawyer et al. 2009) e Foz do Rio Amazonas (Maslin et al. 1998).

A indústria petrolífera tem tido especial interesse nos depósitos de transporte em massa, uma vez que podem configurar potenciais elementos de sistemas petrolíferos em águas profundas (Posamentier & Martinsen 2011). As superfícies irregulares nos topos de MTDs podem formar minibacias (*ponding*), aprisionando turbiditos arenosos com características de reservatórios (Nelson et al. 2011, Kneller

et al. 2016). Também podem representar a própria fácies reservatório (Meckel et al. 2011, Arfai et al. 2016), como em situações onde blocos com boas características permoporosas são transportados para contextos em que possam armazenar hidrocarbonetos, e também pela homogeneização de sedimentos por processos de escorregamentos e fluxos de detritos, cuja contribuição de frações arenosas condicionem valores de porosidade que permitam o armazenamento de hidrocarbonetos que, em função dos baixos valores permo-porosos, seriam principalmente em estado gasoso e com pouca viabilidade econômica. Por fim, também pode estar presente como elemento selante em sistemas petrolíferos, em situações onde depósitos de transporte em massa com elevado teor de frações argilosas recobrem fácies reservatório (Omeru 2014).

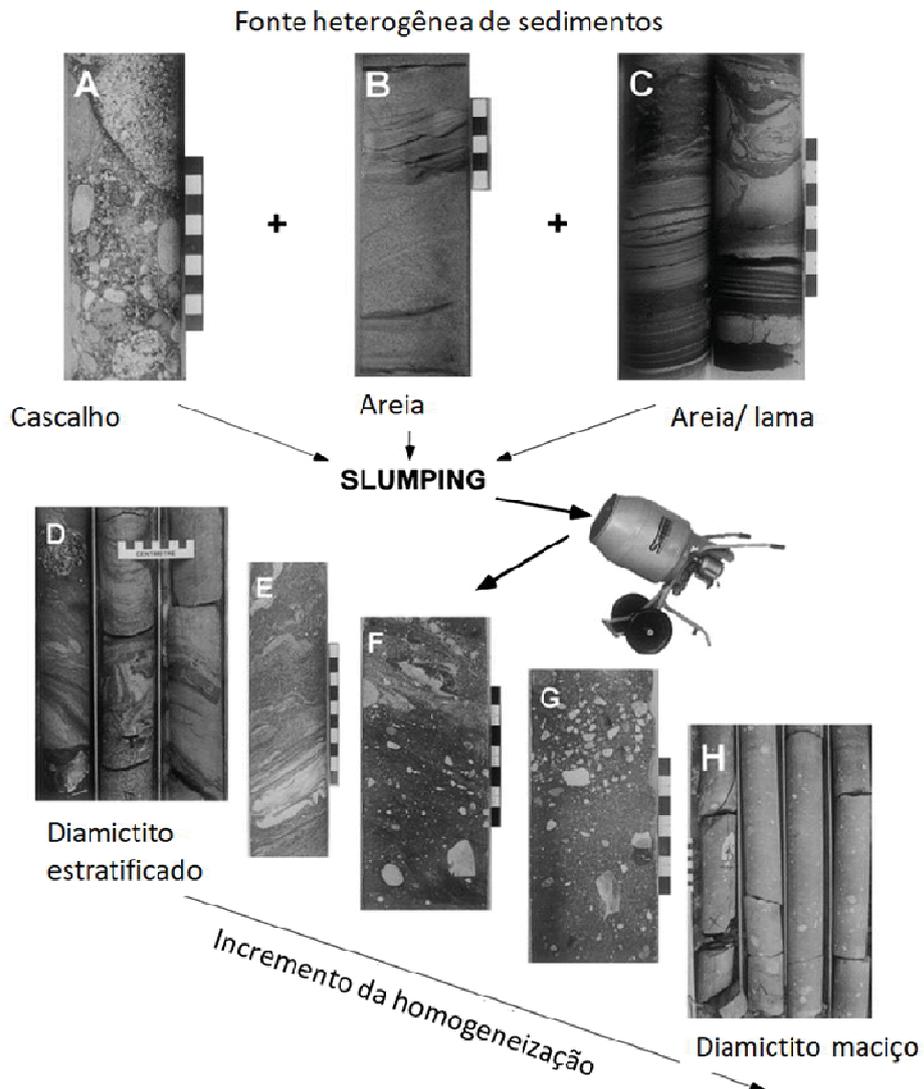


Fig. 1.1: Esquema ilustrando o efeito de homogeneização de depósitos heterogêneos, e possíveis tipos de diamictitos produzidos: (A, B e C) área fonte de sedimentos heterogênea, constituída por cascalho, areia e inter-acamadamentos de areia e lama; (D) diamictito estratificado com mistura de cascalhos, areia e lama grosseiramente dobrados; (E) diamictito bem estratificado mostrando evidentes dobras em níveis de areia e lama; (F) diamictito bem estratificado mostrando incremento no grau de homogeneização da mistura areia e lama; (G) diamictito fracamente estratificado com horizonte de clastos; (H) diamictitos maciços com a completa homogeneização das diferentes fontes de materiais (Eyles & Eyles 2000).

Ao analisar uma bacia sedimentar, diferentes ferramentas podem ser utilizadas, como dados indiretos de levantamentos sísmicos e perfis geofísicos, e dados diretos de amostras de rochas em poços profundos, mapeamento de superfície e sondagens rasas, porém cada uma com suas limitações sejam elas devido à resolução, deficiência de amostragem, cobertura por solo e/ ou vegetação. Identificar MTDs em subsuperfície é uma tarefa facilitada quando se dispõe de dados sísmicos de boa qualidade, pois geometrias externas, dimensões e relações estratigráficas podem ser bem definidas (Posamentier & Kolla 2003; Berton & Vesely 2016), porém em situações onde a resolução dos dados sísmicos é baixa, estas informações precisam ser complementadas com o auxílio de estudo de afloramentos análogos e, quando disponível, dados de testemunhos de sondagens.

Eyles & Eyles (2000) realizaram importantes estudos em rochas do Permiano Inferior, na Bacia de Canning, Austrália, utilizando dados de quase 5 mil metros de testemunhos referentes a 25 poços profundos, nos quais interpretaram a ocorrência de diamictitos como sendo produtos da remobilização de depósitos preexistentes de conglomerados, arenitos e ritmitos. Em um contexto de rochas depositadas sob influência de um ambiente glacial, Kennedy & Eyles (2019) descreveram um total de cerca de 300 km de testemunhos de idade Neoproterozóica, da Bacia de Katangaa, Congo, atribuindo que diamictitos com mais de 1,8 km de espessura tiveram origem em fluxos de massa. Entre estudos que utilizaram dados de afloramentos para caracterizar MTDs, são notórios os trabalhos realizados em depósitos carboníferos na Bacia de Paganzo, Argentina (Kneller et al. 2004, Suss 2013, Aquino et al. 2014, Valdez et al. 2015, Fallgatter et al. 2016, Sobiesiak et al. 2016, 2017, 2018, 2020, Valdez et al. 2020), nos quais as dimensões e continuidade dos depósitos são muito expressivos, pois a tectônica andina e o clima favoreceram a exumação destes depósitos.

Nas rochas permocarboníferas do Grupo Itararé, Bacia do Paraná, interpretadas como sendo depositadas em contexto glacial (Schneider et al. 1974, França & Potter 1988, Eyles et al. 1993, Isbell et al. 2003, Vesely & Assine 2006, Fielding et al. 2008), é reconhecida a existência de depósitos produzidos pelo transporte em massa (Puigdomenech et al. 2014, Carvalho 2014, Aquino et al. 2016, Rebelo e Nascimento 2016, Carvalho & Vesely, 2017, Vesely et al. 2018, Mottin et al. 2018, Fallgatter & Paim 2019, Valdez et al. 2019), correspondendo principalmente a diamictitos formados pela homogeneização por ressedimentação de camadas previamente depositadas, com espessuras que podem alcançar dezenas de metros (Suss et al. 2014, Rodrigues et al. 2020). Neste contexto, os trabalhos pioneiros de Gama Jr et al. (1992a, 1992b) atribuíram às geleiras a atuação como fonte de sedimentos e não como agente de deposição. A ocorrência de diamictitos no Grupo Itararé foi utilizada por muitos autores como critério para definir a extensão do manto de gelo sobre o Gondwana (França & Potter 1991), de modo que diferenciar diamictitos formados por processos de ressedimentação em relação aos diamictitos de origem subglacial (tilitos) também pode colaborar para os estudos paleogeográficos do Gondwana (Vesely et al. 2018). Entretanto esta diferenciação não é tão simples, pois requer análise detalhada de fácies e associações correspondentes, além de um controle do posicionamento estratigráfico e espacial.

Na faixa aflorante posicionada a sudeste da Bacia do Paraná, estudos buscando compreender a dinâmica dos depósitos de deglaciação e fácies associadas foram realizados em localidades no estado de Santa Catarina (d'Avila 2009, Carvalho 2014, Puigdomenech et al. 2014, Aquino et al. 2016, Fallgatter &

Paim 2019, Schemiko et al. 2019, Valdez et al. 2019), e também no estado do Paraná (Vesely 2006) onde autores elaboraram perfis estratigráficos do empilhamento sedimentar. Na localidade de Dr. Pedrinho, d'Ávila (2009) e Aquino et al. (2016) reconheceram sequências deposicionais correspondendo a ciclos glaciais de maior frequência, também sendo observado por Fallgatter & Paim (2019) na área de Alfredo Wagner, sugestivos de eventos de avanço e recuo glacial de menor duração.

A região de Mafra, área escolhida para a realização deste estudo, também é contemplada com a existência de cerca de 300 metros de testemunhos contínuos, dispostos em seis sondagens rasas e que foram objetos de estudos de Weinschütz & Castro (2004, 2005, 2006), que amostraram quase a totalidade das formações Rio do Sul e Mafra, senso Schneider et al. (1974), o que permite a correlação direta de dados de afloramentos com dados de subsuperfície. Também nesta área ocorre um importante nível de folhelho com elevado conteúdo fossilífero e abrangência regional, denominado de Folhelho Lontras, o qual tem sido utilizado como datum em estudos estratigráficos.

Apesar dos vários trabalhos com enfoque estratigráfico na porção aflorante do Grupo Itararé, existe carência da integração dos estudos de detalhe existentes e da distribuição das sequências e ciclos deposicionais, principalmente entre as áreas dos estados do Paraná e Santa Catarina. Esta tese será focada na descrição sedimentológica e distribuição dos depósitos de transporte em massa e fácies associadas, num arcabouço estratigráfico regional em contexto relacionado à glaciação Neopaleozoica no oeste de Gondwana, buscando estabelecer a origem, os processos e a forma de distribuição dos depósitos, os quais muitas vezes foram atribuídos a deposição direta por geleiras. A região de Mafra, situada no norte de Santa Catarina, é um local chave para o controle de correlações regionais, permitindo agregar conhecimento sobre o Grupo Itararé, por possuir amostragem contínua das rochas em subsuperfície, e a ocorrência do Folhelho Lontras como um datum confiável de correlação. Entretanto, o caráter pontual das amostragens por testemunhos de sondagens não permite estabelecer as geometrias dos depósitos, as quais podem ser observadas em afloramentos, e, devido às limitações das exposições aflorantes, torna-se necessária a comparação com localidades análogas.

Assim, esta pesquisa foi desenvolvida buscando responder às seguintes questões:

- 1) Como é o empilhamento estratigráfico do Grupo Itararé na área de Mafra?
- 2) Quais são os controles condicionantes da arquitetura estratigráfica dos depósitos de transporte em massa e depósitos associados, pertencentes ao Grupo Itararé, na região de Mafra – SC?
- 3) Quais dimensões estes depósitos possuem?
- 4) É possível comparar os MTDs de Mafra e os existentes na bacia Permocarbonífera de Paganzo?
- 5) As sequências deposicionais definidas para o Grupo Itararé em outras áreas de Santa Catarina são passíveis de identificação em Mafra? E mais a norte?
- 6) Qual era o contexto paleogeomorfológico?
- 7) O gelo atuou como suprimento de sedimento ou agente de deposição direta?

Esta tese está estruturada em oito capítulos. O presente capítulo introdutório apresentou as motivações para a definição do tema a ser estudado, os objetivos, e as hipóteses adotadas como premissas da pesquisa. No segundo capítulo é

apresentada a localização da área objeto do estudo, bem como relacionado os materiais e descritos os métodos para alcançar os objetivos propostos. O capítulo 3 consiste na apresentação do contexto geológico da área, com enfoque na sedimentologia e estratigrafia do Grupo Itararé, e nos estudos relacionados a transporte em massa. No quarto capítulo é apresentada a fundamentação teórica sobre depósitos de transporte em massa, com enfoque aos processos de deslizamento, escorregamentos e fluxos de massa. O quinto e sexto capítulos correspondem aos resultados da pesquisa, apresentando a submissão de um manuscrito ao Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ, ISSN 0101-9759 e-ISSN 1982-3908, o qual possui classificação B1 na área de geociências perante a avaliação quadrienal 2013-2016 do índice Qualis da plataforma Sucupira, Capes, cujo título é "*Depositional sequences of the Itararé Group in the region of Mafra (SC) and their regional correlation*". A proposta deste manuscrito é a caracterização da estratigrafia do Grupo Itararé em Mafra, com a descrição das fácies dos testemunhos de sondagens rasas. O perfil obtido foi correlacionado com trabalhos nas áreas catarinenses de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Presidente Getúlio e Doutor Pedrinho, e de São João do Triunfo no Paraná, identificando sequências de deglaciação e estabelecendo um arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé nesta porção da faixa aflorante. O segundo resultado é um manuscrito intitulado: "Depósitos de transporte em massa do Grupo Itararé no contexto da glaciação permocarbonífera no oeste de Gondwana", em fase de elaboração, com foco nos depósitos de transporte em massa de afloramentos na região de Mafra, sendo comparados com afloramentos na Bacia de Paganzo, Argentina, no qual são discutidos características dos depósitos, constituição, ambientes e mecanismos de colocação. Segue-se um capítulo de resultados complementares com a apresentação do detalhamento das fácies descritas em testemunhos, correspondendo a um catálogo de fácies para a região de Mafra, e respectivos perfis verticais litológicos dos poços. Um oitavo capítulo com considerações finais encerra o presente documento, integrando os resultados obtidos e apresentando as principais conclusões alcançadas com a pesquisa, sendo por fim apresentado as referências utilizadas na confecção deste volume.

1.2. HIPÓTESES

Algumas hipóteses foram adotadas no início da pesquisa, as quais foram testadas:

- o empilhamento estratigráfico do Grupo Itararé em Mafra corresponde a sistemas deposicionais com feições de raseamento ao topo, e fácies depositadas sobre influência glacial;

- os depósitos de transporte em massa foram originados pela instabilização de taludes deposicionais devido ao elevado aporte sedimentar proveniente de uma geleira em recuo, cujo impacto nas proporções dos depósitos seriam diretamente relacionados ao sistema deposicional atuante. Um condicionante relacionado ao efeito de ajustamento por glácio-isostasia, caracterizado por um soerguimento local do substrato em resposta à remoção de massa de gelo também poderia estar associado ao processo de disparo dos MTDs, causando instabilidade deposicional.

- os MTDs possuem dimensões de dezenas de metros, onde blocos de ritmitos e arenitos podem ser confundidos com camadas de rochas depositadas *in situ*,

e a topografia no topo dos depósitos formou mini-bacias que aprisionaram fácies de arenitos;

- os processos e dimensões dos MTDs na Bacia de Paganzo são similares aos do Grupo Itararé na área de Mafra, porém o clima atual oblitera os afloramentos em Santa Catarina;

- a utilização do Folhelho Lontras como datum de correlação permitirá rastrear as sequências deposicionais das áreas a sul, estabelecendo um arcabouço estratigráfico para o Grupo Itararé;

- a região de Mafra teve deposição de rochas em uma situação de topografia em rampa com pouca inclinação, em contexto marinho, com uma ampla área eventualmente coberta por gelo;

- a atuação do gelo é efetiva, mas indireta, fornecendo material por degelo, sendo ausente durante a deposição do Folhelho Lontras, e na interface com os depósitos da Formação Rio Bonito.

1.3. OBJETIVOS

A pesquisa tem por objetivos principais:

- 1) Elaborar o empilhamento estratigráfico detalhado e caracterizar os sistemas deposicionais de fácies na área de estudo;
- 2) Elaborar um arcabouço estratigráfico regional do Grupo Itararé na porção aflorante de Santa Catarina;
- 3) Estabelecer possíveis controles na distribuição espacial e no empilhamento vertical de fácies dos depósitos de transporte em massa, e em outros depósitos sedimentares associados;
- 4) Reconhecer as dimensões dos depósitos de transporte em massa, e discutir os processos condicionantes no contexto da glaciação permocarbonífera no oeste de Gondwana;
- 5) Contribuir para o conhecimento sobre a deposição do Grupo Itararé.

2. LOCALIZAÇÃO, MATERIAIS E MÉTODOS

A área principal de estudo abrange porções do planalto norte catarinense, além da porção sul da região metropolitana de Curitiba, da qual está situada a uma distância de cerca de 100 quilômetros a sudeste, com acesso pela rodovia federal BR 116. Está delimitada por um polígono regular de 1.728 km² (Fig. 2.1), no qual estão inseridos os municípios de Campo do Tenente e Rio Negro, estado do Paraná, e Mafra e Itaiópolis, estado de Santa Catarina.

Secundariamente, foram utilizados estudos realizados nas regiões de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Presidente Getúlio, Doutor Pedrinho e São João do Triunfo, além de bibliografia referente a afloramentos localizados próximos a San Juan, Argentina, na Bacia de Paganzo.

Para o desenvolvimento da pesquisa, os seguintes materiais foram utilizados:

- imagens de satélite de acesso livre, em plataformas Bing e Google;
- ortofotos aéreas obtidas por meio do Sistema de Informações Geográficas de Santa Catarina, <http://sigsc.sc.gov.br/>: levantamento Aerofotogramétrico de 2010, escala 1:10.000 (SG-22-Z-A-III-1-NE-A; SG-22-Z-A-III-1-NE-C; SG-22-Z-A-III-1-NE-D; SG-22-Z-A-III-1-NE-E; SG-22-Z-A-III-1-NE-F; SG-22-Z-A-III-1-NO-A; SG-22-Z-A-III-1-NO-B; SG-22-Z-A-III-1-NO-C; SG-22-Z-A-III-1-NO-D; SG-22-Z-A-III-1-NO-E; SG-22-Z-A-III-1-NO-F; SG-22-Z-A-III-1-SE-A; SG-22-Z-A-III-1-SE-B; SG-22-Z-A-III-1-SE-C; SG-22-Z-A-III-1-SE-D; SG-22-Z-A-III-1-SE-E; SG-22-Z-A-III-1-SE-F; SG-22-Z-A-III-1-SO-A; SG-22-Z-A-III-1-SO-B; SG-22-Z-A-III-1-SO-C; SG-22-Z-A-III-1-SO-D; SG-22-Z-A-III-1-SO-E; SG-22-Z-A-III-1-SO-F; SG-22-Z-A-III-2-NO-E; SG-22-Z-A-III-2-SO-A; SG-22-Z-A-III-2-SO-C; SG-22-Z-A-III-2-SO-D; SG-22-Z-A-III-2-SO-E; SG-22-Z-A-III-2-SO-F; SG-22-Z-A-III-4-NO-A; SG-22-Z-A-III-4-NO-B; SG-22-Z-A-III-4-NO-C; SG-22-Z-A-III-4-NO-D; SG-22-Z-A-III-4-NO-E; SG-22-Z-A-III-4-NO-F; SG-22-Z-A-III-3-NE-C; SG-22-Z-A-III-3-NE-D; SG-22-Z-A-III-3-NE-E; SG-22-Z-A-III-3-NE-F; SG-22-Z-A-III-3-NO-A; SG-22-Z-A-III-3-NO-B; SG-22-Z-A-III-3-NO-C; SG-22-Z-A-III-3-NO-D; SG-22-Z-A-III-3-NO-E; SG-22-Z-A-III-3-NO-F; SG-22-Z-A-III-3-NE-A; SG-22-Z-A-III-3-NE-B);
- dados de topografia SRTM (Shuttle Radar Topography Mission - NASA), com resolução espacial de 30 metros;
- dados de topografia Alos Palsar (Advanced Land Observing Satellite - Japan Aerospace Exploration Agency), com resolução espacial de 12,5 metros;
- 301,25 metros de testemunhos, distribuídos em cinco furos sondagens: VR01 (Vila Ruthes), com 57.70 metros, SL02 (São Lourenço), com 58.60 metros, RB03 (Rio Butiá), com 58.35 metros, TC04 (Terreno Campáleo), com 78.60 metros, e BR05 (Rodovia BR280), com 48.00 metros;
- equipamentos de campo (bússola, martelo, GPS, câmera fotográfica);
- softwares para montagem de banco de dados, edição e processamento de informações (Qgis, CorelDraw);
- perfis estratigráficos disponíveis em trabalhos recentes: São João do Triunfo (Vesely 2006), Doutor Pedrinho (Aquino et al. 2016), Presidente Getúlio (Schemiko et al. 2019), Vidal Ramos (Valdez et al. 2019) e Alfredo Wagner (Fallgatter & Paim 2019);

- descrições de afloramentos da Bacia de Paganzo disponíveis em trabalhos com foco em depósitos de transporte em massa.

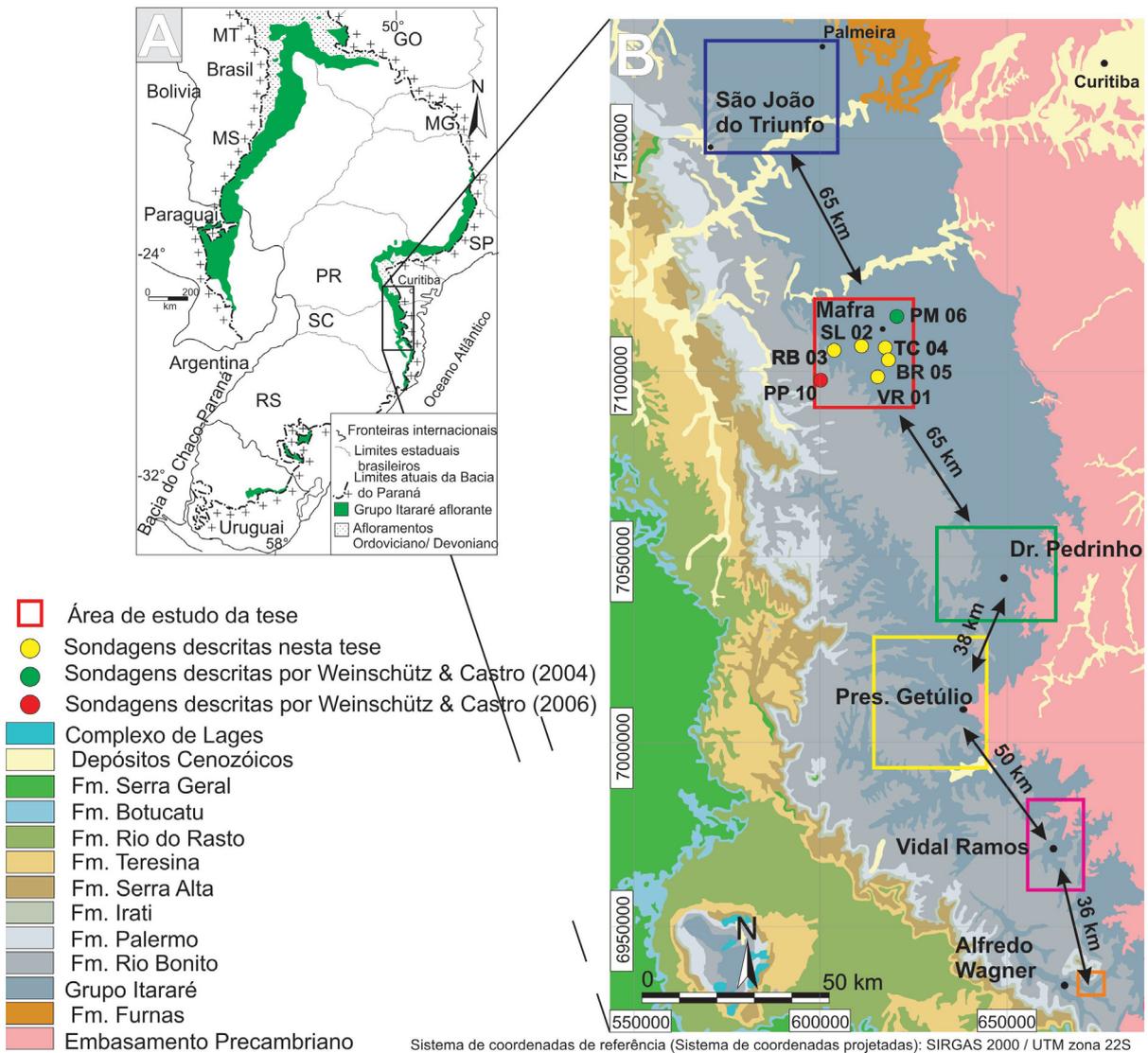


Fig. 2.1: (A) Bacia do Paraná e distribuição da porção aflorante do Grupo Itararé, modificado de Vesely et al. (2015); (B) localização da área de estudo (retângulo vermelho) e das sondagens rasas descritas, além das áreas com os perfis verticais utilizados: São João do Triunfo (Vesely 2006); Dr. Pedrinho (Aquino et al. 2016); Pres. Getúlio (Schemiko et al. 2019); Vidal Ramos (Valdez et al. 2019); Alfredo Wagner (Fallgatter & Paim 2019) (mapa geológico modificado de Perrotta et al. 2004).

Imagens de satélite, ortofotos, dados SRTM, Alos Palsar, e os dados de afloramentos descritos compõem a base de dados que foi catalogada em um sistema de informações geográficas (SIG), com a utilização do software de uso livre Qgis versão 3.22. Por meio deste programa, foram extraídos curvas de nível a partir dos dados de elevação, bem como gerados mapas de declividade e curvatura, os quais foram fundamentais para traçar quebras de relevo e consequente mapeamento em superfície de unidades geológicas, bem como demarcar lineamentos estruturais que fazem parte do arcabouço tectônico. Também para a

correlação de afloramentos e poços foram utilizados perfis topográficos extraídos a partir de dados de sensores topográficos SRTM e Alos Palsar. Apesar de ser um produto de utilização menos difundida, a resolução espacial do sensor Alos Palsar é superior ao sensor SRTM, fornecendo feições de relevo com correspondência geológica mais acurada.

As imagens de satélite e ortofotos aéreas correspondem a produtos de sensores remotos, com os quais foram feitos planejamentos de etapas de campo, reconhecendo alvos potenciais como pedreiras, quedas de água, cicatrizes de encostas ao longo de estradas e ferrovias, além de auxiliar para a confecção da cartografia geológica. Fotos de afloramentos e litologias representativa dos pontos também foram registradas em uma mesma base cartográfica em ambiente Qgis, permitindo a análise integrada dos dados.

Com relação aos testemunhos de sondagens rasas, existem seis sondagens na área, das quais cinco disponíveis e armazenados nas estruturas da Universidade do Contestado, em Mafra, denominadas de VR1 (Vila Ruthes) com 57,70 metros, SL2 (São Lourenço) com 58,60 metros, RB3 (Rio Butiá) com 58,35 metros, TC4 (Terreno Campáleo) com 78,60 metros e BR5 (rodovia BR 280) com 48,00 metros recuperados de rochas. A sondagem PM6 (Pedreira Motocross) não foi descrita nesta tese, pois estava sob a tutela de outro pesquisador em universidade no estado de São Paulo, porém informações das rochas amostradas foram obtidas no trabalho de Weinschütz & Castro (2004). As cinco sondagens foram descritas de forma sistemática, utilizando fichas de descrição em escala 1:20 (Fig. 2.2), onde as fácies sedimentares reconhecidas foram descritas e identificadas com códigos, adaptados de Eyles et al. (1983), de modo a facilitar a padronização da pesquisa. Nestes códigos, uma primeira letra, grafada em maiúsculo, corresponde ao tipo litológico dominante, seguido por uma letra minúscula que corresponde à estrutura sedimentar mais característica. No caso de fácies de diamictitos adotou-se que a segunda letra corresponde à granulação da matriz, e uma terceira letra minúscula que corresponde à estrutura sedimentar reconhecida. Foram adicionadas letras para designar outras feições complementares que auxiliassem na classificação da fácies, como presença de seixos caídos ou estruturas de carga, separadas por um traço horizontal. Para designar feições de origem diagenética ou de deformação posterior à deposição, uma letra minúscula entre parênteses foi acrescentada. Posteriormente as fácies foram agrupadas em associações genéticas, representando diferentes sistemas deposicionais.

As sondagens puderam ser correlacionadas, com o auxílio de controle do posicionamento espacial e correlação de fácies, além do reconhecimento de uma camada guia existente nas sondagens SL2 e TC4. Este nível corresponde a um intervalo com presença de concreções com substituição por pirita, possivelmente pelo preenchimento de cavidades produzidas por atividade biológica, inserida no intervalo referente ao Folhelho Lontras fossilífero (Hamel 2005, Ricetti & Weinschütz 2011, Ricetti et al. 2012, Adami-Rodrigues et al. 2012, Mouro et al. 2014, Taboada et al. 2016, Wilner et al. 2016, Mouro et al. 2016), o qual é reconhecido como um marco regional no Grupo Itararé, e que corresponde a um importante evento transgressivo.

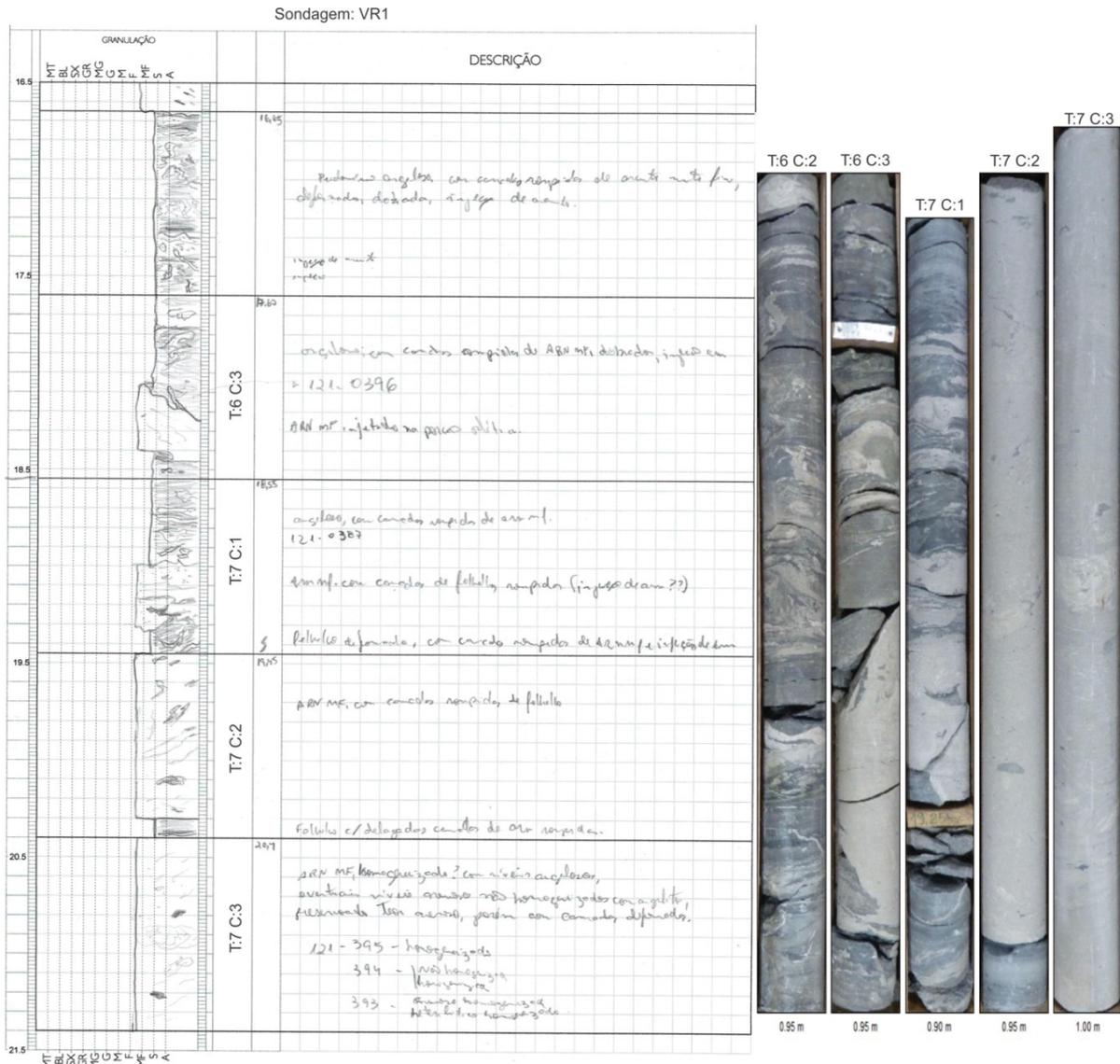


Fig. 2.2: Exemplo de descrição sistemática de testemunhos de sondagens (VR 01), testemunho 6, caixas 2 e 3; e testemunho 7, caixas 1, 2 e 3. Profundidades de 16,65 a 21,40 metros.

Um perfil composto representativo da área foi elaborado (Fig. 2.3), agregando dados disponíveis de trabalhos de Weinschütz & Castro (2004), referentes à sondagem PM6, e Weinschütz & Castro (2006), referente ao poço PP10, localizado na porção oeste da área, o qual amostrou rochas da unidade Formação Rio Bonito e porção superior da Formação Rio do Sul. Este perfil corresponde a um importante ganho no conhecimento da área e do Grupo Itararé, pois além de ser uma informação vertical contínua (1D), é representativo do empilhamento sedimentar aflorante, de modo que as fácies amostradas nos testemunhos são diretamente confrontadas com as fácies equivalentes aflorantes.

Os trabalhos de campo, referentes às descrições de afloramentos previamente definidos por sensores remotos, consistiu em catalogar as fácies presentes, descrevendo as características litológicas, texturais, estruturas deposicionais, relações de contato e continuidades laterais, visto que esta última é uma informação que não foi possível observar nos testemunhos. Também foi

realizado o registro fotográfico e elaborados perfis representativos do empilhamento deposicional em escala 1:50. As fotografias de afloramentos foram georreferenciadas, de modo a ser parte do banco de dados em ambiente GIS.

Perfis estratigráficos do Grupo Itararé estão disponíveis em diversos trabalhos, representando áreas específicas, no caso, Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Presidente Getúlio e Doutor Pedrinho, em Santa Catarina, e São João do Triunfo, no estado do Paraná. Cada perfil elaborado possui uma formatação adotada por cada autor, tanto em relação à escala vertical, quanto à forma de representação gráfica da escala de granulação das rochas (Fig. 2.4). Para poder realizar a correlação entre os diferentes perfis, foi realizada a padronização gráfica, com a adoção de escala vertical em 1:200, bem como a homogeneização da representação de estruturas sedimentares existentes. Os perfis foram então representados na forma de uma seção geológica com orientação aproximada de Noroeste para Sudeste, buscando respeitar a distância relativa entre eles, admitindo-se erros de posicionamento, uma vez que, sendo os perfis representativos de áreas de estudos, foi atribuído ao centro de cada área como a posição para cada perfil. Como datum de correlação, foi utilizado o folhelho identificado como Lontras nas áreas. Sequências, ciclos e sistemas deposicionais interpretados pelos autores foram respeitados, permitindo correlacioná-los e verificar a evolução lateral, resultando num arcabouço regional.

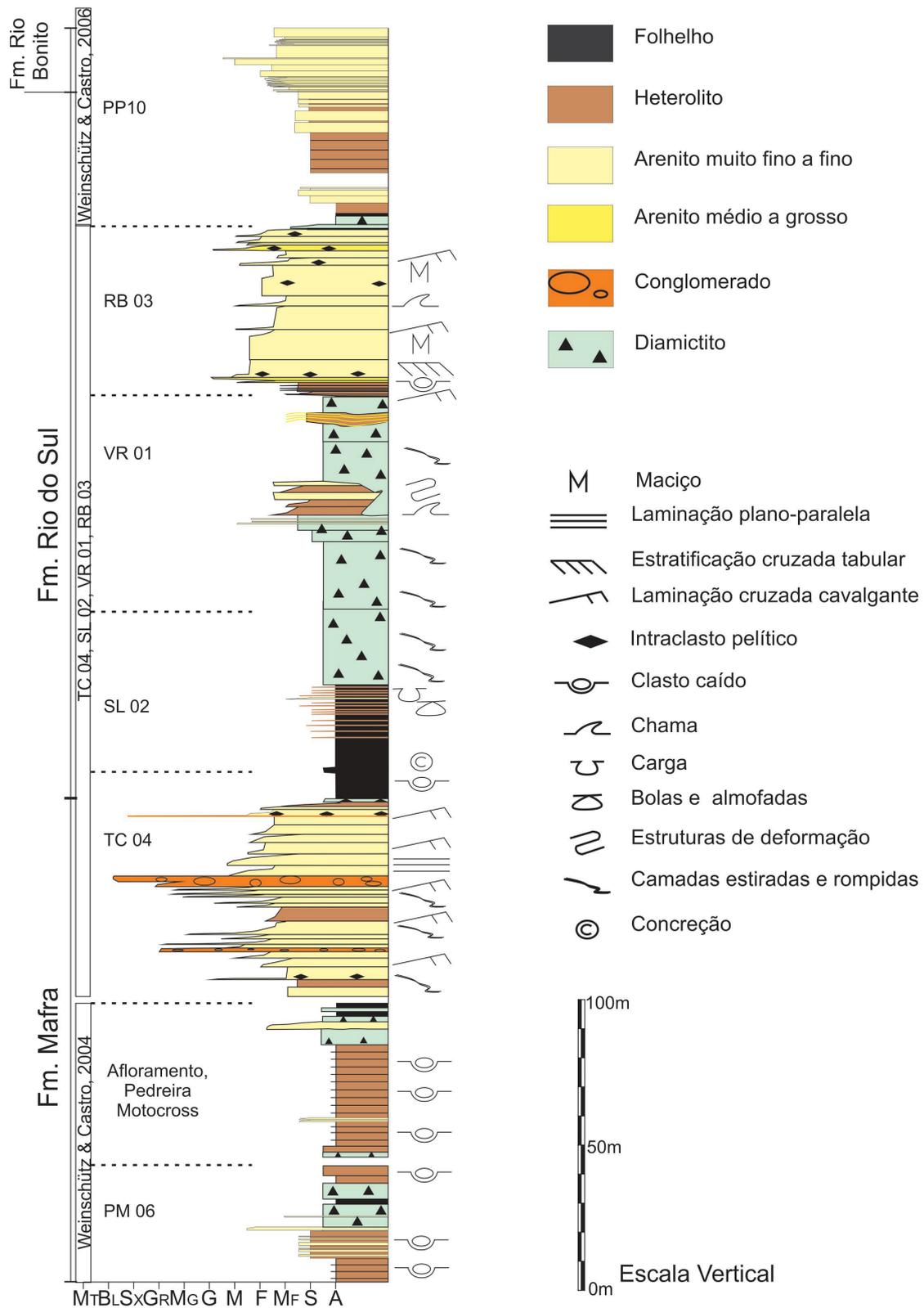


Fig. 2.3: Perfil composto das sondagens RB03, VR01, SL02 e TC04 da área de Mafra, com dados agregados de afloramentos e sondagens descritos em Weinschütz & Castro (2004) e Weinschütz & Castro (2006).

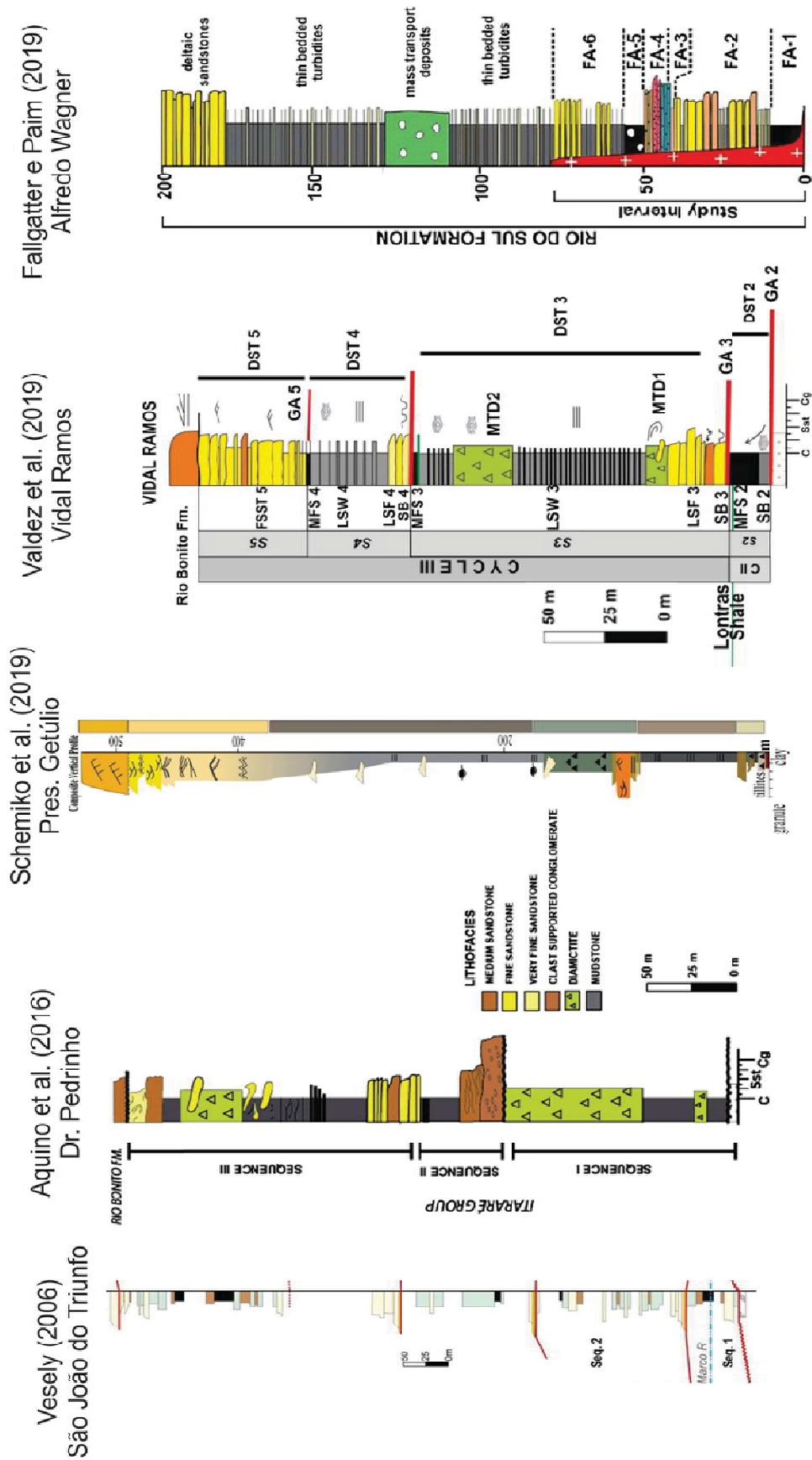


Fig. 2.4: Perfis originais mostrando os diferentes padrões de representação gráfica para o empilhamento estratigráfico de áreas estudadas no Grupo Itararé.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de Mafra está inserida no contexto da Bacia do Paraná, que é uma ampla bacia intracratônica com história evolutiva de preenchimento complexa, sendo reconhecidas seis supersequências separadas por discordâncias, denominadas de Supersequência Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III, e Bauru, cujas idades abrangem desde o período Ordoviciano ao Neo-Cretáceo (Milani et al. 2007). O Grupo Itararé, objeto deste trabalho, está inserido na Supersequência Gondwana I (Fig. 3.1), correspondendo ao intervalo de tempo definido pelas épocas Pensilvaniano ao Cisuraliano (Milani et al. 2007, Holz et al. 2010).

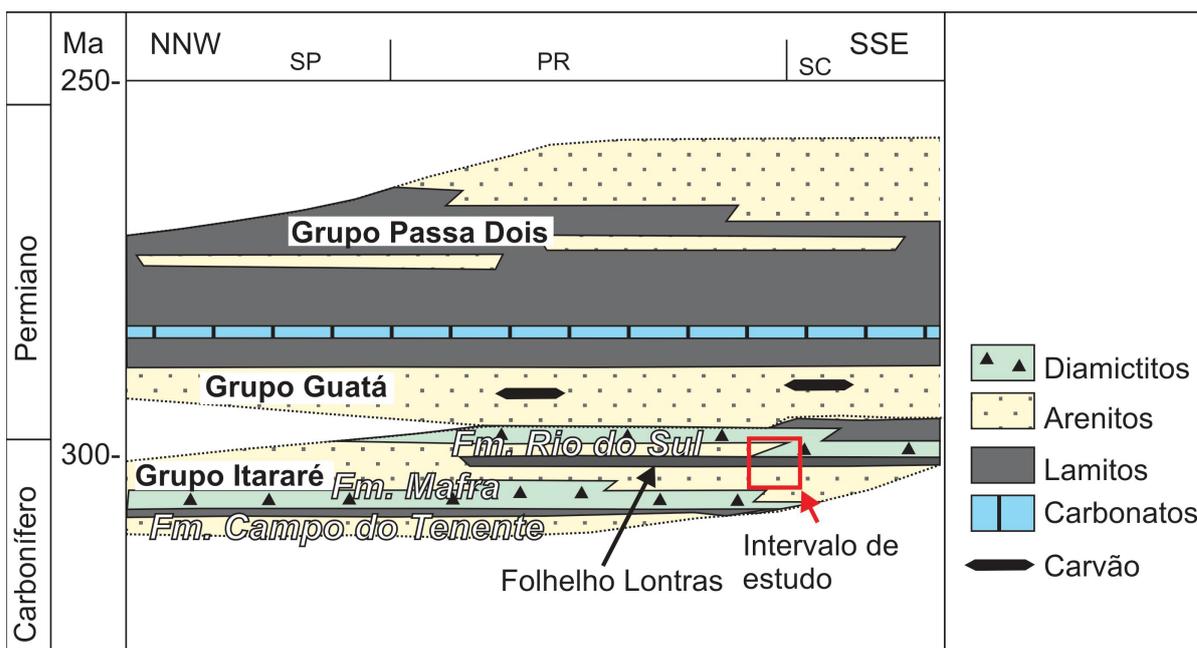


Fig. 3.1: Carta estratigráfica simplificada da Supersequência Gondwana I, com as subdivisões de Schneider et al. (1974). O retângulo em vermelho representa a posição aproximada do intervalo de estudo. Modificado de Vesely et al. (2015).

A divisão estratigráfica do Grupo Itararé na borda leste da Bacia do Paraná compreende três unidades litoestratigráficas definidas por Schneider et al. (1974), correspondendo da base para o topo nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul (Fig. 3.2). Estas unidades foram definidas por trabalhos de mapeamento de superfície, sendo que as seções tipo das formações Campo do Tenente e Mafra estão inseridas na presente área de estudo (Fig. 3.3), de modo que foi esta a divisão utilizada nesta tese. Estas unidades são equivalentes às formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, definidas por França & Potter (1988), por meio de correlação de poços profundos na Bacia do Paraná, apenas com discrepância de posicionamento do topo da Formação Campo Mourão, que para estes autores englobam a camada de folhelhos de ocorrência regional, denominado de Folhelho Lontras, enquanto para Schneider et al. (1974), este folhelho está posicionado na base da Formação Rio do Sul (Fig. 3.4). De acordo com Schneider et al. (1974), as formações Campo do Tenente (unidade inferior) e Rio do Sul (unidade superior) têm constituição representada por diamictitos, folhelhos e ritmitos, enquanto a Formação Mafra, intermediária, é caracterizada por arenitos finos a conglomeráticos, intercalados a diamictitos e folhelhos. Salamuni et al. (1966), foram os primeiros autores a interpretarem as camadas de ritmitos que ocorrem na região de Mafra e

Rio Negro como sendo produtos de correntes de turbidez (Vesely et al. 2021), sendo historicamente o primeiro relato da ocorrência de turbiditos na bacia, ainda nos inícios do reconhecimento destes depósitos, uma vez que o termo “turbidito” foi utilizado pela primeira vez por Kuenen (1957).

Acima destas unidades foram depositadas rochas correspondentes ao Grupo Guatá (formações Rio Bonito e Palermo), que ocorrem na porção sudoeste da área do presente estudo, e são caracterizados por depósitos de arenitos médios a grossos, correspondendo à Formação Rio Bonito. São interpretados como sendo depósitos formados por sedimentação pós glacial, em clima ameno, caracterizado pelo desaparecimento dos diamictitos e surgimento de camadas de carvão (Milani et al. 2007), o qual não será detalhado na pesquisa. Finalizando a Supersequência Gondwana I, foram depositadas as unidades Formação Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, correspondendo ao Grupo Passa dois (Milani et al. 2007).

As espessuras de rochas do Grupo Itararé ultrapassam 1300 metros (França & Potter 1988) correspondendo ao principal registro glacial Gondwânico, denominado de *Late Paleozoic Ice Age* (LPIA), caracterizado por representar diversos eventos glaciais discretos de curta duração (1 a 10 milhões de anos), separados por períodos com clima mais quente (Fielding et al. 2008). Estudos têm mostrado que a importância do gelo é refletida como: fornecedor de sedimentos, em fases de recuo glacial; agente de deposição direta de tilitos subglaciais e diamictitos depositados como plumas de decantação com dropstones desprendidos da base de geleiras (Hambrey & Glasser 2012); agente de deformação por glacio-tectônica em base e frentes de geleiras durante fase de avanço glacial (Aquino et al. 2016); modificador da topografia desta unidade, escavando paleovales glaciais (Fallgatter & Paim, 2019). Além destes fatores, outro controle relacionado à ocorrência de gelo sobre o Grupo Itararé é relacionado a variações no nível de base, uma vez que o derretimento de massas de gelo promove aumento da disponibilidade de água e consequente aumento no nível de base, refletindo na deposição dos folhinhos transgressivos, denominados de Roncador, Lontras (e equivalente Guaraúna) e Passinho (França & Potter 1988), que representam importantes marcos para correlações regionais.

Trabalhos antigos utilizavam a ocorrência de depósitos de tilitos para inferir a atuação de gelo e consequentemente a abrangência paleogeográfica. Trabalhos como de Mendes (1962) pode ser citado como um exemplo desta utilização, no qual foi apontado pelo autor problemas para interpretar a presença de gelo interdigitado com depósitos relacionados a climas mais quentes, com ampla abrangência espacial na bacia. De fato, o autor interpretava que os diamictitos do Grupo Itararé, mencionados como subdivisão do Grupo Tubarão, eram tilitos produzidos por morenas basais durante o avanço do gelo, e por isso tais interpretações paleoambientais eram feitas. A evolução da pesquisa mostrou que nem todos diamictitos representam tilitos glaciais, os quais podem ser formados em distintos cenários deposicionais, de modo que a simples presença de diamictitos não deve ser utilizada como único critério para definir a abrangência de glaciares. Caracterizar diamictitos como tilitos requer evidências de gelo atuante na deposição, como, por exemplo, estrias e sulcos no topo das rochas subjacentes, além de presença de seixos facetados, polidos e estriados em meio à matriz do diamictito. Diamictitos de origem não-glacial tem sido cada vez mais reconhecidos no Grupo Itararé, sendo atribuídos à homogeneização de sedimentos por ressedimentação, em processos de transporte em massa. A distinção entre origens de diamictitos implica em

interpretações que permitem uma reconstrução paleoambiental do Gondwana mais robusta (Canuto et al. 2010, Vesely et al. 2018).

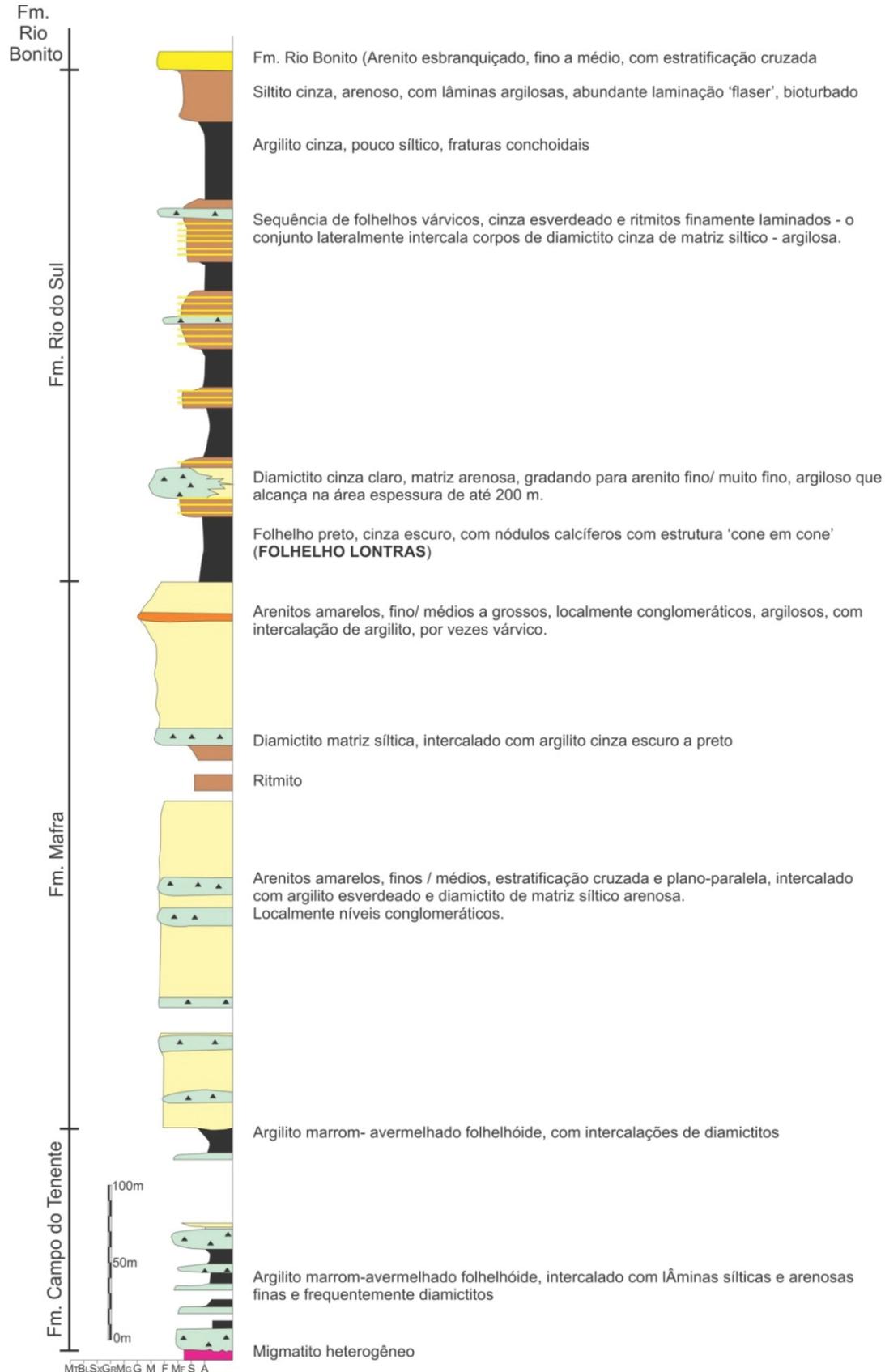


Fig. 3.2: Seções tipo e divisões litoestratigráficas do Grupo Itararé. Modificado de Schneider et al. (1974).

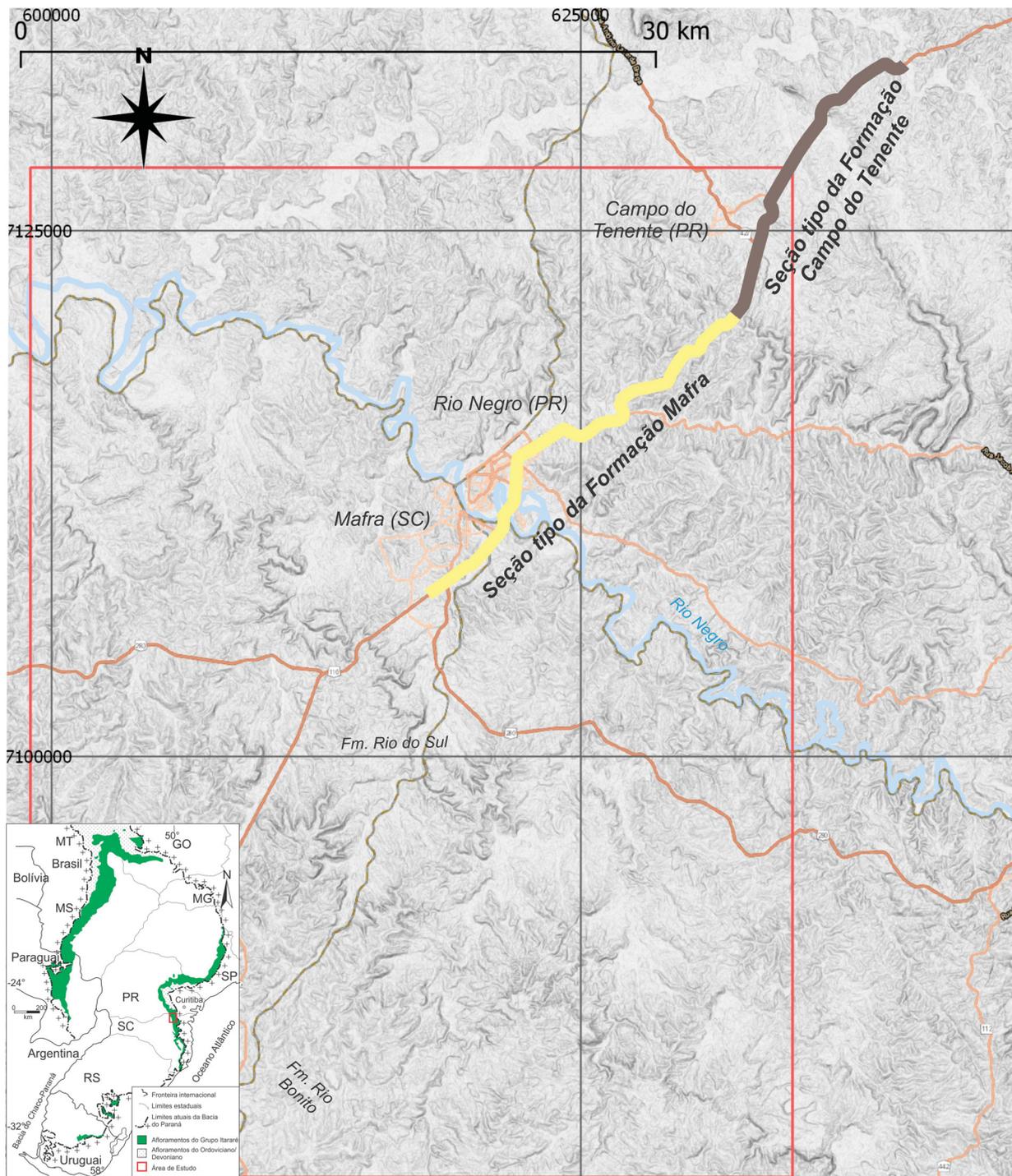


Fig. 3.3: Localização das seções tipo das formações Campo do Tenente e Mafra em relação à área da tese.

Schneider et al. (1974)			França e Potter (1988)	
Grupo Itararé	Formação Rio do Sul	Heterolitos	Formação Taciba	Membro Rio Segredo (arenito)
		Folhelho Lontras		Membro Chapéu do Sol (diamictito)
	Formação Mafra	Arenitos, siltitos e diamictitos		Formação Campo Mourão
		Ritmito siltoso, lamoso	Diamictito, arenito	
		Arenito		
	Formação Campo do Tenente	Folhelho, diamictito, arenito e conglomerado	Formação Lagoa Azul	Membro Tarabaí (diamictito)
				Membro Cuiabá Paulista (arenito)

Fig. 3.4: Comparativo entre a classificação de Schneider et al. (1974) e França & Potter (1988), no qual o Folhelho Lontras tem posições estratigráficas distintas.

Os depósitos de transporte em massa (MTDs) são reconhecidos em diferentes posições estratigráficas do Grupo Itararé, onde os trabalhos mais antigos detalham depósitos formados por ressedimentação ou produtos de escorregamentos por ação de gravidade, como nos trabalhos de Rocha-Campos (1963) e Gama Jr. et al. (1992a,1992b), em afloramentos no estado de São Paulo. Eyles et al. (1993) descreveram cerca de 1700 metros de testemunhos de sondagens em poços que amostraram o Grupo Itararé, correlacionando com afloramentos, e interpretaram que as fácies reconhecidas nos testemunhos seriam produtos de ressedimentação, devido à instabilidade gravitacional, de depósitos formados sob influência glacial. Fluxos de detritos foram atribuídos por d'Avila (2009) como processo para a formação de depósitos caóticos na região de Dr. Pedrinho, estado de Santa Catarina. Puigdomenech et al. (2014) reconheceram MTDs na área de Vidal Ramos, em intervalos estratigráficos correspondentes às formações Mafra e Rio do Sul, os quais também foram interpretados por Valdez et al. (2019, 2020). Rebelo & Nascimento (2016), em trabalho de conclusão de curso, abordaram ciclos glaciais, reconhecendo depósitos de MTD na região de Alfredo Wagner, em localidade próxima a qual Fallgatter & Paim (2019) também interpretaram estes tipos de depósitos. Ocorrências de MTDs também foram relatadas por Carvalho & Vesely (2017), Vesely et al. (2018), Mottin et al. (2018), em diferentes afloramentos no estado do Paraná. Especificamente na região de Mafra, Weinschütz & Castro (2006) reconheceram feições sugestivas de escorregamentos em diamictitos, porém interpretando como tendo forte influência glacial, e Canuto et al. (2010) interpretaram que muitos dos diamictitos aflorantes são produtos de fluxos coesivos de detritos. A denominação de MTD para diamictitos na área foi adotada nos estudos de Suss et al. (2014), onde atribuíram a origem à sedimentação gravitacional associada ao elevado aporte sedimentar proveniente de eventos de deglaciação.

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1. DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA (MTDs – *MASS TRANSPORT DEPOSITS*)

MTDs são depósitos produzidos por fluxos gravitacionais, no qual o mecanismo de sustentação do fluxo é dado pela coesão do material transportado. Podem ter ocorrência em ambientes subaéreos e em ambientes subaquosos, como margens de oceanos ou também estarem presentes em lagos (Sammartini et al. 2020). Fluxos gravitacionais atuam como um importante mecanismo de transferência de sedimentos para posições profundas em bacias sedimentares, pois envolvem a remobilização de grande quantidade de sedimentos previamente depositados (Nemec 1990, Martinsen 1994, Posamentier & Martinsen 2011). Particularmente em ambientes subaquosos, estes processos podem ocorrer ao longo de declividades muito baixa, com gradientes menores que 1° , em situação que seria de estabilidade em ambientes subaéreos (Field et al. 1982, Talling et al. 2007). A magnitude dos produtos e distâncias percorridas para a formação destes depósitos em ambiente submarino também são bastante elevados quando comparados com ambientes subaéreos (Masson 1994, Talling et al. 2007). Muitos estudos para o reconhecimento de MTDs, também denominados pelos termos *Mass Transport Deposits*, *Mass Complexes Deposits*, *Landslides Deposits*, *Submarine Landslides Complexes*, têm sido realizados utilizando depósitos recentes, devido à facilidade de obter informações de subsuperfície, como no caso de amostragem de fundo oceânico (Maslin et al. 1998, Sawyer et al. 2009, Xu et al. 2018). A resolução sísmica também apresenta excelente qualidade em depósitos rasos, permitindo caracterizar as geometrias de depósitos e correlacionar com dados de amostras. Também estudos em depósitos recentes permitem estabelecer um melhor controle em relação às causas de disparo que produziram os depósitos de transporte em massa, nos quais muitas vezes eventos como tsunamis e terremotos, historicamente registrados (Shanmugam 2015), permitem compor um conjunto de causa, processo e produto de depósitos de transporte em massa. Apesar de muitos trabalhos relacionados ao tema, um trabalho de revisão elaborado por Shanmugam (2015) relatou a existência de 79 tipos de processos atribuídos como transporte em massa na literatura, o que gera forte confusão no meio científico, porém este autor ressalta que apenas poucos processos conseguem preservar o registro geológico.

MTDs correspondem principalmente a depósitos formados por processos de deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos (Fig. 4.1) (Nelson et al. 2011), excluindo desta definição depósitos de turbiditos, para os quais o mecanismo de suporte do fluxo é a turbulência. Como resultado, diferentes intensidade de deformações internas são reconhecidas. Entretanto um mesmo evento que produz MTDs pode também gerar os depósitos de turbiditos (Nemec 1990, Posamentier & Martinsen 2011, Fallgatter et al. 2016), no qual fluxos de detritos podem evoluir para correntes de turbidez (Hamptom 1972, Mohring & Marr 2003).

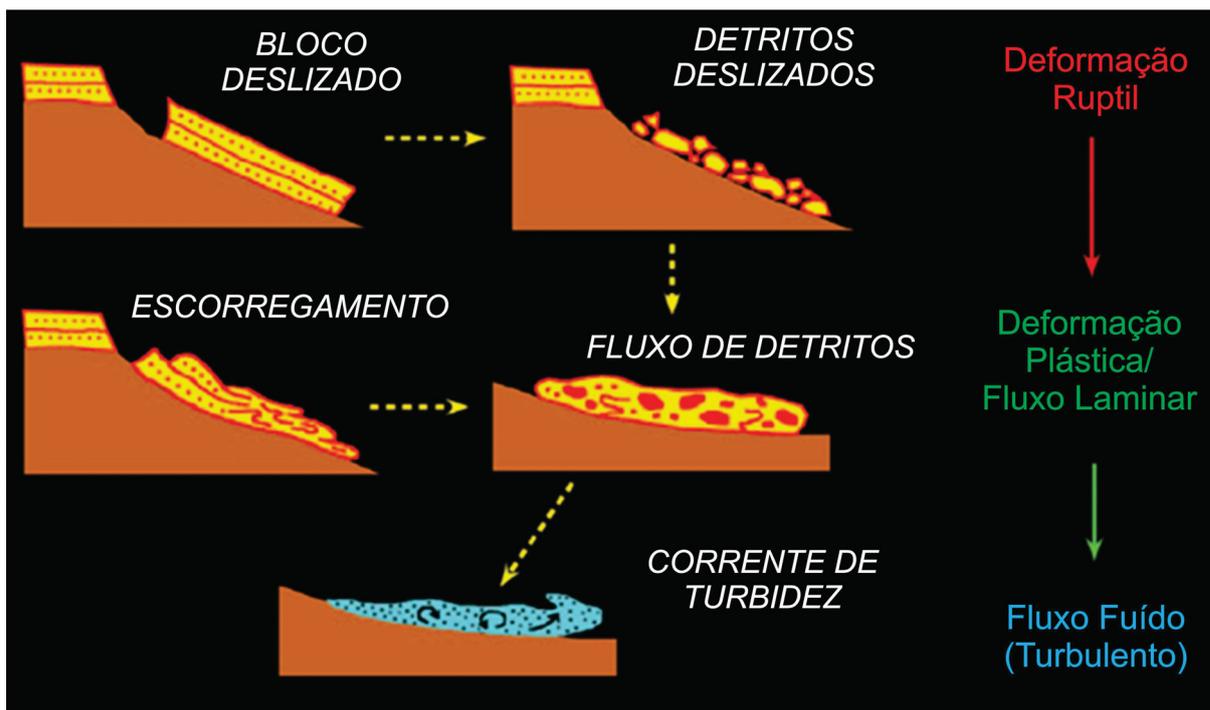


Fig. 4.1: Classificação simplificada de depósitos de transporte em massa, baseada em processos gravitacionais (Nelson et al. 2011). Apesar de ser um processo gravitacional, turbiditos não são considerados MTDs.

4.1.1. Deslizamentos (*slides*)

É um termo utilizado para definir tanto o processo quanto o produto deposicional. Como produto refere-se a um bloco rígido ou uma massa coerente, com ausência de estruturas internas deformadas. Como processos configuram movimentos translacionais de blocos ao longo de superfícies de deslizamentos planares, como planos de falhas normais, sob ação da gravidade, sendo comum a ocorrência de feições de cisalhamento basal devido ao sobrepeso dos blocos em movimento sobre superfícies inconsolidadas (Shanmugam 2015).

Estes depósitos podem corresponder a remobilização por centenas de quilômetros, como no caso do estudo apresentado por Solheim et al. (2005a, 2005b) (Fig. 4.2). Para estes autores, refletores sísmicos adquiridos na margem continental da Noruega foram interpretados como depósitos do Holoceno, correspondendo a blocos de rochas indeformados e movimentação relacionada à translação. Estes depósitos representam o clássico exemplo denominado de Storegga Slide (Bugge et al. 1987), os quais podem ter dimensões de centenas de quilômetros.

Entretanto, deve-se ter cuidado com a confusão do reconhecimento de blocos sem deformação imersos em matriz deformada, onde o processo atuante pode ser inclusive de fluxos de detritos, que devido à magnitude do processo podem preservar blocos intactos.

Apesar do reconhecimento em sísmica ser favorecido pelas dimensões dos depósitos, algumas características dos deslizamentos somente são reconhecidas por análise de afloramentos e testemunhos (Shanmugam 2015), como superfícies de cisalhamento basal, fácies com características de deposição em água rasa ou

subaérea envolvidas por fácies depositadas em água profunda e geometrias em lençol.

Os principais fatores desencadeantes para a origem de deslizamentos podem ser o sobrepeso de massas glaciais, excesso de suprimento sedimentar, atividades vulcânicas, tsunamis, terremotos e impactos de meteoritos.

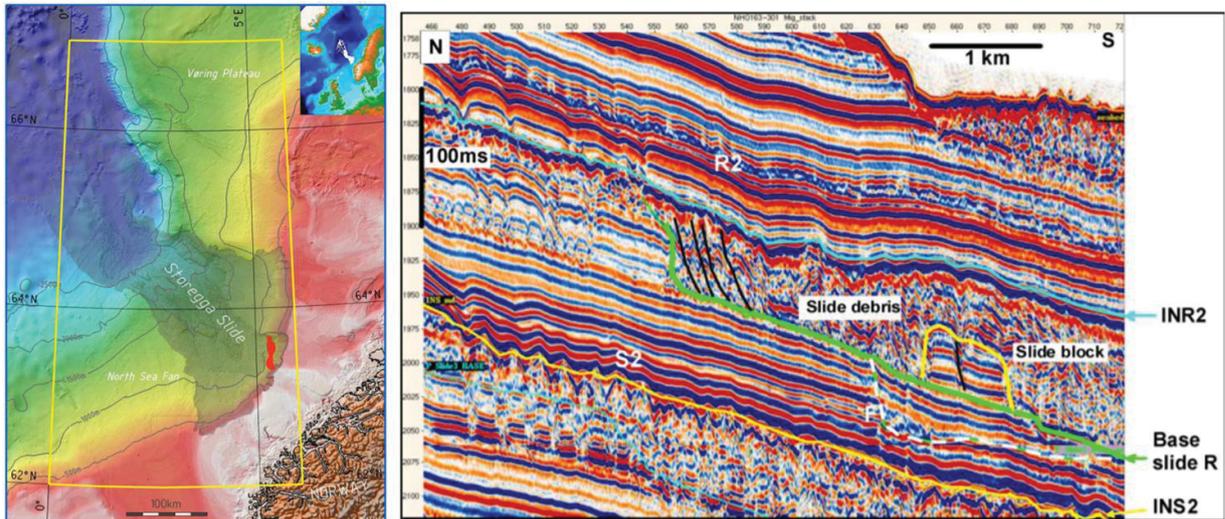


Fig. 4.2: Depósito de transporte em massa associado a processo de deslizamento, conhecido como Storegga Slide, norte da Noruega (Solheim et al. 2005a).

4.1.2. Escorregamentos (*slumps*)

São depósitos de transporte em massa que correspondem a movimentos rotacionais de sedimentos inconsolidados ou parcialmente consolidados, ao longo de superfícies côncavas (Shanmugam 2015). Possui como características a presença de deformações plásticas como dobras, falhas com pequenos rejeitos, imbricação de clastos, superfícies de cisalhamento interno, crenulações, estruturas de injeção de material de maior densidade, como arenitos injetados em argilitos (Alsop & Marco 2014).

As estruturas internas, referentes às superfícies de cisalhamento, imbricações, dobras com vergências de planos axiais e falhas de ruptura em dobras, são utilizadas como indicadores cinemáticos de transporte deposicional, o que auxilia em compreender origens destes depósitos (Alsop & Marco 2014, Sobiesiak et al. 2016, Alsop et al. 2017, 2020, Rodrigues et al. 2020) (Fig. 4.3). Processos de escorregamentos possuem comportamentos distintos em relação à porção de descolamento e de deposição frontal. A região na qual se desenvolve a superfície de deslocamento, representada por falhas normais, corresponde a uma zona de esforços extensivos, enquanto a região localizada gradiente abaixo exibe estruturas compressivas, na qual desenvolvem falhas de empurrão, dobras, camadas duplicadas e planos de cisalhamento interno.

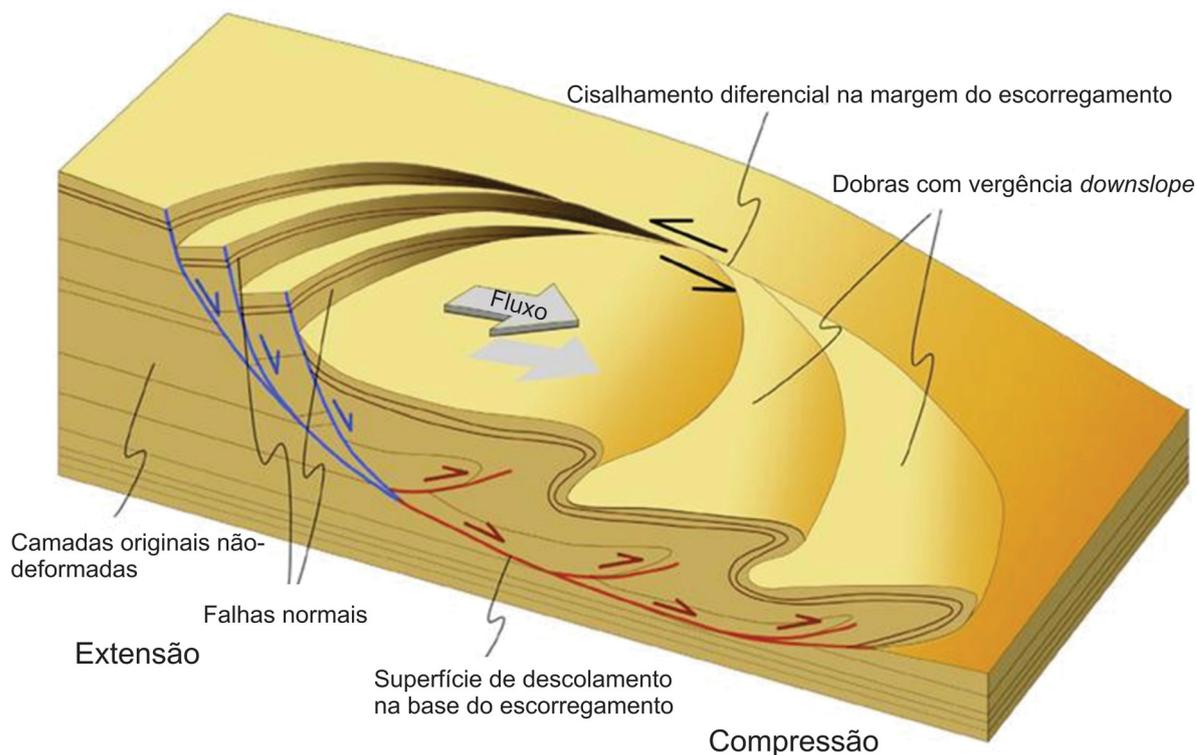


Fig. 4.3: Esquema de modelo para geração de escorregamentos. A região de descolamento é sujeita a falhas lístricas normais, em regime distensivo, enquanto na porção frontal forma-se uma região compressiva, com falhas de empurrão, dobras e cavalgamentos (Alsop & Marco 2014).

4.1.3. Fluxos de detritos

Fluxos de detritos são um dos mais freqüentes tipos de transporte em massa, caracterizado pelo comportamento plástico do fluxo. São caracterizados pela coesão da matriz do sedimento, onde uma pequena concentração de argila, na ordem de 5%, já é suficiente para prover forças de coesão, as quais são os principais mecanismos de suporte dos sedimentos (Mulder & Cochonat 1996).

A presença de clastos maiores pode ser sustentada no transporte por flutuação em meio à matriz argilosa, por fluídos que migram de forma radial e para fora do corpo de sedimento transportado e também por pressão dispersiva (Mulder & Cochonat 1996). A deposição ocorre por congelamento e deposição em massa, sem segregação granulométrica, quando a tensão cisalhante torna-se menor que a coesão da matriz, gerando depósitos com presença de clastos projetados no topo (Shanmugam 2015).

Os depósitos formados podem ser maciços sem gradação de granulação, ou maciços com gradação inversa, onde grandes clastos e blocos de rochas estão presentes, sendo que é difícil estabelecer, em relação às dimensões dos depósitos, se configuram a amalgamação de sucessivos fluxos de detritos relacionados a um único evento, ou correspondem a eventos distintos (Mulder & Alexander 2001).

Depósitos inconsolidados podem estar sujeitos a processos de fluxos de detritos, onde a coesão e cisalhamento interno promovem a homogeneização dos sedimentos (Ogata et al. 2012). O produto resultante é função da rocha pretérita

deformada (Eyles & Eyles 2000). Estes processos podem causar uma deformação progressiva com diferentes graus de deformações (Fig. 4.4, Rodrigues et al. 2020).

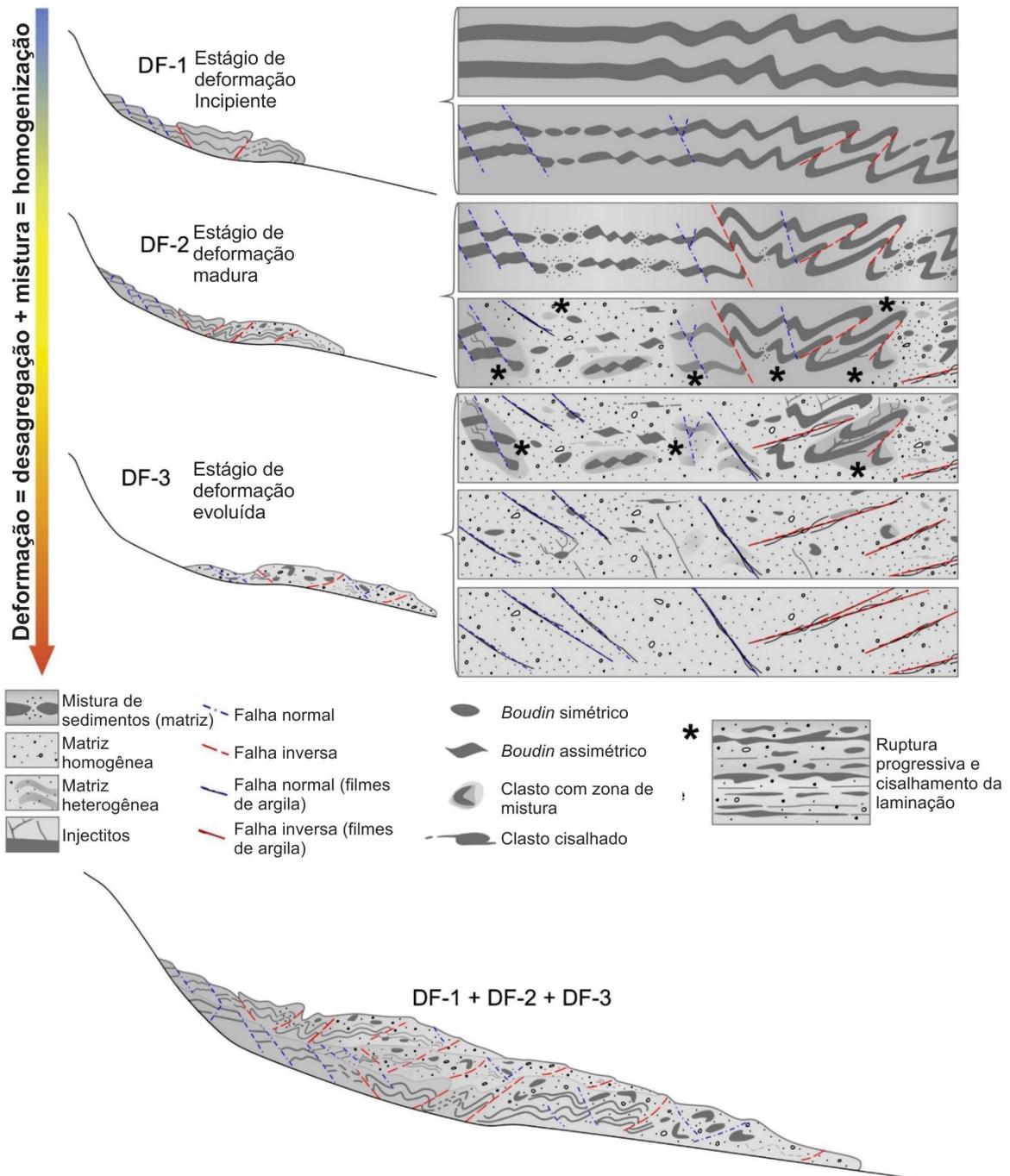


Fig. 4.4: Modelo idealizado de evolução de deformação para os MTDs, com homogeneização aumentando com a desagregação de sedimentos não litificados; DF-1, DF-2 e DF-3: estágios de deformações incipiente, madura e evoluída (Rodrigues et al. 2020).

5. RESULTADOS - PRIMEIRO MANUSCRITO: 'DEPOSITIONAL SEQUENCES OF THE ITARARÉ GROUP IN THE REGION OF MAFRA (SC) AND THEIR REGIONAL CORRELATION'

Este capítulo corresponde ao manuscrito submetido ao Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ, para o qual as formatações obedecerão às normas da revista.

Depositional sequences of the Itararé Group in the region of Mafra (SC) and their regional correlation

Sequências deposicionais do Grupo Itararé na região de Mafra (SC) e sua correlação regional

Ronaldo Paulo Kraft¹, Fernando Farias Vesely², Luiz Carlos Weinschütz³

¹ UFPR – Universidade Federal do Paraná, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Caixa Postal 19001, CEP 81531-980, Curitiba, PR, Brasil. Laboratório de Análise de Bacias. E-mail: ropkraft@gmail.com <https://orcid.org/0000-0003-2529-7923>

² UFPR - Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia. Laboratório de Análise de Bacias. E-mail: vesely@ufpr.br <https://orcid.org/0000-0002-6741-8589>

³ UNC - Universidade do Contestado, CENPALEO Centro Paleontológico, Mafra, Santa Catarina, Brasil. E-mail: luizw@unc.br <https://orcid.org/0000-0002-8978-6120>

Abstract

The Itararé Group, Permocarboneous of the Paraná Basin, has its deposition associated with the Late Paleozoic Ice Age (LPIA), which encompassed multiple glacial advance-retreat cycles. Recognizing the nature of the processes that form these rocks is essential to understand the diversity of glacial and non-glacial depositional systems that were active during the LPIA. Previous authors have carried out sedimentological and stratigraphic studies in outcrops of the Itararé Group in the Santa Catarina and Paraná states, however, the correlation between these areas is still little known. Seeking to increase the knowledge on the stratigraphy of the Itararé Group, this work aims to investigate its facies in five shallow boreholes in the Mafra region, northern Santa Catarina state. In this region, 300 meters of cores sampled almost the entire stratigraphic succession of the Itararé Group. We further integrate our results with published data from Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Presidente Getúlio, Doutor Pedrinho and São João do Triunfo in order to build a regional stratigraphic

framework. A total of 33 sedimentary facies were recognized and organized in five genetic associations, corresponding to subaqueous outwash fans, rain-out and mud settling, thin-bedded turbidites, mass-transport deposits, and thick-bedded turbidites. The regional stratigraphic correlation allowed the recognition of five glacial cycles, corresponding to depositional sequences of deglaciation. They show signs of glacial influence that diminish toward the top, where deltaic deposits developed due to the warmer climate. Diamictites are present in all areas and distributed preferentially in the lower and middle sequences. They consist of mass-transport deposits with origin attributed to gravitational instability due to sediment accumulation in melting and glacial retreat phases.

Key words: Late Paleozoic Ice Age; glacial cycles; stratigraphic framework.

Resumo

O Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná, tem sua deposição associada à Era Glacial Neopaleozoica (EGN), que ocorreu em múltiplos ciclos de avanços e recuos glaciais. Reconhecer a natureza dos processos que formaram as rochas sedimentares desse intervalo é essencial para compreender a diversidade dos sistemas deposicionais glaciais e não glaciais atuantes durante a EGN. Diversos autores realizaram estudos sedimentológicos e estratigráficos em afloramentos do Grupo Itararé nos estados de Santa Catarina e Paraná, porém a correlação entre essas áreas ainda é pouco conhecida. Buscando aumentar o conhecimento sobre a estratigrafia do Grupo Itararé, este trabalho tem como objetivo investigar suas fácies sedimentares em cinco sondagens rasas na região de Mafra, norte do estado de Santa Catarina. Nesta região, 300 metros de testemunhos amostraram quase toda a sucessão estratigráfica do Grupo Itararé. Além disso, os resultados aqui obtidos foram integrados com dados publicados das regiões de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Presidente Getúlio, Doutor Pedrinho e São João do Triunfo, a fim de construir um arcabouço estratigráfico regional. Um total de 33 fácies sedimentares foram reconhecidas e agrupadas em cinco associações genéticas, correspondendo a leques de *outwash* subaquosos, *rain-out* e decantação de lama, turbiditos delgados, depósitos de transporte em massa e turbiditos espessos. A correlação estratigráfica regional permitiu o reconhecimento de cinco ciclos glaciais, correspondentes a sequências deposicionais de deglaciação, que exibem evidências de diminuição da influência glacial em direção ao topo, onde depósitos deltaicos se desenvolveram devido ao clima mais quente. Diamictitos estão presentes em todas as áreas, distribuídos preferencialmente nas sequências inferiores e intermediárias. Estes consistem em

depósitos de transporte em massa com origem atribuída à instabilidade gravitacional devido ao acúmulo de sedimentos durante fases de derretimento e recuo glacial.

Palavras chave: Era Glacial Neopaleozoica; ciclos glaciais; arcabouço estratigráfico.

5.1 Introduction

The Itararé Group, Permocarboneous in age, is one of the main lithostratigraphic units of the Paraná Basin. Its facies include sandstones, conglomerates, diamictites, shales with dropstones, rhythmites with the presence of faceted, polished and striated clasts and pebbles, and other elements such as grooved pavements, attributing a glacially-influenced origin to these deposits (Schneider et al. 1974; França & Potter 1988; Eyles, Eyles & França 1993; Santos, Rocha Campos & Canuto 1996; Vesely & Assine 2006; d'Avila 2009; Aquino et al. 2016). The stratigraphy of Itararé Group has a complex architecture, mainly related to subaqueous outwash depositional systems, turbidites, mass transport deposits (MTDs), marine and delta systems, inserted in three large glacial cycles (França & Potter 1988; Schneider et al. 1974) which occurred during the Late Paleozoic Ice Age (LPIA) (Isbell et al. 2003).

In the outcropping portion located in southeastern Paraná Basin, studies seeking to understand the dynamics of deglaciation were conducted in locations in the state of Santa Catarina (Aquino et al. 2016; Carvalho 2014; d'Avila 2009; Fallgatter & Paim 2019; Puigdomenech et al. 2014; Schemiko, Vesely & Rodrigues 2019; Valdez et al. 2019) and in the state of Paraná (Vesely 2006), where authors elaborated stratigraphic vertical profiles. In the locality of Dr. Pedrinho, Aquino et al. (2016) and d'Avila (2009) recognized depositional sequences corresponding to high frequency glacial cycles, also observed by Fallgatter & Paim (2019) in the Alfredo Wagner area, and suggestive of shorter duration glacial advance and retreat events. The region of Mafra, in the southern Brazilian state of Santa Catarina, corresponds to the place from which Schneider et al. (1974) described the type sections of the Campo do Tenente and Mafra formations, which correspond to the lower and middle subdivisions of the Itararé Group respectively. Also, this location is considered one of the most important fossiliferous sites of the Itararé Group in the Paraná Basin, with a great variety of fossil groups. The fossiliferous Lontras shale (Hamel 2005; Ricetti & Weinschütz, 2011; Adami-Rodrigues et al. 2012; Mouro et al. 2014; Taboada et al. 2016; Wilner, Lemos & Scomazzon 2016; Mouro et al. 2018) is stratigraphically positioned at the base of the Rio do Sul Formation, which is the upper unit of the Itararé Group according to Schneider et al. (1974). In this locality, a collection of about 300 meters of drill cores were the object of study

by Weinschütz & Castro (2004), Weinschütz & Castro (2005) and Weinschütz & Castro (2006).

Recognizing the depositional nature of the Itararé Group and of facies of glacial environments is difficult, since several types of depositional systems can be present in this environment, resulting in facies with ambiguous forming processes (Eyles, Eyles & Miall 1983; Eyles, Eyles & Miall 1985; Miller 1996; Hambrey & Glasser 2012). Despite several works with a stratigraphic focus on the outcropping portion of the Itararé Group, there is a lack of integration of detailed studies, the distribution of depositional sequences, and the stratigraphic positioning of the fossiliferous bed, especially between the areas of Paraná and Santa Catarina states.

Thus, the main objectives of this work are to define the depositional systems that formed the rocks sampled in the cores of the Mafra region, and recognize the evolution and regional distribution of these systems along depositional sequences of deglaciation. A secondary objective is to understand the origin of thick successions of diamictites in the area, analyzing the spatial evolution in a geological section in the outcropping region of the Itararé Group, in the states of Santa Catarina and Paraná.

5.2 Geological setting

The Paraná Basin is an intracratonic basin divided into six supersequences separated by unconformities, called Supersequences Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III, and Bauru, whose ages range from the Ordovician period to the Neo-Cretaceous period (Milani et al. 2007). The Itararé Group, object of this work, is positioned in the interval between the Pennsylvanian and Cisuralian epochs (Holz et al. 2010), as part of the Gondwana I Supersequence (Fig. 5.1). This group is up to 1.3 km thick (França & Potter 1988) and covers the main glacial Gondwana record, called the Late Paleozoic Ice Age (LPIA), which is characterized by several short-lived glacial events (Eyles, Eyles & França 1993; Fielding, Frank & Isbell 2008; Isbell et al. 2003). Schneider et al. (1974) divided the Itararé Group into three intervals with lithostratigraphic connotation, named Campo do Tenente, Mafra and Rio do Sul formations. These units were defined by the description of outcrops and are roughly equivalent to the Lagoa Azul, Campo Mourão and Taciba formations later defined in the subsurface (França & Potter 1988). Although both divisions are equivalent, in this work it will be adopted the nomenclature proposed by Schneider et al. (1974) since this division was defined, in part, in the area of the present study.

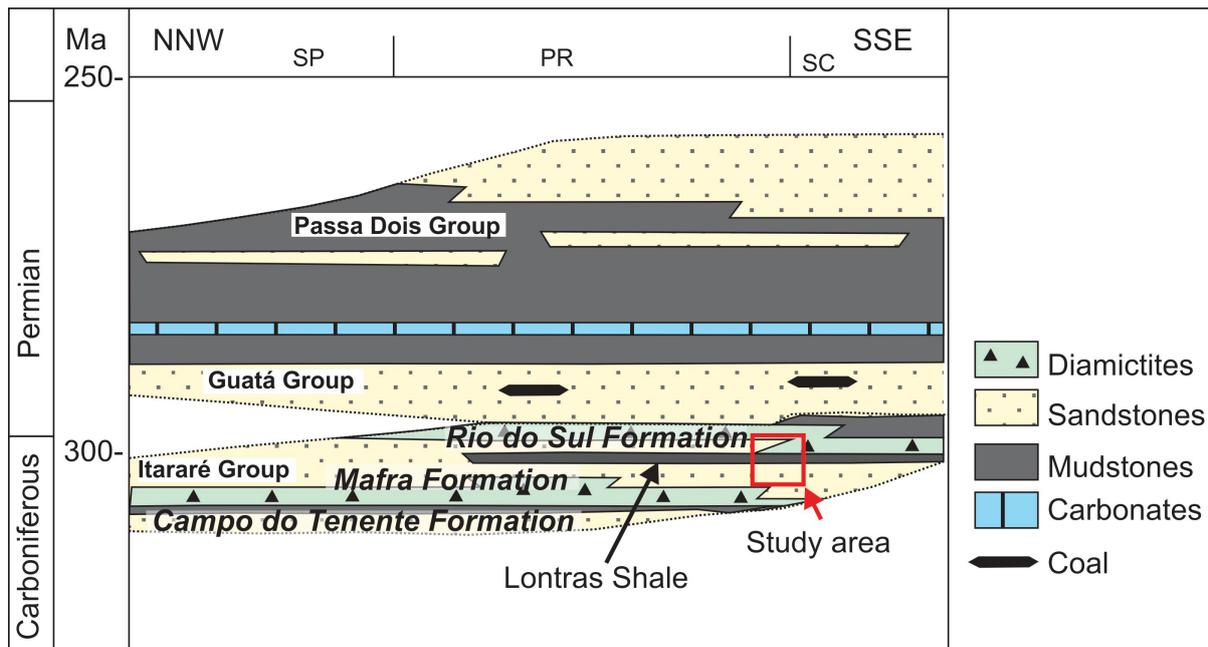


Fig. 5.1 Simplified stratigraphic chart of the Gondwana I Supersequence, with the subdivisions of Schneider et al. (1974). The rectangle in red represents the approximate position of the study interval. Modified from Vesely et al. (2015).

A regional datum is represented by the so-called Lontras shale, positioned at the base of the Rio do Sul Formation (Schneider et al. 1974), which are recognized both in outcrop and the subsurface. This horizon is characterized by an elevated fossiliferous content including fishes (Hamel 2005), brachiopods (Taboada et al. 2016), sponges (Mouro et al. 2014), crustaceans (Adami-Rodrigues et al. 2012), conodonts (Wilner, Lemos & Scomazzon 2016), scolecodonts (Ricetti & Weinschütz, 2011), insects (Ricetti, Adami-Rodrigues & Weinschütz 2012) and larval cocoons (Mouro et al. 2016).

5.3 Materials and Methods

We described 301.25 meters of cores recovered from five boreholes (Fig. 5.2): VR01 (Vila Ruthes), with 57.70 m; SL02 (São Lourenço), with 58.60 m; RB03 (Rio Butiá), with 58.35 m; TC04 (Terreno Campáleo), with 78.60 m; and BR05 (BR280 highway), with 48.00 m. The facies were characterized by the lithological type, grain size, sedimentary structures, thickness, top and base contacts of beds, and the presence of post-depositional structures (Miall 1978). Mnemonics were adapted from Eyles, Eyles & Miall (1983) for the representation of facies. The facies description was followed by grouping facies into genetic facies associations.

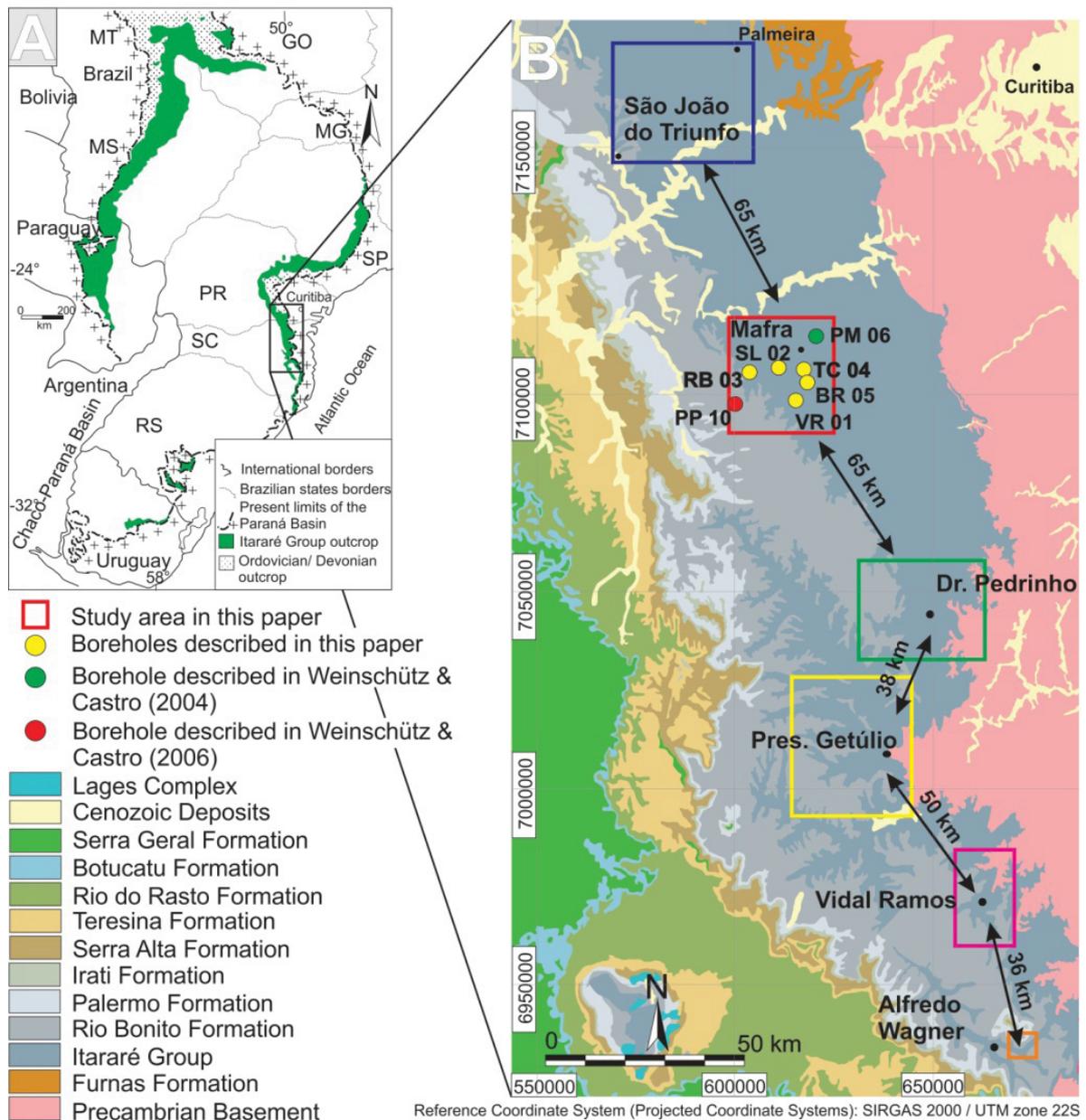


Fig. 5.2 (A) Paraná Basin and Itararé Group outcrop range, modified by Vesely et al. (2015); (B) location of the shallow boreholes in the Mafra region and areas with correlated vertical profiles in geological map of Parana Basin: São João do Triunfo (Vesely 2006); Dr. Pedrinho (Aquino et al. 2016); Pres. Getúlio (Schemiko, Vesely & Rodrigues 2019); Vidal Ramos (Valdez et al. 2019); Alfredo Wagner (Fallgatter & Paim 2019) (geological map modified by Perrotta et al. 2004).

The facies descriptions resulted in profiles that were correlated and stacked as a continuous composite graphic log. It was complemented in the lower portion with data from Weinschütz & Castro (2006), referring to the PM06 (Pedreira Motocross) and adjacent outcrops, and complemented in the upper portion with data from the descriptions of outcrops

and the borehole PP10 (Projeto Pioneiro), available in the work of Weinschütz & Castro (2004).

Published stratigraphic profiles from areas situated to the south and north of Mafra (Fig. 5.2) were standardized and represented according to the interpretations assumed by the respective authors. These include São João do Triunfo (Vesely 2006), Doutor Pedrinho (Aquino et al. 2016), Presidente Getúlio (Schemiko, Vesely & Rodrigues 2019), Vidal Ramos (Valdez et al. 2019) and Alfredo Wagner (Fallgatter & Paim 2019). This allowed the elaboration of a regional section oriented approximately north to south, in which depositional sequences limited by surfaces of unconformities and correlative conformities were correlated.

5.4 Results

5.4.1 Facies

The description of five boreholes from Mafra resulted in the recognition of 33 sedimentary facies, whose descriptions and depositional processes are summarized in Table 5.1.

Table 5.1 Recognized sedimentary facies, with brief description of facies, structures and depositional processes.

Facies Codes	Facies	Sedimentary Structures	Depositional Process
Fm	Mudstone	Massive	Settling of mud
Fl-d	Shale with dropstones	Horizontal lamination disrupted by clasts; fine sandstone lenses	Settling of mud and dropstones by ice rafting
Fl	Shale	Horizontal lamination	Settling of mud
Fl(c)	Shale with concretions	Horizontal lamination with pyritized concretions	Settling of mud and biological activity
F-bp	Siltstone with load structures	Horizontal lamination/ load structures in the form of balls-and-pillows	Settling of mud and traction flows
Fl(d)	Shale with deformation	Horizontal lamination with convolute folds	Settling of mud and slumps
Rg-d	Rhythmite of very fine sandstone and siltstone, with dropstones	Horizontal lamination, normal grading, disrupted by dropstones, subcritical climbing ripples cross lamination	Waning flows and dropstones by ice rafting
Rg(d)	Rhythmite of very fine sandstone and siltstone, deformed	Horizontal lamination with normal grading and small folds	Waning flows, and slumps
Hg	Heterolithic interbedded of very fine sandstone and	Horizontal stratification with normal grading of very fine sandstone to	Turbulent, low-density waning

Facies Codes	Facies	Sedimentary Structures	Depositional Process
	siltstone	siltstones	flows
Hr(d)	Heterolithic interbedded of siltstone and very fine sandstone, deformed	Discontinuous climbing ripple cross-lamination, deformed	Traction flows and slumps
H(d)	Heterolithic interbedded of very fine sandstone and shale, deformed	Layers discontinuous with open and close folds	Slumps
Dmm	Massive Diamictite	Massive	Debris flows
Dms	Diamictite stratified	Horizontal parallel stratification	Rain-out
Dms(d)	Diamictite stratified, deformed	Discontinuous or ruptured layers of sandstone	Mass transport
Sm	Massive fine sandstone	Massive	Gravity flows
Sm-ic	Massive fine sandstone with muddy rip-up clasts	Massive	Gravity flows
Sm-g	Massive fine sandstone with granules	Massive	Gravity flows
Sh	Very fine sandstone with horizontal lamination	Horizontal lamination	Traction flows
Sr	Very fine/ fine sandstone with climbing ripple cross-lamination	Climbing ripple cross-lamination	Traction flows and settling of mud
Sp	Fine/ medium sandstone with planar cross stratification	Planar cross stratification	Traction flows
Sp-ic	Fine/ medium sandstone with planar cross stratification and muddy rip-up clasts	Planar cross stratification	Traction flows
Sg	Coarse to medium sandstone, graded	Normal grading	Hyperconcentrated waning flows
Sg-c	Coarse to medium sandstone, graded, conglomeratic	Normal grading	Hyperconcentrated waning flows
Sg-ic	Coarse to medium sandstone, graded with rip-up clasts	Normal grading	Hyperconcentrated waning flows
Si	Medium to coarse sandstone with inverse grading	Inverse grading	Hyperconcentrated waxing flows
Si-ic	Medium to coarse sandstone with inverse grading and muddy rip-up	Inverse grading	Hyperconcentrated waxing flows

Facies Codes	Facies	Sedimentary Structures	Depositional Process
	clasts		
S(d)	Very fine homogenized sandstone	Ruptured, homogenized beds	Remobilization of previously deposits
Sr(d)	Very fine sandstone with climbing ripple, deformed	Climbing ripple cross-lamination, small convolute folds, rare flame structures	Traction flows and slumps
Sg(d)	Very fine sandstone to silt normally graded, deformed	Normal grading, isoclinal folds and horizontal lamination	Hyperconcentrated waning flows and slumps
Sc(d)	Conglomeratic sandstone, deformed	Stretched, broken and inclined beds of sandstones and mudstones	Gravity flows
Gm	Massive conglomerate	Massive	Hyperconcentrated flows
Gm-ic	Massive conglomerate with muddy rip-up clasts	Massive	Gravity flows
Gg	Conglomerate graded	Normal grading	Hyperconcentrated waning flows

5.4.2 Facies association

A total of five associations were interpreted:

Subaqueous Outwash facies association: It is present in the lower and middle parts of the borehole TC4 and in the entire borehole BR5, consisting, in decreasing order of occurrence, to the facies Sr, Sr(d), Sm, S(d), Sp, H(d), Sm-g, Sh, Sg-ic, Dmm, Hr(d), Sc(d), Gg, Fl-d, Fl, Sm-ic, Sg(d), Gm, Sg-c, F-bp, Sg, Si, Hg, Gm-ic, Si-ic and Sp-ic. The bedding sets have recurrence of coarsening-upward followed by fining-upward, which are marked by basal conglomerates (Fig. 5.3). There are deformation features in the lower part of the association while, at the top, there are horizontal lamination, planar cross stratification and climbing ripples. Conglomerates with a basal erosive character, possible scour structure, are suggestive of channelized flows, while the load structures (F-bp facies) suggest the rapid deposition of sediments. This may also explain the deformation features present in the basal part of the association, where unconsolidated sediments would be subject to instability of the front of the fans due to an excess of sedimentary load (Lønne 1995; Suss et al. 2014).

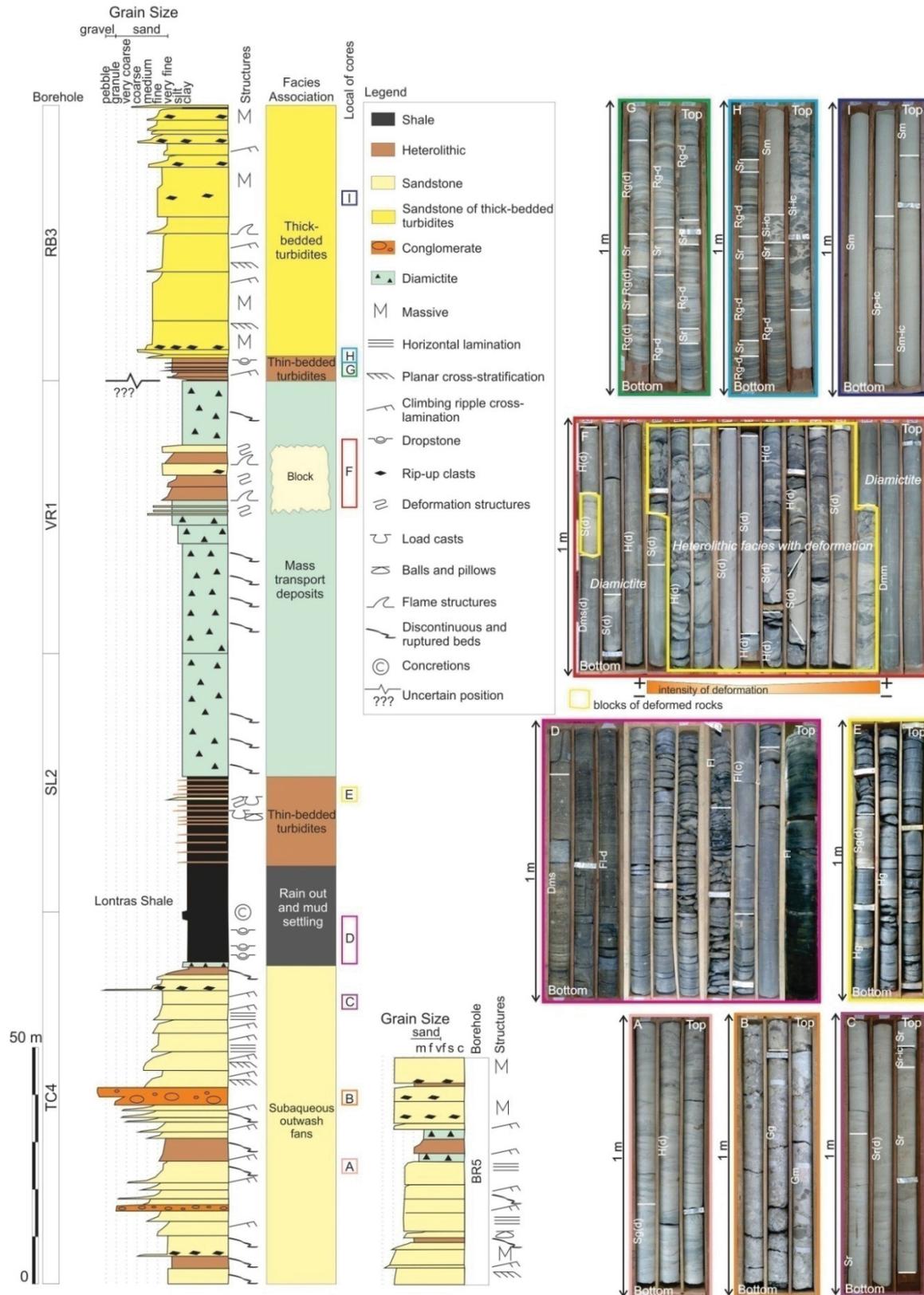


Fig. 5.3 Composite graphic log of the distribution of facies associations in the boreholes BR5, TC4, SL2, VR1 and RB3. The colored rectangles indicate the position of the cores on the log. Facies codes in Table 5.1.

This facies association is interpreted as subaqueous outwash fans and channels deposits, whose faciological characteristics and similar stacking patterns were recognized in outcrops of the Itararé Group by Aquino et al. (2016), Suss et al. (2014) and Vesely et al. (2007), to which they attributed the same origin. According to Boulton (1986), outwash deposits are formed near the margins of glaciers, whose sedimentary load is provided by meltwater jets from their base, forming conglomeratic channels and sandy fans by deconfinement, where retrogradation patterns are common due to the evolution of the retreat of the glacier during deglaciation (Rust & Romanelli 1975). The release of meltwater jets may have characteristics of being continuous, resulting in thick beddings formed by traction processes, or rapidly (Lønne 1995), generating erosive channels, in which it is common the deposition of conglomeratic facies, produced by hyperconcentrated flows (Mulder & Alexander 2001), similar to Gm, Gg and Gm-ic facies.

Rain-out and mud settling facies association: Present in the upper part of the borehole TC4 and the bottom of the borehole SL2, consists of the facies Fl, Fl-d, Fl(c), Fm and Dms (Fig. 5.3). The base of this association is marked by the deposition of one meter of stratified diamictite, in an abrupt contact above the outwash subaqueous association. It is followed by about 20 meters of shales with dropstones, decreasing the number of clasts toward the top, becoming then absent. They are marine environment deposits, being that the diamictite positioned at the base of the association refers to a rain-out deposit (Eyles, Eyles & Miall 1985), still close to the base of a retreating glacier, and that the shale deposits correspond to the settling of mud with concomitant dropstones released from ice rafts of a possible retreating glacier (Eyles, Eyles & Miall 1985; Hambrey & Glasser 2012). This shale succession corresponds to the Lontras Shale (Schneider et al. 1974; Weinschütz & Castro 2005).

Thin-bedded turbidites facies association: They occur in two stratigraphic intervals, representing 19 meters in the intermediate part of the borehole SL2 (Hg and Sg(d) facies), and in the basal part of the borehole RB3 (Sr, Rg-d, Rg(d) and Fl(d) facies), with less than five meters of thickness (Fig. 5.3). In the borehole SL2, the intercalation of thin layers of siltstones and very fine sandstone, grading to shales, occurs with increased frequency toward the top, with consequent increase in the thickness of the beddings of siltstone and very fine sandstone. At the base of the layers there are load structures and rare dropstones. Subordinately, a thick bed of normally graded, internally deformed, fine-grained sandstone takes place. In the borehole RB3, this association is represented by thin layers of heterolithic facies consisting of

the interleaving of very fine sandstone and shale, with flame-like load structures, rare recumbent folds, and rare dropstones disrupting the lamination. The presence of thin beds of siltstones and very fine sandstone, grading to shales, suggest that gravity flows of sediments gave rise to these deposits located in a deep-water environment (Kuenen & Migliorini 1950; Mutti & Ricci Lucchi 1972; Normark 1978; Walker 1978). They are interpreted as deposits of thin-bedded turbidites, possibly deposited in distal parts of subaqueous fans (Normark 1970), where the rapid deposition would have conditioned the formation of load structures at the base of the layers deposited on a still unconsolidated substrate (Owen 2003). The deformation structures present in sandy layers would be the result of the water escaping with the rapid deposition of sediments (Owen 1987).

Mass transport deposits facies association: Present in the SL2 and VR1 boreholes (Fig. 5.3), it corresponds to Dms(d) and Dmm diamictites facies and has thickness reaching 90 meters. In the borehole SL2, the Dms(d) facies sits in a discordant way on a thin-bedded turbidites association, with the presence of ruptured and deformed laminae of very fine sandstone and siltstones which have reduction of occurrence to the top (Dmm facies). In the borehole VR1, the Dms(d) and Dmm facies occur intercalated, sometimes with intervals of up to 3 meters with discontinuous laminae of siltstones. Several levels of sandstone and heterolithic facies S(d) and H(d) with intense deformation and up to 9 meters thick occurs abruptly amidst the diamictites. The contact relationship of the top of this association with the immediately deposited one was not observed in the drill cores, making its real thickness uncertain.

The deposition of the facies of this association took place with the evolution of the retreat of ice masses and concomitant increase of the accommodation space. The presence of discontinuous and deformed beds and laminae, being part of the constitution of most diamictites, is suggestive that these facies are products of gravitational processes of sediment remobilization (Sobiesiak et al. 2016), where the intensity of deformation is proportional to the degree of homogenization of the rocks (Eyles & Eyles 2000; Rodrigues et al. 2020). Facies S(d) and H(d), present in this association, would be allochthonous blocks incorporated and transported in the same flow originating these diamictites, where the disaggregation of the edges of the blocks is reflected by the irregularity of their limits and consequent incorporation as constituents of the matrix (Rodrigues et al. 2020). The presence of pebbles and granules in the clayey matrix is attributed to materials from pre-existing deposits (Vesely et al. 2018), and may configure, for example, dropstones in heterolithic facies, which, by homogenization of

fine fractions, resulted in the segregation of pebbles immersed in the matrix. Thus, this association is interpreted as a product of mass transport, which remobilized a large amount of sediment, in view of the recorded thickness and dimensions of existing blocks. Considering that high sedimentation rates may be responsible for forming deposits with steep slopes, in which instability is recurrent (Lønne 1995), blocks can be remobilized along fault planes in deposits such as delta fronts (Nemec et al. 1988), or in progradational fans. The characteristics of the blocks present in these MTDs are suggestive of relatively more proximal facies, possibly of fringe-equivalent deposits in outwash fans, or of collapsed fronts of turbiditic fans in a plastic state.

Thick-bedded turbidites facies association: Present in the borehole RB3, it is represented by about 55 meters of amalgamated sandstone, corresponding to facies Sm, Sr, Rg-d, Sm-ic, Sp, Sp-ic, Si-ic, S(d), Rg(d), Fl(d), Sc(d) and Fl (Fig. 5.3). These thick layers are laid abruptly and erosively on facies of the thin-bedded turbidites association. The stacking of facies is represented by bed sets with massive sandstone at the base of beds (Sm), then presenting cross-planar stratification (Sp) and climbing ripple cross-lamination toward the top (Sr). It is common the presence of heterolithic rip-up clasts up to 10 cm at the base of massive sandstones, and a few millimeters in the upper interval of this facies association. The sedimentary stack, marked by graded massive sandstone passing to facies with climbing ripple cross lamination, indicate processes with waning flow, being interpreted as turbidite deposits (Kuenen 1957; Zavala & Arcuri 2016), deposited below wave base. The evidence that the base of this facies association is highly erosive, marked by a large amount of heterolithic rip-up clasts, together with the low presence of muddy facies, may be related to high energy and steady velocity, possibly sustained by hyperpycnal flows from fluvial discharges (Mulder et al. 2003; Mulder & Syvitski 1995; Zavalla & Pan 2018), for which the relatively warmer climate was a controlling factor of these deposits (Bouma 2004).

5.5 Stratigraphic correlation

The analysis of facies in the drill cores, complemented with data from the works of Weinschütz & Castro (2004) and Weinschütz & Castro (2006), allowed the characterization of the stratigraphic stacking of the Itararé Group in the Mafra region. To understand the regional distribution of these rocks, was elaborated a geological section has an approximate SE-NW orientation (Fig. 5.4), which correspond to the directions of ice flow recognized for

the Itararé Group in the region (Fallgatter & Paim 2019; Rosa, Vesely & França 2016). The region of Presidente Getúlio, positioned with a shift to the west in relation to the geological section, is in a more internal position of the Rio do Sul depocenter (Santos, Rocha Campos & Canuto 1996; Schemiko, Vesely & Rodrigues 2019), with paleocurrents having predominant direction toward SW.

Depositional sequences of deglaciation (Vesely & Assine 2006) were recognized in the areas of Doutor Pedrinho and Vidal Ramos (Aquino et al. 2016; d'Avila 2009; Valdez et al. 2019), corresponding to cycles of glacial advance and retreat, were correlated using the Lontras shale as datum. Sequence S1, below the deposition of the Lontras shale, is equivalent in the Mafra region to the deposits studied by Weinschütz & Castro (2004), who in drill cores and outcrops recognized heterolithic facies, denominating them varvites, diamictites and sandstones. The varvites in this sequence are interpreted here as thin-bedded turbidites, referring to diluted fringes, whose interval corresponds to the turbidites identified by Salamuni, Marques Filho & Sobanski (1966) in the Mafra region, which were the first records of turbidites identified in Brazil (Vesely et al. 2021). The presence of dropstones is due to the transport of sedimentary load by floating ice detached from a retreating glacier (Bennett, Doyle & Mather 1996; Gilbert 1990; Thomas & Connel 1985). Turbidites with dropstones are also recognized in Doutor Pedrinho, which sits directly on basement rocks, and have thick interval of massive diamictite above. To Aquino et al. (2016), these diamictites have characteristics of MTDs, whose origin is attributed to the remobilization of these turbidites with dropstones, a context that can also be attributed to the diamictites of this sequence in the Mafra and São João do Triunfo areas, where in the cores exhibit erosive base and incorporate layers of turbidites. In the area of Presidente Getúlio this depositional sequence corresponds to glacial tillites sitting directly on the basement, followed by MTDs. This sequence is absent further south, characterizing an onlapping pattern.

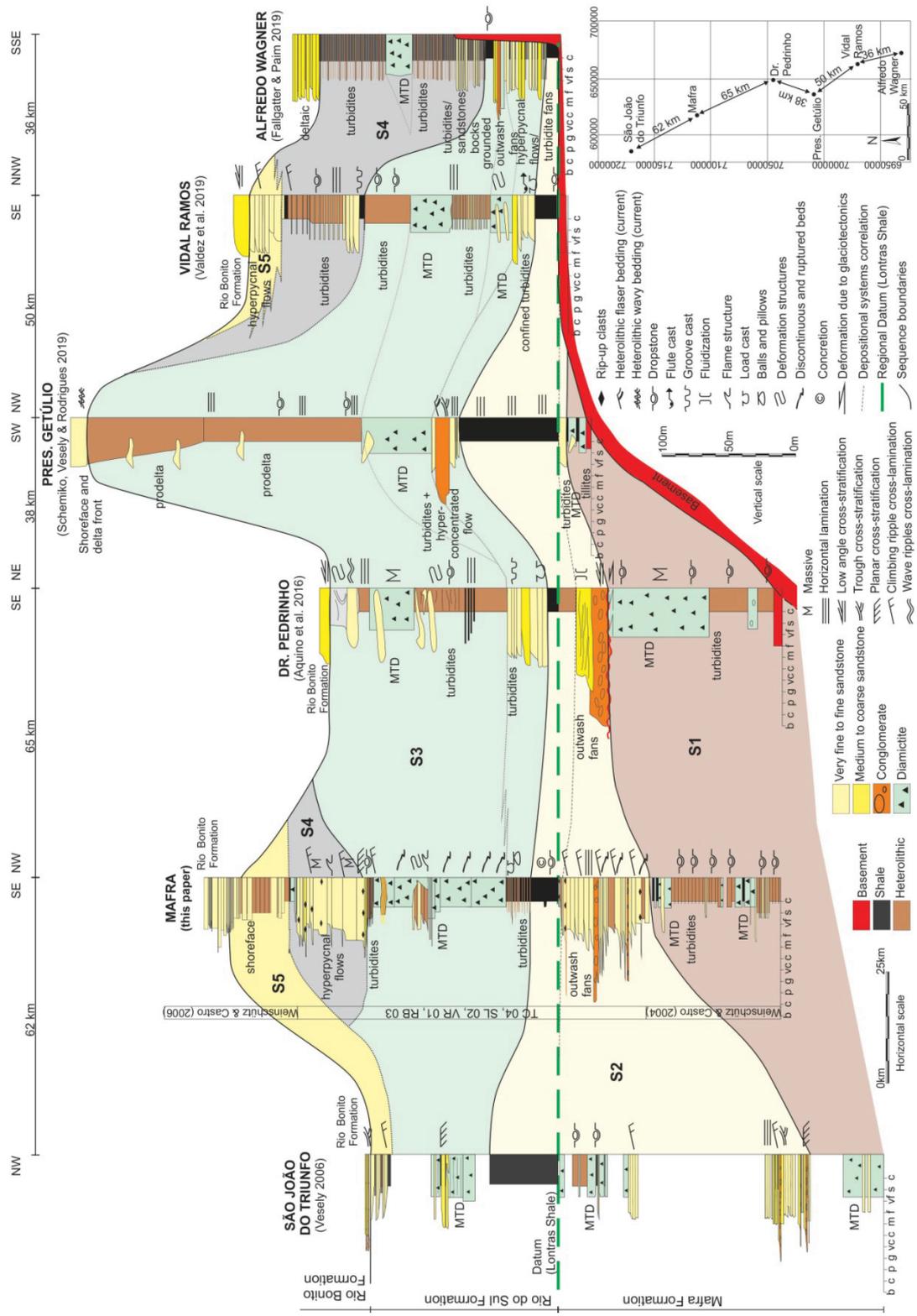


Fig. 5.4 Geological section between Mafra and the areas of São João do Triunfo, Doutor Pedrinho, Presidente Getúlio, Vidal Ramos and Alfredo Wagner. Stratigraphic stacking of the Mafra area complemented with data from Weinschütz & Castro (2004) and Weinschütz & Castro (2006). Correlation intervals correspond to depositional sequences S1 to S5. The base of the occurrence of Lontras shale was used as datum for the correlation.

The Sequence S2 in Alfredo Wagner and Vidal Ramos corresponds to shales directly on the basement, in fjords that were flooded after ice retreat (Fallgatter & Paim 2019, Valdez et al. 2019). In the northernmost areas, more internally to the basin, this confinement characteristic is not recognized, and the sequence is represented by the initial deposition of sandy turbidites in Presidente Getúlio. In Doutor Pedrinho, there are interpreted outwash fans of a grounded glacier, which, by melting the base, provided a lot of conglomerates and sandstones in a jet efflux process (Aquino et al. 2016). Deformations are reported at the top of the diamictites of the sequence below, which were interpreted as a result of glaciotectonism (Aquino et al. 2016), characterizing an advance of the ice prior to the deposition of the outwash conglomerates. In the drill cores described in Mafra, sandy and conglomeratic facies were recognized corresponding to more distal parts of the outwash fans recognized by Aquino et al. (2016) and d'Avila (2009), also present in the base of the sequence in São João do Triunfo (Vesely 2006). In the cores of Mafra, it is common the presence of deformation structures with origin attributed to deformation in unconsolidated sediments (Owen 1987; Owen 2003), produced by the high sediment supply, which could provide gravitational instability by sediment accumulation. This process may have formed the mass transport deposits in São João do Triunfo. The Lontras shale that covers this sequence has an increase in thickness recorded in Presidente Getúlio, which may be due to the positioning of this area in relation of the Rio do Sul depocenter.

The deposition of the Sequence S3 occurred over the Lontras shale, whose lower limit is equivalent to a correlative conformity. In Alfredo Wagner, it starts with deposits produced by hyperpycnal flows and confined turbidites, with origin attributed by Fallgatter & Paim (2019) to early stages of a new glacial cycle, marked by the advance of ice masses, with the sediment supply released from their basal part within a paleovalley as outwash fans. In Vidal Ramos, Carvalho (2014), Puigdomenech et al. (2014) and Valdez et al. (2019) recognized that the base of the glacial sequence above the Lontras shale is characterized by sandy confined turbidites, possibly already recording positions further away from the ice. The equivalent of these deposits in Presidente Getúlio is represented by sandy turbidites and conglomerates resulting from hyperconcentrated flows in a deconfined situation (Schemiko, Vesely & Rodrigues 2019), which are recurrent in the region of Doutor Pedrinho, but with a reduction in the presence of conglomerates, as observed by Aquino et al. (2016). Equivalence in the most distal position is found in cores from Mafra, represented by heterolithic beds deposited in terminal fringes of turbidity fans. MTDs are present in all areas in a diachronous

configuration, with distinct vertical positions. They are represented by silty-clayey matrix diamictites and clasts of igneous and metamorphic rocks, with deformed blocks of sandstone and heterolithic layers, usually with a massive aspect. They are interpreted as products of remobilization of turbidites and delta fronts, due to similarity between these deposits and the blocks, in which the degree of homogenization is a reflection of the intensity of remobilization (Eyles & Eyles 2000; Rodrigues et al. 2020). The origin is attributed to the high sediment supply (d'Avila 2009; Schemiko, Vesely & Rodrigues 2019; Suss et al. 2014; Valdez et al. 2019) in phases of glacial retreat and melting. The top of this sequence has a complex correlation because it has been eroded by sandstone facies of delta fronts attributed to the Rio Bonito Formation in Doutor Pedrinho and occurs in a transitional way to shallow facies of prodelta and delta front in Presidente Getúlio; and, finally, when with a more complete record, is limited by shale deposits in the areas of Vidal Ramos and Alfredo Wagner. In Mafra this sequence ends with the deposition of thin-bedded turbidites which have possibly been trapped on substrate irregularities at the top of mass transport deposits (Kneller et al. 2016; Nelson et al. 2011). In São João do Triunfo the turbidite facies were not recognized in this sequence by Vesely (2006), probably due to the absence of outcrops, making the upper and lower limits of the sequence uncertain.

The sequence S4 has occurrence in the areas of Alfredo Wagner, Vidal Ramos and Mafra. In Alfredo Wagner the initial record has been marked by the deposition of thin-bedded turbidites, originated by turbidity currents from the high sediment supply in deltas located in the headwaters of a paleo fjord (Fallgatter & Paim 2019), with intercalation of MTDs. In Vidal Ramos, the base of the sequence is characterized by sandy turbidites, with fining and thinning-upward, in a decreasing energy system finalized by the deposition of shales. In the drill cores from Mafra, this sequence is characterized by fine to medium sandstone, erosively deposited over thin-bedded turbidites, with the incorporation of centimetric fragments of heterolithic facies at the base of the sequence. The character of thick layers with absence of fine fractions allowed the interpretation of these deposits as thick turbidites produced by continuous hyperpycnal flows. However, the origin of these deposits requires a further study, with analysis of paleocurrents in equivalent outcrops, as it is not possible to establish a direct correlation with the other areas in the elaborated section, which may suggest other sources of sediment supply.

Sequence S5 has a more localized occurrence, representing transition facies to the unit defined as Rio Bonito Formation, being recognized in Mafra (Castro, Weinschütz & Castro

2005; Weinschütz & Castro 2006) and São João do Triunfo (Vesely 2006), which they interpreted as delta front deposits, of post-glacial or periglacial origin, and thicker sandstone layers may be products of episodic flows in response to increased discharge regimes in more distant fluvial environments. In Vidal Ramos, Puigdomenech et al. (2014) related the occurrence of sandstones of this sequence as products of hyperpycnal flows associated with gravity flows in delta fronts, the transition of which occurs to the facies of the Rio Bonito Formation, identified by the cessation of evidence of glacial influence.

The five depositional sequences correspond to five glacial cycles, traceable over 250 km, whose disposition refers to the evolution of a marine environment with glacial influence and significant improvement of the climatic conditions in at least two moments: in a first event, the ice retreated to the point of raising the base level and there was a wide deposition of the fossiliferous Lontras shale, including filling paleovalleys in the southern portion; and in a second event, at the top of the interval, with the deposition of proximal facies, transitional to the Rio Bonito Formation. Evidence of glacial proximity is recorded by deformation due to glaciotectonics on top of MTDs (Dr. Pedrinho), by tillites (Presidente Getúlio), by channels and outwash fans facies, and by dropstones. The lower sequences S1 and S2 were deposited in deep water conditions, on topography with paleovalleys in the south portion. During deposition of sequence 2, a larger accommodation space in São João do Triunfo allowed the development of MTDs, originated by gravitational instability in depositional slopes of outwash fans located in the southern areas. The sequence S3 has a wide distribution, with basal facies corresponding to outwash deposits by meltwater of a retreating glacier, followed by MTDs, already configuring a situation with greater accommodation space and resedimentation processes. The distribution of these facies in all regions suggests a wide glacial retreat cycle. The sequences S4 and S5 have restricted occurrences, with registration of S4 in the southern portion and isolated in Mafra, and, with an increasingly warm weather, the proximal facies of sequence S5 were deposited. Finally, in relation to the distributions of diamictites, these correspond to MTDs with lateral equivalents in turbidites and outwash fans.

5.6 Conclusions

The facies analysis of the drill cores of shallow boreholes in the Mafra region and the correlation with studies in adjacent areas allowed the following conclusions to be drawn:

- The composite graphic log allowed to establish a continuous vertical stacking of facies, in a locality from which the type sections of the Mafra and Rio do Sul formations units had been defined;
- the correlation section with adjacent areas identified five deglaciation depositional sequences, suggesting that deposition was controlled by glacier advance and retreat events, with the record prevailing in retreat episodes;
- advance and retreat events evolved in the southern portion, with both geomorphological evidence, such as the presence of paleovalleys in the southern areas, and sedimentological, with depositional systems exhibiting distal and unconfined characteristics to the north;
- high sediment supply rates, due to the meltwater and retreat of ice masses, may have been responsible for the high sediment accumulation in outwash systems, with consequent instability in depositional slopes, resulting in mass transport deposits (MTDs);
- the MTDs correspond to diamictites that were formed under glacial influence, but without evidence of being direct products of glaciers, so that only the occurrences of diamictite deposits in the studied areas should not be used as paleoclimatic criteria of maximum extension of glaciers in the Itararé Group;
- the presence of dropstones, as direct evidence of glacial influence, is gradually reduced to the top, corresponding to the improvement in climatic conditions, with warmer climates and the installation of delta systems of the Rio Bonito formation;
- this work adds information to the existing depositional models of the upper portion of the Itararé Group, which have even been used as analogues for studies of petroleum systems in the Paraná Basin.

Acknowledgements

The authors would like to express their gratitude to all the personnel at the Postgraduate Program in Geology at Universidade Federal do Paraná (UFPR), to the Cenpáleo Museum at the Universidade do Contestado for making available the drill cores used in this research, and to Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), for providing scholarship to the first author.

5.7 References

- Adami-Rodrigues, K., Pazinato, P.G., Corrêa, R.C., Ricetti, J.H. & Weinschütz, L.C. 2012, 'Malacostraca da Formação Rio do Sul, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Mafra, SC, Brasil', *1º Simpósio Brasileiro de Paleoinvertebrados*, Sociedade Brasileira de Paleontologia, Bauru, p. 19.
- Aquino, C., Valdez, V.B., Faccini, U.F., Milana, J.P. & Paim, P.S.G. 2016, 'Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding-line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil', *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 67, pp. 180-200.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.008>
- Bennett, M.R., Doyle, P. & Mather, A.E. 1996, 'Dropstones: their origin and significance', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 121, no. 3-4, pp. 331-339.
[https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00071-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00071-2)
- Boulton, G.S. 1986, 'Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments', *Sedimentology*, vol. 33, no. 5, pp. 677-698. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb01969.x>
- Bouma, A.H. 2004, 'Key controls on the characteristics of turbidite systems', in S.A. Lomas & P. Joseph (eds), *Confined Turbidite Systems*, Geological Society of London, Special Publications, vol. 222, pp. 9-22. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.222.01.02>
- Carvalho, B.M.V. 2014, 'Confined turbidite sand-sheets in the Paraná and Paganzo Basins', MSc. dissertation, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo.
<http://www.repositorio.jesuita.org.br/handle/UNISINOS/4625>
- Castro, J.C., Weinschütz, L.C. & Castro, M.R. 2005, 'Estratigrafia de sequências das formações Taciba e Rio Bonito (Membro Triunfo) na região de Mafra/SC, leste da Bacia do Paraná', *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol. 13, no. 1, pp. 27-42.
- d'Avila, R.S.F. 2009, 'Sequências deposicionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área de Dr. Pedrinho e cercanias, Santa Catarina, Brasil: turbiditos, pelitos e depósitos caóticos', PhD thesis, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo. <http://www.repositorio.jesuita.org.br/handle/UNISINOS/9698>
- Eyles, C.H. & Eyles, N. 2000, 'Subaqueous mass flow origin for Lower Permian diamictites and associated facies of the Grant Group, Barbwire Terrace, Canning Basin, Western

Australia', *Sedimentology*, vol. 47, no. 2 pp. 343-356. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00295.x>

Eyles, C.H., Eyles, N. & França, A.B. 1993, 'Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Parana Basin, Brazil', *Sedimentology*, vol. 40, pp. 1-25.

Eyles, C.H., Eyles, N. & Miall, A.D. 1985, 'Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 51, no. 1-4, pp. 15-84. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(85\)90080-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(85)90080-X)

Eyles, N., Eyles, C.H. & Miall, A.D. 1983, 'Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences', *Sedimentology*, vol. 30, pp. 393-410.

Fallgatter, C. & Paim, P.S.G. 2019, 'On the origin of the Itararé Group basal nonconformity and its implications for the Late Paleozoic glaciation in the Paraná Basin, Brazil', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 531(B), pp. 108225. DOI [10.1016/j.palaeo.2017.02.039](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.02.039)

Fielding, C.R., Frank, T.D. & Isbell, J.L. 2008, 'The late Paleozoic ice age - A review of current understanding and synthesis of global climate patterns', in C.R. Fielding, T.D. Frank & J.L. Isbell (eds), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*, Geological Society of America, Special Paper, vol. 441, pp. 343-354.

[https://doi.org/10.1130/2008.2441\(24\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(24))

França, A.B. & Potter, P.E. 1988, 'Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero, Bacia do Paraná (Parte 1))', *Boletim de Geociências da Petrobrás*, vol. 2, no. 4, pp. 147-191.

Gilbert, R. 1990, 'Rafting in glaciomarine environments', in J.A. Dowdeswell & J.D. Scourse (eds), *Glaciomarine environments: Processes and Sediments*, Geological Society, London, Special Publication, vol. 53, pp. 105-120. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.053.01.06>

Hambrey, M.J. & Glasser, N.F. 2012, 'Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record', *Sedimentary Geology*, vol. 251-252, pp. 1-33.

<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.01.008>

- Hamel, M.-H. 2005, 'A new lower actinopterygian from the Early Permian of the Paraná Basin, Brazil', *Journal of Vertebrate Paleontology*, vol. 25, no. 1, pp. 19-26.
<https://www.jstor.org/stable/4524414>
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R. & Rohn, R. 2010, 'A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America', *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 29, no. 2, pp. 381-399.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.004>
- Isbell, J.L., Lenaker, P.A., Askin, R.A., Miller, M.F. & Babcock, L.E. 2003, 'Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains', *Geology*, vol. 31, no. 11 pp. 977-980. <https://doi.org/10.1130/G19810.1>
- Kneller, B., Dykstra, M., Fairweather, L. & Milana, J.P. 2016, 'Mass-transport and slope accommodation: Implications for turbidite sandstone reservoirs', *AAPG Bulletin*, vol. 100, no. 2 pp. 213-235. <https://doi.org/10.1306/09011514210>
- Kuenen, P.H.H. 1957, 'Sole markings of graded graywacke beds', *The Journal of Geology*, vol. 65 no. 3, pp. 231-258.
- Kuenen, P.H.H. & Migliorini, C.I. 1950, 'Turbidity currents as a cause of graded bedding', *The Journal of Geology*, vol 58, no. 2, pp. 91-127.
- Lønne, I. 1995, 'Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems', *Sedimentary Geology*, vol. 98, no. 1-4, pp. 13-43. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00025-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00025-4)
- Miall A.D. 1978, 'Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary', in A.D. Miall (ed), *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, pp. 597-604.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G. de, Souza, P.A. de, Fernandes, L.A. & França, A.B. 2007, 'Bacia do Paraná', *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol. 15, no. 2, pp. 265-287.
- Miller, J.M.G. 1996, 'Glacial sediments', in H.G. Reading (ed), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 3rd edition, pp. 454-484.
- Mouro, L.D., Fernandes, A.C.S., Carvalho, M.A. & Weinschütz, L.C. 2018, 'O Folhelho Lontras (Permiano, Bacia do Paraná) e seus fósseis: descoberta, identificação e conhecimento atual', *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, vol. 41, no. 2 pp. 636-646.
https://doi.org/10.11137/2018_2_636_646

- Mouro, L.D., Fernandes, A.C.S., Rogerio, D.W. & Fonseca, V.M. 2014, 'First articulated sponge from the Paleozoic of Brazil, and a new organization of the order Hemidiscosa', *Journal of Paleontology*, vol. 88, no. 1 pp. 171–178. <https://doi.org/10.1666/12-108>
- Mouro, L.D., Zaton, M., Fernandes, A.C.S. & Waichel, B.L. 2016 'Larval cases of caddisfly (Insecta: Trichoptera) affinity in Early Permian marine environments of Gondwana' *Nature Scientific Reports*, vol. 6, pp. 1-7. <https://doi.org/10.1038/srep19215>
- Mulder, T. & Alexander, J. 2001, 'The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits', *Sedimentology*, vol. 48, no. 2, pp. 269-299. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x>
- Mulder, T. & Syvitski, J.P.M. 1995, 'Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans', *The Journal of Geology*, vol. 103, no. 3, pp. 285-299. <https://doi.org/10.1086/629747>
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C. & Savoye, B. 2003, 'Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review', *Marine and Petroleum Geology*, vol. 20, no. 6-8, pp. 861-882. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.01.003>
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. 1972, 'Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by T.H. Nilson, 1978)', *International Geology Review*, vol. 20, pp. 125-166.
- Nelson, C.H., Escutia, C., Damuth, J.E. & Twichell, D. 2011, 'Interplay of Mass-Transport and turbidite-system deposits in different active tectonic and passive continental margin settings: external and local controlling factors', in R.C. Shipp, P. Weimer & H.W. Posamentier (eds), *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*, Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication, vol. 96, pp. 39-66. <https://doi.org/10.2110/sepmsp.096.039>
- Nemec, W., Steel, R.J., Gjelberg, J., Collinson, J.D., Prestholm, E. & Oxnevad, I.E. 1988, 'Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of Eastern Spitsbergen: gravitational sliding and sedimentation processes', *AAPG Bulletin*, vol. 72, no. 4, pp. 454-476.
- Normark, W.R. 1970, 'Growth patterns of deep-sea fans', *AAPG Bulletin*, vol. 54, no. 11, pp. 2170-2195.

Normark, W.R. 1978, 'Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of Sandy turbidite environments', *AAPG Bulletin*, vol. 62, no. 6, pp. 912-931.

Owen, G. 1987, 'Deformation processes in unconsolidated sands', in M.E. Jones & R.M.F. Preston (eds), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Geological Society, London, Special Publication, vol. 29, pp. 11-24.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.02>

Owen, G. 2003, 'Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface', in V. Rensbergen, R.R. Hillis, A.J. Maltan & C.K. Morley, *Subsurface Sediment Mobilization*, Geological Society, London, Special Publications, vol. 216, pp. 21-34.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.03>

Perrotta, M.M., Salvador, E.D., Lopes, R.C., D'Agostino, L.Z., Wildner, W., Ramgrab, G.E., Peruffo, N., Freitas, M.A., Gomes, S.D., Chieregati, L.A., Silva, L.C., Sachs, L.L.B., Silva, V.A., Batista, I.H. & Marcondes, P.E.P. 2004, 'Folha Curitiba SG-22', in C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos & J.D.A. de Jesus (eds), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília, CD-ROM.

Puigdomenech, C.G, Carvalho, B., Paim, P.S.G. & Faccini U.F. 2014, 'Lowstand Turbidites and Delta Systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil' *Brazilian Journal of Geology*, vol. 44, no. 4, pp. 529-544.
<https://doi.org/10.5327/Z23174889201400040002>

Ricetti, J.H.Z., Adami-Rodrigues, K. & Weinschütz, L.C. 2012, 'Blattidas (Insecta) do Folhelho Lontras, base da Formação Rio do Sul da Bacia do Paraná', *1º Simpósio Brasileiro de Paleoinvertebrados*, Sociedade Brasileira de Paleontologia, Bauru, p. 66.

Ricetti, J.H.Z. & Weinschütz, L.C. 2011, 'Ocorrência de escolecodontes (Annelida, Labidognatha) nas formações Maфра e Rio do Sul, Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná, Brasil' *XII Reunião regional de paleontologia dos estados do Paraná e Santa Catarina, PALEO 2010*, Sociedade Brasileira de Paleontologia, Cascavel, pp. 31-32.

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*, vol. 112, p. 104033.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104033>

- Rosa, E.L.M., Vesely, F.F. & França, A.B. 2016, 'A review on late Paleozoic ice-related erosional landforms in the Paraná Basin: origin and paleogeographical implications', *Brazilian Journal of Geology*, vol. 46, no. 2, pp. 147-166. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160050>
- Rust, B.R. & Romanelli, R. 1975, 'Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada', in *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, A.V. Jopling & B.C. McDonald (eds), Society of Sedimentary Geology, SEPM Special Publications, vol. 23, pp. 177-192. <https://doi.org/10.2110/pec.75.23.0177>
- Salamuni, R., Marques Filho, P.L. & Sobanski, A. 1966, 'Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro – PR e Mafra – SC', *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, vol. 15, no. 1, pp. 5-31.
<http://pgegeo.igc.usp.br/index.php/BSBG/article/view/12740/12334>
- Santos, P.R., Rocha Campos, A.C. & Canuto, J.R. 1996, 'Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 125, no. 1-4, pp. 165-184. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00029-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00029-6)
- Schemiko, D.C.B., Vesely, F.F. & Rodrigues, M.C.N.L. 2019, 'Deepwater to fluvio-deltaic stratigraphic evolution of a deglaciated depocenter: The early Permian Rio do Sul and Rio Bonito formations, southern Brazil' *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 95, pp. 102260. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102260>
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.S., Daemon, R.F. & Nogueira, A.A. 1974, 'Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná', *28º Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Porto Alegre, pp. 41-66.
- 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*, vol. 344, pp. 364-381. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.04.006>
- 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', *Geociências*, vol. 33, no. 04, pp. 701-719.

- Taboada, A.C., Neves, J.P., Weinschütz, L.C., Pagani, M.A. & Simões, M.G. 2016, 'Eurydesma–Lyonia fauna (Early Permian) from the Itararé group, Paraná Basin (Brazil): A paleobiogeographic W–E trans-Gondwanan marine connection', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 449, pp. 431-454. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.02.022>
- Thomas, G.S.P. & Connel, R.J. 1985, 'Iceberg drop, dump, and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments, Scotland', *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 55, no. 2, pp. 243-249. <https://doi.org/10.1306/212F8689-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Valdez, V.B., Aquino, C.D., Paim, P.S.G., Souza, P.A., Mori, A.L., Fallgatter, C., Milana, J.P. & Kneller, B. 2019, 'Late Palaeozoic glacial cycles and subcycles in western Gondwana: Correlation of surface and subsurface data of the Paraná Basin, Brazil', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 531(B), pp. 108435. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.09.004>
- Vesely, F.F. 2006, 'Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná', PhD thesis, Universidade Federal do Paraná. <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/12121>
- Vesely, F.F. & Assine, M.L. 2006, 'Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil', *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 22, no. 3-4, pp. 156–168. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.006>
- Vesely, F.F., Kraft, R.P., Mattos, T.R., Schemiko, D.C.B., Berton, F., Monteiro, L.B. & Yamasaki, H.S. 2021, 'Os primeiros turbiditos do Brasil', *Boletim Paranaense de Geociências*, vol. 78, pp. 110-129. <http://dx.doi.org/10.5380/geo.v78i0.79539>
- Vesely, F.F., Rodrigues, M.C.N.L., Rosa, E.L.M., Amato, J.A., Trzaskos, B., Isbell, J.L. & Fedorchuk, N.D. 2018, 'Recurrent emplacement of non-glacial diamictite during the late Paleozoic ice age', *Geology*, vol. 46, no. 7, pp. 615-618. <https://doi.org/10.1130/G45011.1>
- Vesely, F.F., Rostirolla, S.P., Appi, C.J. & Kraft, R.P. 2007, 'Late Paleozoic glacially related sandstone reservoirs in the Paraná Basin, Brazil', *AAPG Bulletin*, vol. 91, no. 2, pp. 151-160. <https://doi.org/10.1306/09250605085>
- Vesely, F.F., Trzaskos, B., Kipper, F., Assine, M.L. & Souza, P.A. 2015, 'Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin,

southern Brazil’, *Sedimentary Geology*, vol. 326, pp. 45-63.

<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.012>

Walker, R.G. 1978, ‘Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps’, *AAPG Bulletin*, vol. 62, no. 6, pp. 932-966.

<https://doi.org/10.1306/C1EA4F77-16C9-11D7-8645000102C1865D>

Weinschütz, L.C. & Castro, J.C. 2004, ‘Arcabouço cronoestratigráfico da Formação Mafra (intervalo médio) na região de Rio Negro/PR – Mafra/SC, borda leste da Bacia do Paraná’, *Revista Escola de Minas*, vol. 57, no. 3, pp. 151-156. <https://doi.org/10.1590/S0370-44672004000300003>

Weinschütz, L.C. & Castro, J.C. 2005, ‘A sequência Mafra Superior/ Rio do Sul Inferior (Grupo Itararé, Permocarbonífero) em sondagens testemunhadas da região de Mafra (SC), margem leste da Bacia do Paraná’, *Geociências*, vol. 24, no. 2, pp. 131-141.

<http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/GEOSP/article/view/9729/9089>

Weinschütz, L.C. & Castro, J.C. 2006, ‘Sequências deposicionais da Formação Taciba (Grupo Itararé, Neocarbonífero a Eopermiano) na região de Mafra (SC), Bacia do Paraná’, *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 36, no. 2, pp. 243-252.

<http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9335/8801>

Wilner, E., Lemos, V.B. & Scomazzon, A.K. 2016, ‘Associações naturais de conodontes *Mesogondolella* spp., Grupo Itararé, Cisuraliano da Bacia do Paraná’, *Gaea Journal of Geoscience*, vol.9, no. 1, pp. 30-36. <https://doi.org/10.4013/gaea.2016.91.02>

Zavala, C. & Arcuri, M. 2016, ‘Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, vol. 337, pp. 36-54.

<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.008>

Zavala, C. & Pan, S.X. 2018, ‘Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics’, *Lithologic Reservoirs*, vol. 30, no. 1, pp. 1-27.

6. RESULTADOS - SEGUNDO MANUSCRITO: 'DEPÓSITOS DE TRANSPORTE EM MASSA DO GRUPO ITARARÉ NO CONTEXTO DA GLACIAÇÃO PERMOCARBONÍFERA NO OESTE DE GONDWANA'

Ronaldo Paulo Kraft¹, Fernando Farias Vesely²

¹ UFPR – Universidade Federal do Paraná, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Laboratório de Análise de Bacias. E-mail: ropkraft@gmail.com

² UFPR - Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia. Laboratório de Análise de Bacias. E-mail: vesely@ufpr.br

Resumo

Na região de Mafra, norte do estado de Santa Catarina, Brasil, depósitos de transporte em massa (MTD) ocorrem em diferentes intervalos estratigráficos do Grupo Itararé, Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná. Os depósitos mais expressivos são diamictitos de matriz argilosa, subordinadamente diamictitos de matriz siltica a arenosa e também representados por intercalações métricas de camadas de arenitos e siltitos deformados, expostos em afloramentos com apenas algumas dezenas de metros de altura e não mais que duas centenas de metros de extensão. Deste modo, foram utilizadas informações de afloramentos localizados na Bacia de Paganzo, Argentina, correspondentes a depósitos de transporte em massa em escala sísmica formados em contexto glacial e idade equivalente aos registrados em Mafra, durante o maior evento de glaciação conhecido no oeste do Gondwana. As características geométricas, texturais e composicionais dos MTDs entre as duas áreas foram comparadas, permitindo caracterizar os depósitos em Mafra à luz da utilização dos afloramentos de Paganzo como análogos. Ao menos quatro tipos de MTDs podem ser individualizados em função da constituição de matriz, presença de blocos coerentes e jangadas de rochas sedimentares e fases de colocação: MTD com matriz argilosa e blocos isolados de arenitos; MTD representado por diamictitos com blocos dobrados de diamictito, possivelmente correspondendo a duas fases de remobilização; MTD de matriz siltico arenosa (estágio evoluído) e formado por faixas deformadas de arenitos e siltitos (estágio maduro); e MTD com jangadas de heterolitos e blocos de arenitos. O gatilho que desencadeou a movimentação gradiente abaixo é relacionado à desestabilização em taludes deposicionais íngremes, devido ao elevado aporte sedimentar por degelo e recuo glacial. Em geral os depósitos de transporte em massa são assentados sobre substrato de constituição fina como turbiditos delgados e folhelhos, o que pode ter sido um importante fator para a diferenciação com os MTDs de Paganzo, tanto em relação às espessuras quanto a presença de blocos de arenitos de origem flúvio-glaciais arrancados do substrato que ocorrem neste último. A presença de paleovales e o estilo tectônico durante o preenchimento da bacia pode ter sido um fator controlador para as grandes espessuras de MTDs em Paganzo, enquanto que em Mafra substratos suaves em uma ampla bacia intracratônica podem ter condicionado depósitos de transporte em massa extensos e pouco espessos. Apesar das pequenas dimensões dos afloramentos de MTDs em Mafra, a diversidade de fácies e estágios de evolução reconhecidos fornece uma melhor compreensão dos processos atuantes nesta porção do Gondwana.

Palavras-chave: diamictitos; glacial; Bacia do Paraná; Formação Guandacol; Permo-carbonífero.

Abstract

In the Mafra region, northern Santa Catarina state, Brazil, mass transport deposits (MTD) occur in different stratigraphic intervals of the Itararé Group, Permo-Carboniferous of the Paraná Basin. The most expressive deposits are diamictites with muddy matrix, subordinately diamictites with silty to sandy matrix and also represented by metric intercalations of deformed layers of sandstones and siltstones, exposed in outcrops that are only a few tens of meters high and no more than two hundred meters wide. Therefore, we use information from studies of outcrops located in the Paganzo Basin, Argentina, corresponding to seismic-scale mass transport deposits formed in age and glacial context equivalent to those recorded in Mafra, during the largest known glaciation event in western Gondwana. The geometric, textural and compositional characteristics of the MTDs between the two areas were compared, allowing to characterize the deposits in Mafra using the outcrops of Paganzo as analogues. At least four types of MTDs can be individualized depending on the matrix constitution, presence of coherent blocks and rafts of sedimentary rocks and placement phases: MTD with clay matrix and isolated sandstone blocks; MTD represented by diamictites with folded blocks of diamictite, possibly corresponding to two phases of remobilization; MTD of sandy silty matrix (evolved stage), and formed by deformed bands of sandstones and siltstones (mature stage); and MTD with rafts of heteroliths and sandstone blocks. The trigger for the movement is related to destabilization on inclined depositional slopes, due to the high sediment supply by melting and glacial retreat. In general, mass transport deposits are placed on fine-grained substrates such as thin turbidites and shales, which may have been an important factor for the differentiation with the MTDs of the Paganzo basin, both in relation to thickness and the presence of sandstone blocks of glacio-fluvial origin plucked from the substrate that occur in the latter. The presence of paleovalles and tectonic style during the infilling of the basin may have been a controlling factor for the large MTDs thicknesses at Paganzo, while at Mafra smooth substrates in a wide intracratonic basin may have conditioned large and thin mass transport deposits. Despite the small dimensions of the MTDs outcrops in Mafra, the diversity of facies and recognized stages of evolution provides a better understanding of the depositional processes in this portion of Gondwana.

Keywords: diamictites; glacial; Paraná Basin; Guandacol Formation; Permo-carboniferous

6.1. INTRODUÇÃO

Depósitos de transporte em massa (MTDs), também conhecidos como complexos de transporte em massa ou depósitos gravitacionais em massa, têm gênese relacionada a processos gravitacionais coesos (Nemec 1990, Martinsen 1994, Posamentier & Martinsen 2011), incluindo processos de deformações atuantes em taludes, como deslocamentos lentos, deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos, que podem ocorrer em diferentes ambientes sedimentares. Neste conceito excluem-se depósitos formados por correntes de turbidez, onde o mecanismo de transporte é a turbulência fluída, apesar de que depósitos de transporte em massa e turbiditos podem ter gênese diretamente relacionada (Posamentier & Martinsen 2011, Nelson et al. 2011, Fallgatter et al. 2016). O mecanismo de disparo para a formação destes depósitos pode ser relacionado a

escorregamentos gravitacionais em bordas íngremes de paleovales (Valdez et al. 2021), instabilidades em taludes causados por intenso aporte sedimentar, abalos sísmicos, escape de hidratos de gás (Posamentier & Martinsen 2011), ou por processo de ajuste glácio-isostático (McCabe et al. 1994, Dykstra et al. 2006).

A importância econômica destes MTDs se dá pela expressiva ocorrência volumétrica relatada em diversas bacias sedimentares, muitas vezes associada a reservatórios em sistemas petrolíferos de águas profundas (Posamentier & Martinsen 2011). A identificação dos MTDs em subsuperfície é facilitada quando se dispõe de dados sísmicos de boa qualidade, onde geometrias externas, dimensões, relações estratigráficas e presença de grandes blocos podem ser reconhecidas (Posamentier & Kolla 2003, Solheim et al. 2005, Posamentier & Martinsen 2011, Kneller et al. 2016, Berton & Vesely 2016, Gamboa et al. 2019, Scarselli et al. 2019), porém em situações onde a resolução dos dados sísmicos é baixa, torna-se necessário o estudo de análogos para sua correta identificação. Compreender controles na colocação de depósitos de transporte em massa também permite ser preditivo na elaboração de modelos deposicionais análogos, reconhecendo a existência de intervalos estratigráficos de ocorrência e os depósitos a eles associados.

Na região de Mafra, estado de Santa Catarina, depósitos de transporte em massa ocorrem no intervalo do Grupo Itararé, Permo-carbonífero da Bacia do Paraná, (Suss et al. 2014, Neves et al. 2019, Rodrigues et al. 2020), em contexto relacionado à grande glaciação ocorrida no oeste do Gondwana. A dificuldade de observar as geometrias e os elementos dos MTDs nesta localidade pode levar a interpretações equivocadas ou mesmo incompletas em relação ao processo deposicional atuante. Estas dificuldades são causadas pela descontinuidade dos afloramentos, pois estão em local onde as camadas são subhorizontais e com pouco relevo atual. Também o fator climático tem colaborado com a implantação de expressiva cobertura vegetal e formação de solo que ocultam a maioria dos afloramentos.

MTDs têm sido registrados em diversas bacias gondwânicas na América do Sul, como Caligasta - Uspallata (López-Gamundi et al. 1992, Henry et al. 2008, López-Gamundi & Martinez 2000), Río Blanco (Gulbranson et al. 2014) e Paganzo (López-Gamundi et al. 1992, Kneller et al. 2004, Dykstra et al. 2006, 2011, Henry et al. 2008, Limarino et al. 2010, Aquino et al. 2014, Suss et al. 2014, Valdez et al. 2015, 2019, 2021, Fallgatter et al. 2016, Sobiesiak et al. 2016, 2017, 2018, 2019). Na Formação Guandacol da Bacia de Paganzo, os depósitos de transporte em massa são bem documentados e estão em intervalo estratigráfico crono-equivalente aos depósitos do Grupo Itararé, num contexto deposicional relacionado ao mesmo evento glacial do Gondwana. Devido a um clima árido, e com uma tectônica atuante na borda oeste do continente Sulamericano, as camadas estão preservadas e muitas vezes basculadas, permitindo a observação de maneira contínua tanto em relação ao empilhamento vertical, quanto em extensão dos depósitos. Suss (2013), em sua dissertação de mestrado, realizou um estudo comparativo entre uma das ocorrências de MTDs no afloramento denominado de Cerro Bola, na Bacia de Paganzo, e afloramentos nas localidades de Porto Amazonas, Campo do Tenente e Mafra.

Diante do apresentado, o objetivo deste trabalho é contribuir para o conhecimento sobre a sedimentação do Grupo Itararé e reconhecer as dimensões e natureza dos depósitos de transporte em massa nesta unidade, por meio de

descrição de afloramentos na região de Mafra em diferentes níveis estratigráficos, e estender a comparação com os MTDs mais bem expostos existentes na Bacia de Paganzo, os quais serão utilizados como afloramentos análogos.

6.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

6.2.1. Bacia do Paraná

A bacia intracratônica do Paraná, localizada nas regiões sul e sudeste brasileiro, além de parte do Paraguai, Argentina e Uruguai (Fig 6.1), possui preenchimento por rochas vulcânicas e sedimentares, cujo preenchimento pode ser dividido em seis supersequências separadas por discordâncias e hiatus deposicionais, denominadas de Supersequência Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III, e Bauru, depositadas desde o período Ordoviciano ao Neo-Cretáceo (Milani et al. 2007). A história evolutiva englobou fases de reativações de estruturas, as quais colaboraram tanto em moldar a sinéclise deposicional como formar estruturas regionais. As sequências deposicionais correspondem à sedimentação em um mar interior, incluindo eventos de glaciação, que foi gradualmente cedendo lugar a sedimentação continental evoluindo para climas áridos (Milani et al. 2007). Durante as épocas Pensilvaniano ao Cisuraliano, inseridas na Supersequência Gondwana I, ocorreu a deposição dos mais de 1300 metros de rochas pertencentes ao Grupo Itararé, (França & Potter 1988, Milani et al. 2007, Holz et al. 2010), o qual representa a sedimentação ocorrida durante o principal e mais abrangente registro glacial Gondwânico, denominado de Late Paleozoic Ice Age (LPIA). Este evento é caracterizado por representar episódios glaciais de curta duração (Eyles et al. 1993, Isbell et al. 2003, Fielding et al. 2008), com abrangência em outros locais da América do Sul, África do Sul, Antártica, Índia, Austrália (González Bonorino & Eyles 1995, López Gamundí, 1997, Isbell et al. 2012) e sudeste da Ásia (Baioumy et al. 2020), porém com registros diácronos entre bacias, pois as condições glaciais não foram iguais em tempo e espaço.

A atual divisão estratigráfica do Grupo Itararé possui duas vertentes oficiais, sendo uma delas estabelecida através da análise de afloramentos e elaboração de seções de referência por Schneider et al. (1974) que individualizaram três intervalos com conotação litoestratigráfica: formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul. Para França & Potter (1988) as unidades do Grupo Itararé são reconhecidas tanto em testemunhos de poços profundos como em afloramentos e correspondem às formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, além do equivalente aflorante na borda oeste da bacia denominado de Formação Aquidauana.

Depósitos de transporte em massa (MTDs) são relatados nas diferentes formações do Grupo Itararé, sendo que trabalhos mais antigos, como de Rocha-Campos (1963), já interpretavam que ocorrências de rochas laminadas com presença de dobras, localizadas em afloramentos no estado de São Paulo, fossem produtos de escorregamentos por ação da gravidade. Eyles et al. (1993) estudaram cerca de 1700 metros de testemunhos que amostraram o Grupo Itararé em poços profundos, correlacionando as fácies reconhecidas com afloramentos, nos quais interpretaram que muitos dos depósitos são produtos de ressedimentação devido à instabilidade gravitacional de depósitos formados sob influência glacial. Mais recentemente, d'Avila (2009) atribuiu a processos de fluxo de detritos para formação de depósitos caóticos no estado de Santa Catarina. Depósitos de transporte em

massa também foram reconhecidos por Puigdomenech et al. (2014), Carvalho (2014), Suss et al. (2014), Aquino et al. (2016), Rebelo & Nascimento (2016), Carvalho & Vesely (2017), Vesely et al. (2018), Mottin et al. (2018), Fallgatter & Paim (2019), Valdez et al. (2019), em diferentes afloramentos nos estados de Santa Catarina e Paraná. O registro de depósitos de fluxo em massa na região de Mafra foi abordado nos trabalhos de Canuto et al. (2010), onde estes autores interpretaram que muitos dos diamictitos aflorantes são produtos de fluxos coesivos de detritos, sendo que a denominação de MTD foi adotada nos estudos de Suss et al. (2014), onde atribuíram a sedimentação gravitacional associada ao elevado suprimento sedimentar proveniente de eventos de deglaciação. Neves et al. (2019) abordaram as características petrofísicas de depósitos associados a transporte em massa, comparando dados de afloramentos com sondagens rasas, e Rodrigues et al. (2020) realizaram a caracterização de MTDs em afloramentos, classificando em função da intensidade da deformação e homogeneização das fácies, e também abordaram a análise de indicadores cinemáticos presentes em dobras, falhas, boudins, injectitos, análise de bordas de blocos intrabaciais e estruturas de cisalhamento.

6.2.2. Bacia de Paganzo

A Bacia de Paganzo (Azcuay & Morelli 1970) possui área de cerca de 150.000 km² e está localizada na região nordeste da Argentina (Fig. 6.1), entre os paralelos 27° e 33° Sul e os meridianos 65° e 69° Oeste (Azcuay et al. 1999). Seus limites são as áreas cratônicas das Serras Pampeanas a leste, Preocordilheira andina a oeste, a região da La Puna a norte, e Pie de Palo a sul.

A origem e evolução desta bacia possuem histórias relacionadas a distintas fases tectônicas, tendo o embasamento sido formado pela acreção de terrenos alóctones junto à placa Sul-americana, denominados de terreno Pampeano, Precordilheira e Chilenia, em eventos de acreção por colisão em tectônica compressiva na borda oeste do paleocontinente Gondwana, entre o final do Devoniano e início do Carbonífero (Ramos et al. 1986, Ramos 1988). Estes processos também moldaram a bacia deposicional, a qual possui divergências de interpretação quanto ao contexto tectônico em que foi preenchida: para Ramos et al. (1986), Ramos (1988), González Bonorido & Eyles (1995), Dykstra et al. (2011) esta bacia está inserida num contexto de bacia de retroarco – antepaís; Astini et al. (1995) e Milana et al. (2010) consideraram que o ambiente tectônico foi de sistemas de riftes; Fernández Seveso & Tankard (1995) avaliaram a conformação desta bacia como produto de esforços compressivos em sistemas transcorrentes de *strike-slip*, com a formação de depocentros do tipo *pull-apart*.

A deposição sedimentar sobre o embasamento teve início no Carbonífero (Azcuay et al. 1987, Limarino & Gutiérrez 1990), controlado pelo evento glacial gondwânico denominado de LPIA, extendendo-se até o Permiano Médio a Tardio (Limarino & Césari 1988). A distribuição das rochas é compartimentada em 2 setores separados pelos arcos de Famantina-Sañogasta e Valle Fértil de la Huerta, sendo o setor oriental com depósitos pouco espessos, e ocidental, mais estreito e com depósitos mais espessos, condicionados pela movimentação próxima à Precordilheira (Azcuay et al. 1999).

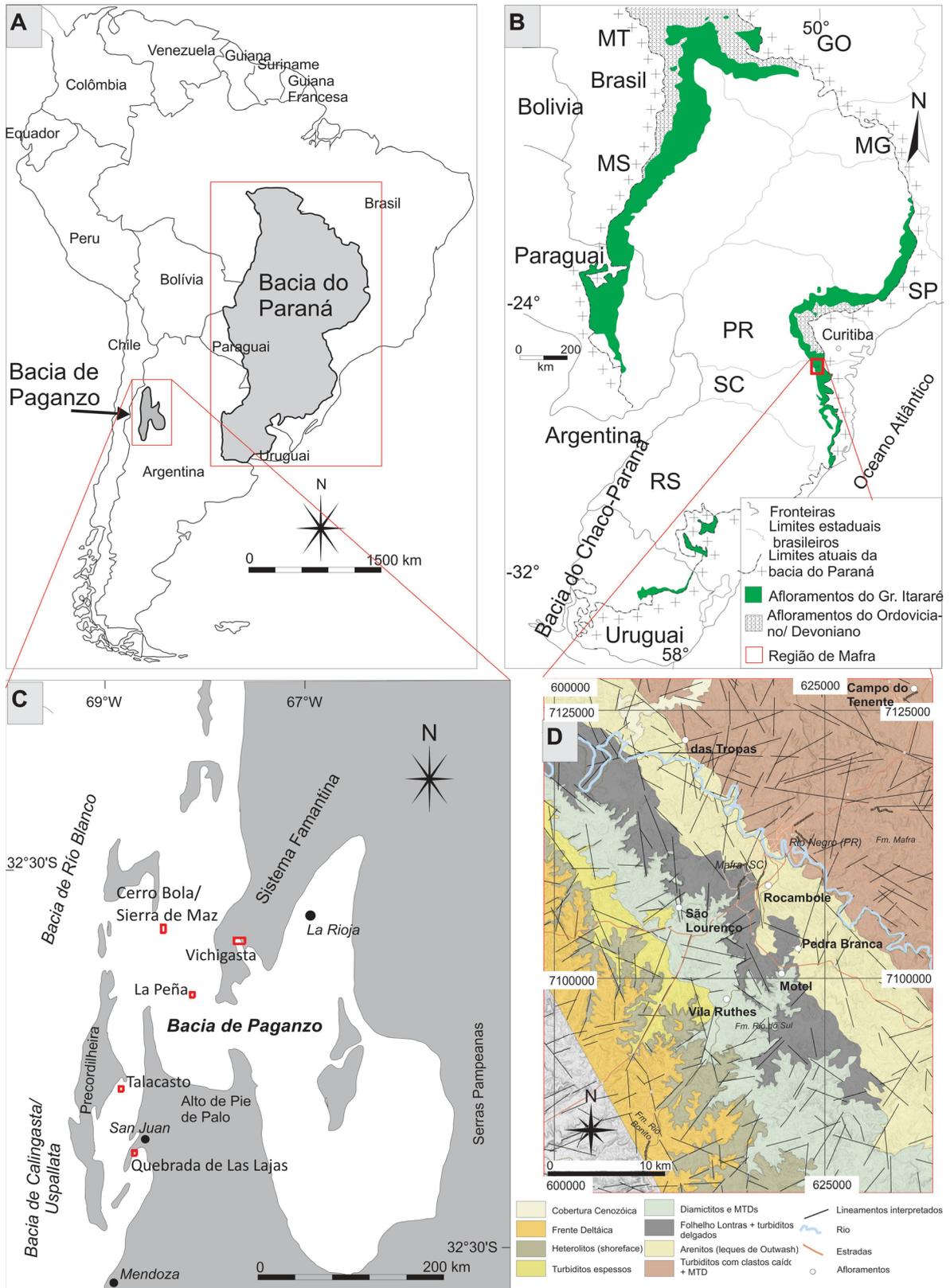


Fig. 6.1: (A) localização das bacias do Paraná e Paganzo (modificado de Suss 2013); (B) Bacia do Paraná com a porção aflorante do Grupo Itararé (modificado de Vesely et al. 2015); (C) localização dos afloramentos de Cerro Bola e Sierra de Maz, Vichigasta, La Peña, Talacasto e Quebrada Las Lajas (modificado de Limarino et al. 2002); (D) localização dos afloramentos Campo do Tenente, das Tropas, Rocambole, Pedra Branca, Motel, São Lourenço e Vila Ruthes.

De forma geral, a Bacia de Paganzo é preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas do Grupo Paganzo (Azcuay & Morelli 1970), em qual pode ser individualizadas, da base para o topo do empilhamento, as formações ou supersequências Guandacol, Tupe, Patquía de La Cuesta Inferior e Patquía de La Cuesta Superior (Azcuay et al. 1999, Fernández Seveso et al. 1993). A Supersequência Guandacol, depositada durante o Carbonífero, exibe características de sedimentação glacial, sendo constituída por depósitos de arenitos, conglomerados, diamictitos e folhelhos (Azcuay et al. 1999). A Supersequência Tupe, depositada do Carbonífero Superior ao Permiano Inferior, corresponde à deposição de folhelhos, arenitos e conglomerados relacionados à ambientes fluviais, deltaicos, e lacustres, com alguma característica marinha na porção ocidental, porém com influência glacial pouco pronunciada (Azcuay et al. 1999). Por fim, os folhelhos e arenitos das supersequências Patquía de La Cuesta Inferior (Permiano Inferior) e Patquía de La Cuesta Superior (Permiano Superior) foram depositadas em ambientes continentais árido a semi árido, com a formação de campos de dunas eólicas, além de sedimentação lacustre e fluvial (Azcuay et al. 1999).

Na Formação Guandacol, depósitos de transporte em massa têm sido reconhecidos em diferentes áreas, relatados nos trabalhos de Aquino et al. (2014), Drykstra et al. (2006, 2011), Fallgatter et al. (2016), Valdez et al. (2015, 2019, 2021), Suss et al. (2014), Sobiesiak et al. (2016, 2017, 2018, 2019), os quais serão sintetizado a seguir.

6.2.2.1. Cerro Bola e Sierra de Maz (coordenadas 29°33'00"S/ 68°25'00"W e 29°29'00"S/ 68°28'00"W)

Cerro Bola e Sierra de Maz são duas localidades estratigraficamente posicionadas na Formação Guandacol, localizados na região noroeste da Bacia de Paganzo, na província de La Rioja, Argentina (Fig. 6.1). Cerro Bola tem uma expressão morfológica de uma branquianticlinal com exposição de mais de 9 km de afloramentos contínuos, expondo cerca de 1000 metros de espessura de sedimentos (Dykstra et al. 2011; Valdez et al. 2015; Sobiesiak et al. 2016), enquanto que a Sierra de Maz tem dimensões um pouco mais modestas, na ordem de 650 metros de seção ao longo de 5 km de exposição lateral (Valdez et al. 2015). Separado por cerca de 10 km de distância, estes afloramentos são interpretados como tendo características de região deposicional (Cerro Bola) e marginal (Sierra de Maz) de um sistema deposicional correlacionável (Valdez et al. 2015).

Segundo as descrições de Valdez et al. (2015), os depósitos de transporte em massa possuem expressões em escala sísmica, e são distribuídos em 3 intervalos relacionados a ciclos glaciais, os quais são denominados, da base para o topo, de MTD1, MTD2 e MTD3 (Fig. 6.2A), sendo que o último somente é registrado em Cerro Bola (Valdez et al. 2015). O MTD1 está depositado sobre uma unidade de depósitos flúvio-deltaicos, e possui cerca de 150 m de espessura de fácies de diamictitos ressedimentados maciços e estratificados com seixos e clastos, e arenitos, sendo depósitos homogêneos de matriz arenosa a argilosa e coloração verde escura. Na base ocorre uma zona de transição caracterizada como uma zona de cisalhamento. É comum a presença de blocos de arenitos de origem fluvio-deltaicos, com diâmetro médio de 3 metros, com desenvolvimento de estruturas de deformação por estiramento do tipo boudins nos blocos de arenitos, dobras e falhas sin-sedimentares devido ao fluxo de massa. Conglomerados matriz suportados ocorrem aprisionados nas depressões irregulares no topo do MTD. O MTD2 foi muito

bem caracterizado por Dykstra et al. (2011), Valdez et al. (2015), Sobiesiak et al. (2016) e Fallgatter et al. (2016). Tem até 200 m de espessura e mais de 4 km de extensão, depositado sobre arenitos de origem fluvio-deltáica e é um diamictito remobilizado e deformado, com matriz argilosa a arenosa, e dropstones mesclados com a matriz (Dykstra et al. 2011, Valdez et al. 2015). Sobiesiak et al. (2016) individualizaram três intervalos neste MTD: inferior, médio e superior. No intervalo inferior predominam blocos arredondados de arenitos com até 90 metros de comprimento e 15 metros de espessura, por vezes dispostos de forma imbricada e projetados para cima, diminuindo a quantidade e tamanho de blocos para o topo (Fig. 6.2B). Ocorre desagregação nas proximidades dos blocos, marcada por faixas e bolas de arenitos. No intervalo intermediário há raros blocos de arenitos com até 30 m de comprimento e 10 m de espessura, geralmente em formato amendoado onde as bordas podem estar dobradas e deformadas pela interação com o fluxo do transporte. São mais comuns as jangadas com dimensões de 100 m de comprimento e 20 m de espessura de siltitos com e sem dropstones, com constituição similar à matriz siltica do depósito (Sobiesiak et al. 2016). O intervalo superior tem 40 a 60 metros de espessura, com ocorrência transicional com o intervalo médio, marcado pelo aparecimento de dobras e falhas de grande escala. A matriz é de constituição siltica, coloração esverdeada, com concreções em forma de bolas além de presença de dropstones. Blocos de arenitos são mais escassos, preferencialmente na base e diminuindo ainda mais na parte superior, onde predominam jangadas de siltitos e heterolitos dobrados e fragmentados. O protólito é interpretado como heterolitos com dropstones, no qual a evolução contínua do transporte declive abaixo foi responsável por mesclar e homogeneizar os constituintes. Estruturas compressivas como dobras e superfícies com mergulho em direção oposta ao fluxo também estão presentes (Dykstra et al. 2011, Sobiesiak et al. 2016). Sobre estes depósitos a superfície topográfica controlou o aprisionamento de turbiditos, os quais possivelmente são cogenéticos ao MTD e distribuídos em forma de lentes isoladas de 10 a 250 metros de comprimento e 8 metros de espessura (Fallgatter et al. 2016). Por fim, o MTD 3 tem ocorrência apenas em Cerro Bola, e é relacionado a presença de uma cicatriz de falha, que pode ter sido a superfície para translação dos sedimentos previamente depositados sendo que em Sierra de Maz este intervalo corresponde a pelitos pouco deformados, com estruturas produzidas por fluxo oscilatório (Valdez et al. 2015).

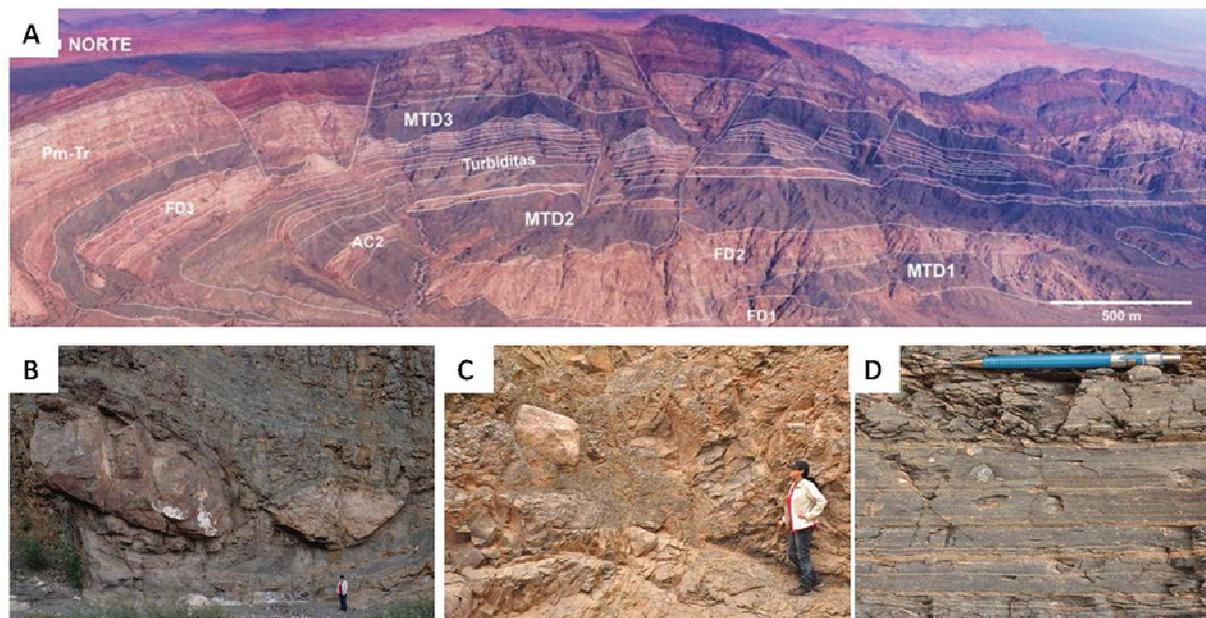


Fig. 6.2: (A) vista aérea de Cerro Bola, com posicionamento dos MTDs e depósitos associados: FD – flúvio deltáico, MTD – depósito de transporte em massa, AC – arenitos confinados; (B) bloco de arenito flúvio deltaico boudinado no MTD2; (C) diamictito ressedimentado com blocos de arenito; (D) diamictito estratificado, correspondendo ao protólito. (A, C e D em Valdez et al. 2015, B em Fallgatter et al. 2016).

6.2.2.2. Paleovale de Vichigasta (coordenadas 29°40'00"S/ 67°35'00"W)

Está localizado a 70 km a oeste da cidade de La Rioja (Fig. 6.1), correspondendo a afloramentos da Formação Guandacol depositados em um paleovale de origem glacial (Valdez et al. 2021). A região atual consiste em um vale com orientação aproximada oeste-leste, com jusante para leste. Apesar da presença de drenagem no fundo do vale, este ainda preserva seção transversal em U, típico de vales esculpidos pela movimentação de gelo, com profundidade entre ombreiras e fundo do vale na ordem de 500 metros e até 3 km de seção transversal. Ao estudar esta região Valdez et al. (2021) reconheceram quatro estágios para a história de preenchimento deste paleovale: estágio 1 formado por depósitos lacustres pró-glaciais com leques de outwash e dropstones por gelo flutuante, além de depósitos de transporte em massa e turbiditos; estágio 2 correspondendo a depósitos de arenitos em situação de queda de nível de base; estágio 3 referente a depósitos de folhelhos escuros transgressivos e turbiditos distais devido à inundação do vale; estágio 4 com cunhas de turbiditos formados em situação de nível de base alto. Os MTDs tem pequena expressão no vale, posicionados no topo do estágio 1, e são caracterizados como diamictitos maciços de matriz siltico argilosa, com clastos provenientes do embasamento com até 60 cm e blocos de até 7 metros de arenitos fino a grosso dispersos na matriz. Também há estruturas de deformações sin-sedimentares como falhas de empurrão e dobras. As dimensões são pequenas, com pouco mais de 100 metros de largura e poucas dezenas de espessura, em uma geometria transversal ao fluxo com espessamento na parte central e adelgaçamento nas laterais, e posicionados na borda do vale (Fig. 6.3). Um aspecto importante para este paleovale é a interpretação de que este seria um possível local por onde houve a movimentação de gelo e conseqüente transporte de sedimentos em direção ao Cerro Bola (Valdez et al. 2021).

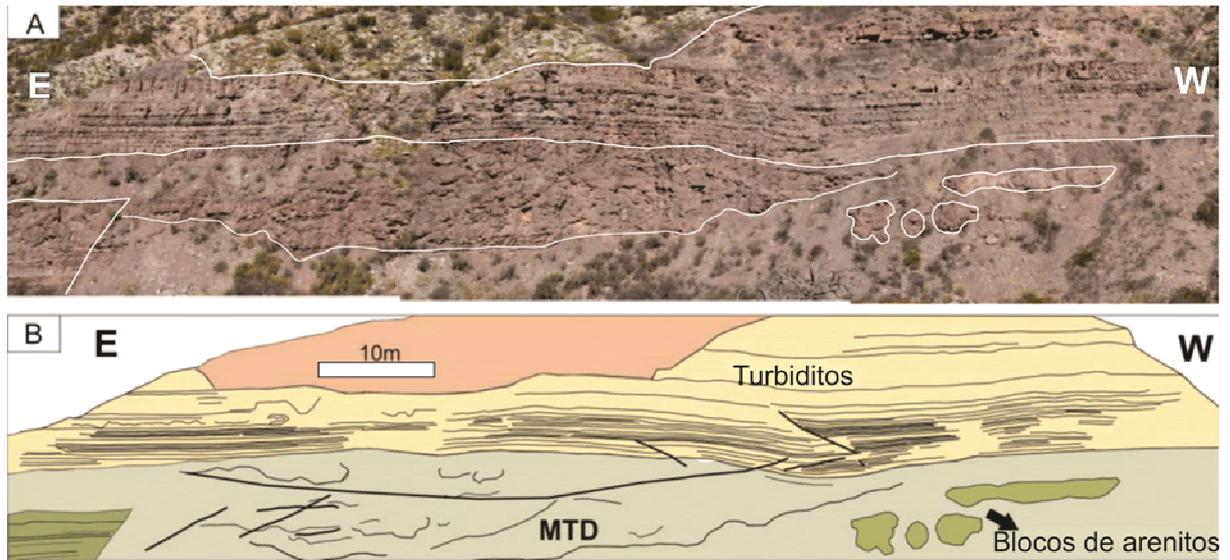


Fig. 6.3: Depósitos de transporte em massa relacionado ao colapso em borda de vale glacial, com blocos de arenitos (Valdez et al. 2021).

6.2.2.3. Canyon de La Peña (coordenadas 30°09'00"S/ 68°02'00"W)

Está localizado a 160 km a norte da cidade de San Juan e a 20 km a oeste do Parque Provincial Ischigualasto (Fig. 6.1), possuindo exposições de mais de 3500 metros de extensão e 1000 metros de empilhamento de rochas da Formação Guandacol. Valdez et al. (2019) reconheceram 6 depósitos de transporte em massa com até 220 m de espessura (Fig. 6.4A). Para estes autores, foram depositados sobre arenitos de frentes deltaicas e prodeltas, onde o MTD1 tem até 150 m de espessura, subdividido em 3 unidades da base ao topo: MTD1A é homogêneo, predominantemente composto por arenitos beges médio a grossos pouco deformados e com pouco conteúdo argiloso; MTD1B são arenitos e siltitos misturados, de coloração escura, com raros blocos de arenitos e mais comuns jangadas de siltitos e heterolitos; o MTD1C ocorre de forma abrupta sobre o MTD1B, e tem matriz siltico argilosa, com blocos de arenitos. Sobre o MTD1C há uma unidade de arenitos médios esbranquiçados, que pode ter deposição associada ao aprisionamento em depressões sobre o MTD, sendo posteriormente seguido pela deposição de turbiditos escuros com até 80 metros de espessura.

O MTD2 ocorre de forma abrupta e erosiva, por vezes removendo todo intervalo de turbiditos e arenitos do intervalo sotoposto, formando corpos amalgamados com o MTD1, sendo difícil estabelecer limites claros entre as unidades. Possui cerca de 200 m de espessura, tendo a parte inferior com corpos bandados de arenitos claros, descontínuos e deformados por extensão, formando feições de boudinagem, em meio à matriz fina de coloração escura. Na porção intermediária ocorrem blocos de arenitos maciços com até 20 metros de comprimento e 7 metros de espessura, em meio à matriz siltica. Para o topo há predomínio de siltitos escuros, com poucas evidências de deformação (Valdez et al. 2019).

Diferente dos depósitos sotopostos, evidências de sedimentação com influência glacial ocorrem no MTD3 (Valdez et al. 2019). Possui 220 m de espessura tendo unidade inferior arenosa altamente cisalhada com até 40m de espessura, seguido por porção média de diamictito maciço esverdeado com blocos de arenitos. O topo deste MTD são diamictitos silticos com clastos disperso de granitóides e

metamórficas do embasamento Pre-cambriano (interpretado como Ice rafted debris), e algumas jangadas de arenitos. Turbiditos arenosos com escorregamentos de pequena escala ocorrem no topo deste MTD, possivelmente depositados enquanto o MTD ainda possuía algum processo de deformação por acomodação.

O MTD4 possui 200 metros de espessura, com uma camada de conglomerados suportados por clastos na base, seguido por rochas de granulação siltica, com dropstones de rochas ígneas e metamórficas e blocos de arenitos de granulação fina a média com 20 metros de extensão e 6 metros de altura. Também há presença de arenitos dispostos em bandas isoladas ou como bolas com limites abruptos (Fig. 6.4B). No intervalo intermediário há camadas com dobras suaves e rara estratificação original preservada, enquanto que no topo ocorrem rochas bem estratificadas, formando um complexo de grandes blocos coerentes e inclinados (Valdez et al. 2019).

O MTD5 tem cerca de 200 metros de espessura, sendo rastreável por até 13 km em direção strike. Na direção do fluxo deposicional, é reconhecido a superfície de descolamento responsável pelo deslocamento e remobilização dos sedimentos. Está depositado sobre folhelhos negros, sobre o qual mostra pouca interação deformacional. Há uma camada de conglomerados na base, a qual pode ter favorecido um mecanismo por hidroplanagem do MTD sobre o substrato, acomodando e dispersando os esforços, e atenuando a deformação. Blocos e jangadas de arenitos com até 100 metros ocorrem na porção inferior, com bordas cisalhadas, diminuindo de tamanho para o topo do depósito, sendo desagregados e incorporados na matriz (Fig. 6.4C). Sobre superfície topográfica formaram depressões que aprisionaram conglomerados e turbiditos maciços (Valdez et al. 2019).

Por fim, o MTD6 tem constituição predominantemente arenosa, vários quilômetros de extensão lateral, e rápida mudança lateral nos padrões de colocação de blocos, com conjunto de blocos de arenitos imbricados passando lateralmente a conjuntos de blocos de arenitos isolados, envoltos por matriz lamosa com clastos (Fig. 6.4D) Valdez et al. (2019) e Sobiesiak et al. (2017) acreditam que uma camada de lamito com clastos, saturada em água, foi depositada entre duas camadas de heterolitos, com espessas camadas de arenitos no intervalo superior. Por falhamento, todo o pacote transladou, tendo o intervalo lamítico saturado em água atuado como uma superfície de descolamento, onde parte das camadas arenosas foram boudinadas, fragmentadas e afundaram no lamito, enquanto parte deste arenito teve deslocamento interrompido, desenvolvendo falhas de empurrão com blocos imbricados.

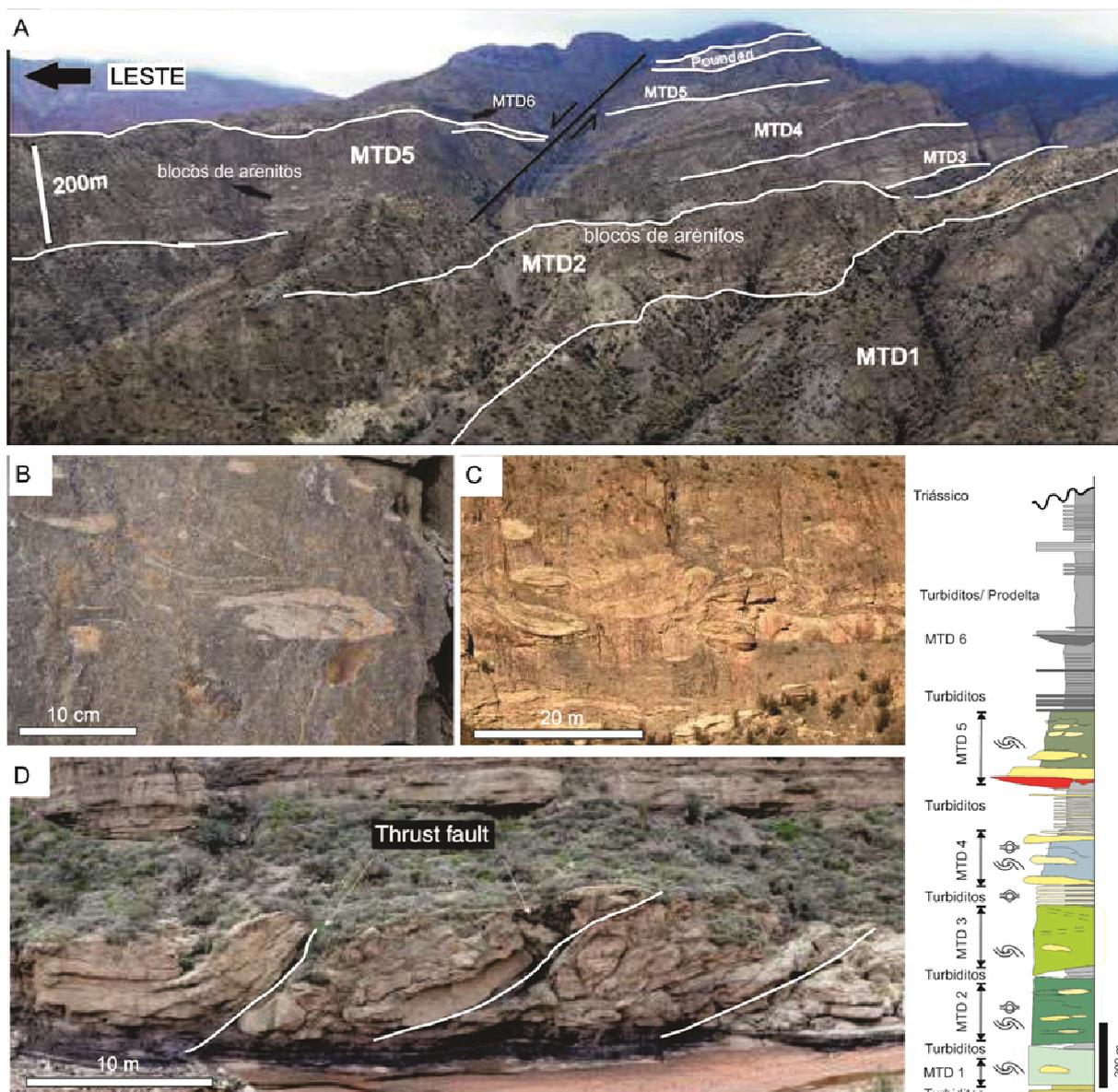


Fig. 6.4: (A) disposição geral dos seis MTDs em La Peña; (B) bolas de arenitos e o resultado final do progressivo processo de homogeneização no MTD4 (C) blocos de arenitos com bordas cisalhadas no MTD5 (D) detalhe do MTD6 com blocos imbricados que lateralmente passam a blocos isolados (Valdez et al. 2019).

6.2.2.4. Paleovale de Talacasto (coordenadas 31°02'00"S/ 68°48'00"W)

Afloram rochas da Formação Guandacol, depositados em um paleovale de origem glacial com típico formato de calha em U, localizado a 60 km a noroeste da cidade de San Juan (Fig. 6.1). Cerca de 200 metros de empilhamento correspondem a sete unidade estratigráficas reconhecidas por Aquino et al. (2014), representando dois ciclos de avanço e recuo glacial no paleovale, sendo que depósitos de transporte em massa ocorrem no segundo ciclo, referente as unidades 6 e 7. Evidências de deformação por glacio-tectônica estão presentes no topo da unidade 5, indicando a presença direta do gelo neste local. Os MTDs posicionados na base da unidade 6 são diamictitos com espessuras variáveis, inferior a 10 metros, matriz fina, mal selecionados e caóticos, com presença de clastos estriados e jangadas da unidade 5, além de falhas de pequena escala. Na unidade 7 ocorrem MTD representados por diamictitos de granulação fina, com clastos pequenos, passando

para o topo a uma rocha com matriz areno siltosa a siltico arenosa, com fragmentos de 1 a 2 metros de heterolitos de arenitos muito fino e siltitos, associados a dobras, falhas e deformação por carga (Fig. 6.5B, C e D). A deposição é interpretada como tendo ocorrida pela instabilização de material acumulado em encostas.

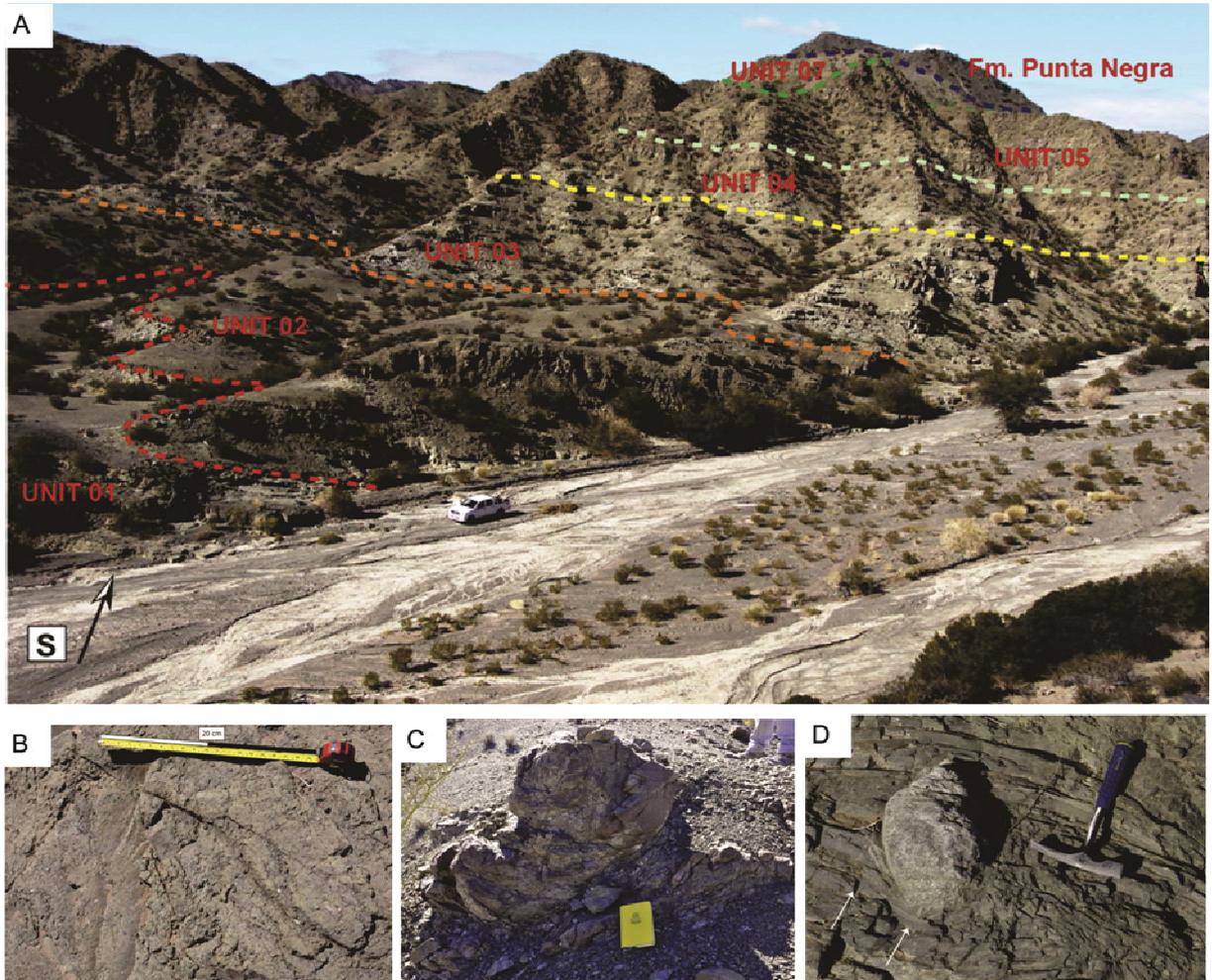


Fig. 6.5: (A) distribuição das unidades no paleovale de Talacasto; (B) detalhe do diamictito da unidade 7; (C) detalhe das fácies da unidade 7, com camadas de heterolitos deformados, quebrados e fragmentados; (D) detalhe do protólito do MTD, com seta branca indicando a laminação original deformada pelo clasto (Aquino et al. 2014).

6.2.2.5. Paleovale de Quebrada de las Lajas (coordenadas 31°37'00"S/ 68°41'00"W)

Está localizada a cerca de 15 km a sudoeste da cidade de San Juan (Fig. 6.1), onde afloram rochas da Formação Guandacol depositados em um contexto de paleovale glacial orientado para nordeste (Dykstra et al. 2006). Estes autores descreveram um empilhamento sedimentar de 300 metros, no qual individualizaram 4 unidades, reconhecendo a presença de MTD nestas unidades, com espessuras que variam de poucos metros até 50 metros. Na parte superior da unidade 1 os MTDs são abundantes, incluindo níveis de material coerente de até 300 metros de largura e 50 metros de espessura, e outros com camadas intensamente dobradas e parcialmente desagregadas (Fig. 6.6), até completamente misturados em matriz lamítica com clastos. A maioria dos MTDs apresentam dobras e superfícies de deslizamento com estruturas de compressão oblíquas ou perpendiculares à

tendência do paleovale, indicando que estes depósitos de transporte de massa foram transportados das margens para a parte mais profunda, e não ao longo da direção do eixo do paleovale. Dykstra et al. (2006) atribuem que o processo de disparo para a formação destes depósitos tenha sido devido a um rápido aumento da lâmina de água, associado ao derretimento e recuo glacial. Nas unidades 2 e 3 vários eventos de transporte em massa ocorreram na forma de slides, transladando materiais coerentes originalmente depositados como turbiditos. Dykstra et al. (2006) sugerem que altas taxas de suprimento sedimentar causado por descargas de água de degelo extremamente altas resultaram em taludes instáveis, resultando nos MTDs. Para eles, o recuo glacial também pode ter ocasionado ajustamento glácio isostático, que gerou escorregamentos em taludes íngremes em frentes deltaicas na unidade 4.

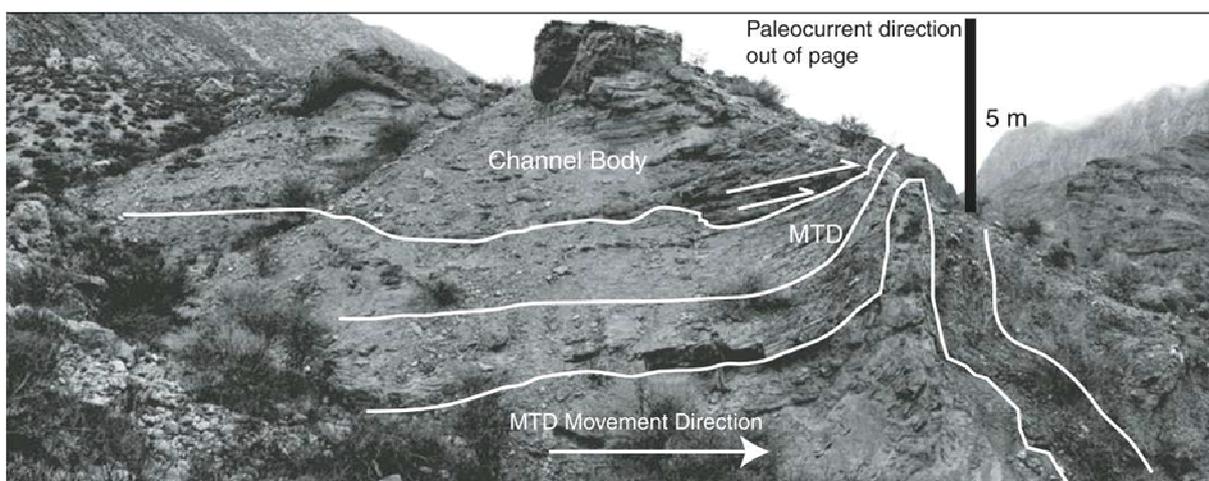


Fig. 6.6. Depósito de transporte em massa no topo da unidade 1, gerando superfície sobre a qual houve deposição em onlap (Dykstra et al. 2006).

6.3. MATERIAS E MÉTODOS

A pesquisa contou com a descrição de afloramentos do Grupo Itararé com presença de depósitos de transporte em massa na região de Mafra, estado de Santa Catarina, e com a compilação de trabalhos publicados que abordaram MTDs na Formação Guandacol, Bacia de Paganzo.

Os afloramentos foram descritos, fotografados, e confeccionados perfis verticais na escala de 1:50, sendo avaliadas características referentes a dimensões, contatos de fácies, variações de constituição litológica, presença e tipos de clastos e blocos, e elementos e grau de deformação. Sete afloramentos são apresentados, correspondendo ao afloramento Rocamble e as pedreiras Campo do Tenente, das Tropas, Pedra Branca, Vila Ruthes, São Lourenço, e Motel (Fig. 6.1D). O posicionamento estratigráfico aproximado dos afloramentos é apresentado na figura 6.7.

Com a compilação dos trabalhos que abordaram afloramentos com MTDs na Bacia de Paganzo, denominados de Cerro Bola e Sierra de Maz, Vichigasta, La Peña, Talacasto e Quebrada Las Lajas (Fig 6.1C), foram catalogadas e registradas as principais características como contexto deposicional, constituição litológicas, intensidade de deformação, constituição de blocos e seixos, relação de contato entre

camadas, espessura e extensão de camadas, empilhamento estratigráfico, e interpretação de eventos desencadeadores dos fluxos em massa.

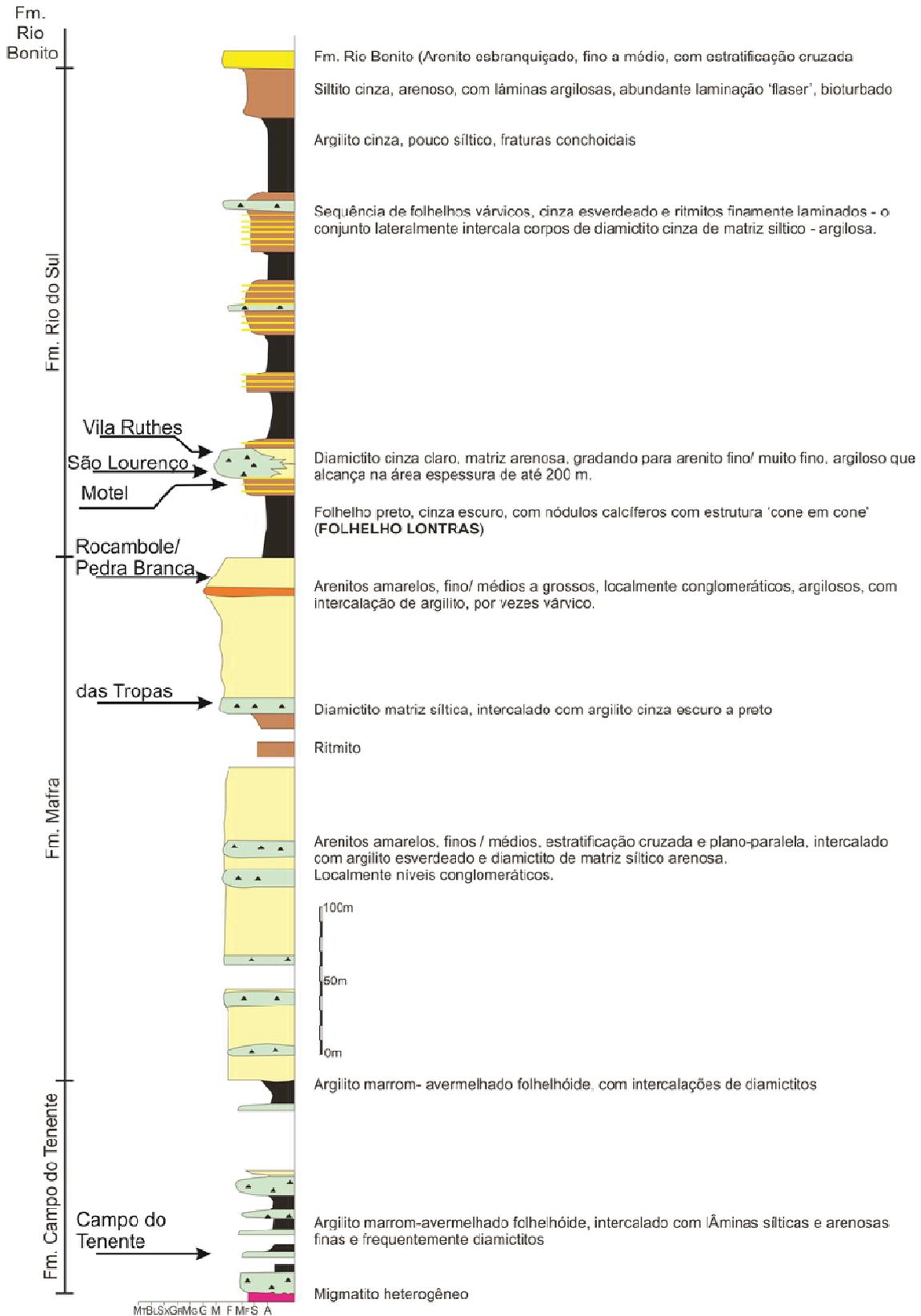


Fig. 6.7: Perfil estratigráfico do Grupo Itararé, com a posição aproximada dos principais afloramentos com MTD na região de Mafra. Modificado de Schneider et al. (1974).

6.4. RESULTADOS

6.4.1. Afloramentos na região de Mafra

Serão apresentadas as principais características de afloramentos interpretados como produtos de depósitos de transporte em massa, representativos das formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, seguindo uma sequência dos depósitos mais antigos para os mais novos.

6.4.1.1. Pedreira de Campo do Tenente (coordenadas 25°58'13"S / 49°40'28"W)

A pedreira municipal de Campo do Tenente está localizada a 20 km a nordeste de Rio Negro, estado do Paraná. Está posicionada estratigraficamente na Formação Campo do Tenente (Fig. 6.7), sendo sobreposto pelo denominado folhelho Roncador (França & Potter 1988).

Possui cerca de 120 metros de extensão e 30 metros de espessura, ao longo do qual é possível reconhecer 3 fácies distintas (Fig.6.8A). A fácies inferior são diamictitos maciços de matriz constituída por granulação silte a areia muito fina, coloração cinza escuro, com seixos e clastos de rochas ígneas ácidas e básicas, por vezes orientados com eixo axial em posição vertical. Blocos com até 8 metros de comprimento e 3 metros de altura de arenitos com estratificação cruzada de médio porte, passando a laminação cruzada cavalgante ao topo (Fig 6.8B), ocorrem distribuídos ao longo de um nível preferencial neste intervalo inferior, sugerindo deposição por transporte em massa. Também ocorrem blocos de arenitos com presença de pares de argila, possivelmente por influência de maré na deposição pretérita dos arenitos (Fig. 6.8C). As relações de contato entre a matriz do diamictito e os blocos mostram injeções e desagregação nas bordas, possivelmente por plasticidade dos blocos de arenitos, ainda não litificados, sobre o efeito do cisalhamento interno causado pelo transporte em massa. As fácies que ocorrem na porção intermediária do afloramento são de heterolitos de arenitos e folhelhos, dispostos em camadas horizontais, com clastos caídos perturbando as laminações internas (Fig. 6.8D). Por fim, a fácies superior são folhelhos com coloração marrom avermelhado, com raros clastos caídos e eventuais camadas delgadas de arenito muito fino.

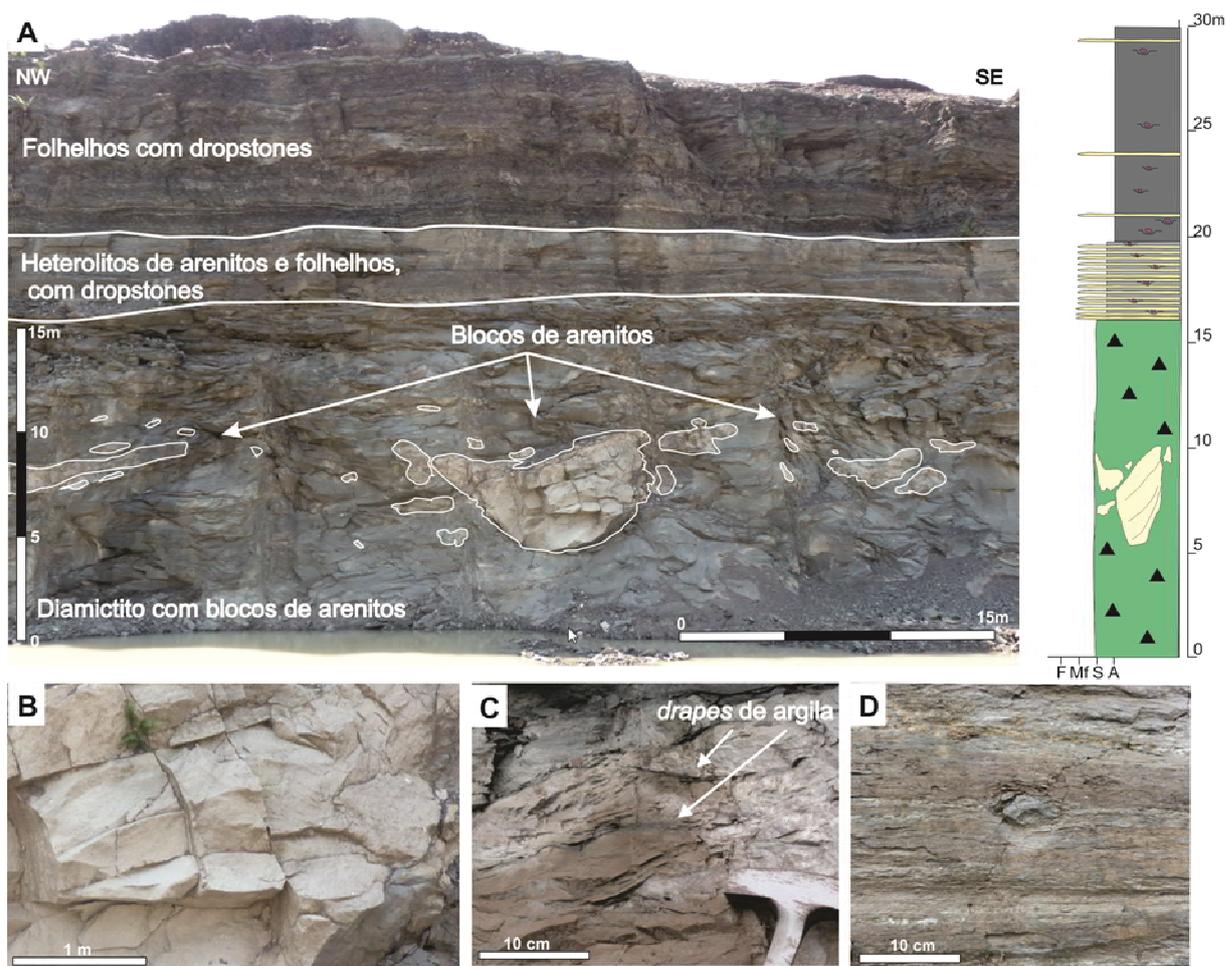


Fig. 6.8: (A) disposição geral do afloramento, evidenciando três fácies: diamictito com blocos de arenitos com bordas fragmentadas; heterolitos de arenitos muito fino e folhelhos, com dropstones de rochas ígneas e metamórficas; folhelhos com lâminas de arenitos muito fino, e dropstones com redução de ocorrência para o topo; (B) detalhe de bloco de arenito com estratificação cruzada; (C) bloco de arenito fino com drapes de argila recobrendo estratificações cruzadas sigmoidais; (D) detalhe das fácies de heterolitos com presença de dropstones.

6.4.1.2. Pedreira das Tropas (coordenadas 26°00'53"S/ 49°52'45"W)

Localizada a 13 km a noroeste da cidade de Rio Negro, estado do Paraná, correspondem a siltitos, diamictitos e arenitos posicionados na Formação Mafra (Fig. 6.7). As rochas estão expostas em uma frente de lavra com 35 metros de altura e 180 metros de extensão total (Fig.6.9A).

A base do empilhamento corresponde a 3 metros de siltitos de coloração cinza, com raros clastos caídos de rochas ígneas, subangulosos e esferecidade baixa, com até 3 cm de diâmetro. Não é possível evidenciar se o contato com a unidade acima tem feições erosivas, pois não está muito bem exposta no afloramento. Logo acima ocorrem diamictitos de matriz argilosa à siltica, com coloração cinza escura, correspondendo a depósitos de transporte em massa. A espessura deste intervalo atinge 30 metros, no qual é possível identificar três zonas com características distintas. Na zona inferior é um diamictito maciço com cerca de 12 metros de espessura, matriz siltico argilosa, com poucos grânulos e seixos dispersos. Na zona intermediária ocorrem blocos dobrados com dimensões métricas

de diamictitos ressedimentados, imersos ao diamictito com as características anteriores (Fig.6.9B). Na zona superior são diamictitos com matriz siltico arenosa, com poucos seixos ou clastos, porém com presença de camadas de arenitos e siltitos descontínuas, estiradas, rompidas e deformadas, que, juntamente com a presença de fraturas subhorizontais, fornece um aspecto de diamictito estratificado (Fig.6.9C).

O topo do empilhamento neste afloramento corresponde a arenitos médios, sem estratificação aparente, com presença de intraclastos lamosos na base. A superfície de contato basal é irregular e abrupta sobre os diamictitos. É possível que esta fácies seja produto do preenchimento de paleo depressões topográficas formadas no topo do MTD.

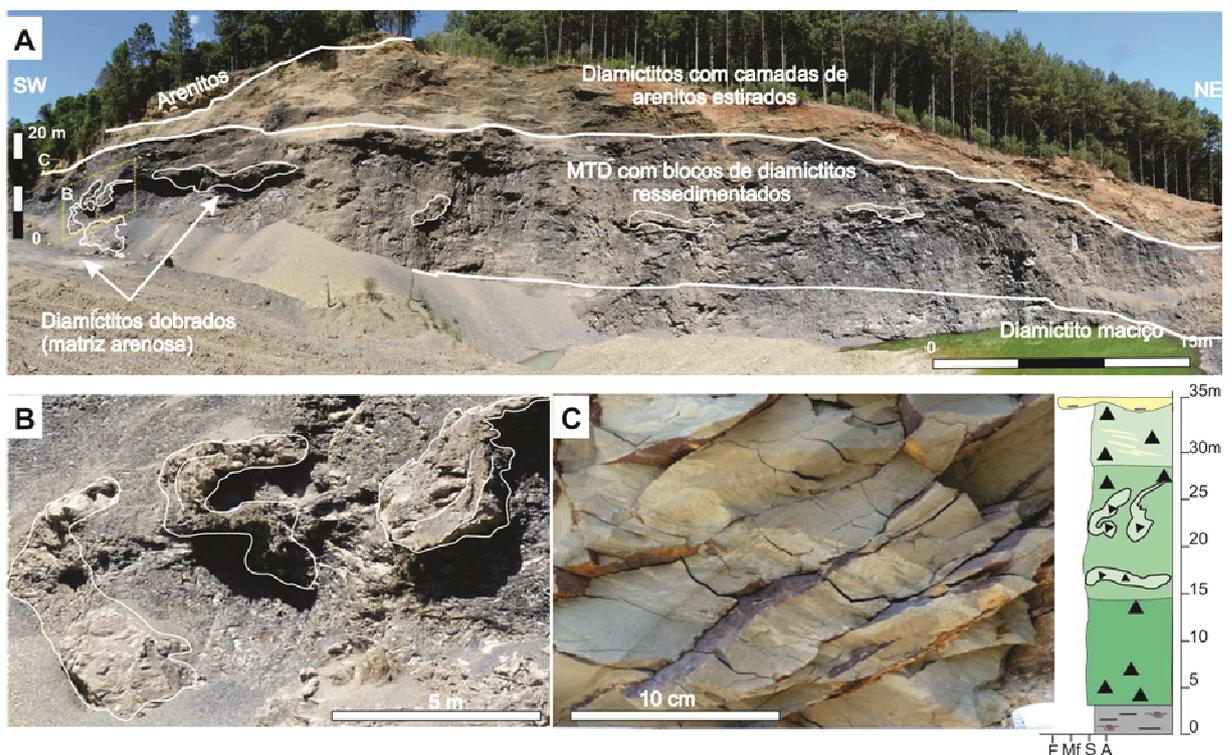


Fig. 6.9: (A) disposição geral do afloramento evidenciando quatro intervalos: base com diamictitos maciço, seguido por MTD com blocos de dimictitos ressedimentados, passando a diamictitos com camadas cisalhadas de arenitos muito finos, e topo com arenitos com intraclastos; (B) detalhe dos blocos de diamictitos ressedimentados; (C) detalhe do intervalo com camadas de arenitos cisalhados.

6.4.1.3. Pedreira Pedra Branca e afloramento Rocambole (coordenadas 26°11'17"S/ 49°46'25"W e 26°08'09"S/ 49°48'27"W)

A pedreira denominada Pedra Branca está localizada a 8 km a sudeste de Mafra e o afloramento Rocambole dentro dos limites urbanos da mesma cidade, sendo a primeira representada por bancada com 20 metros de altura e 230 metros de extensão (Fig. 6.10A), e o segundo um corte ao longo da rodovia BR116 com desnível de 9 metros e 110 metros de extensão (Fig.6.11A), ambos posicionados estratigraficamente no topo da Formação Mafra, imediatamente abaixo do folhelho Lontras (Fig. 6.7).

São interpretados como depósitos de transporte em massa, sendo que a pedreira Pedra Branca corresponde a diamictito cinza claro a esbranquiçado, aspecto homogêneo, com matriz silte a areia muito fina (Fig. 6.10B). Ocorrem clastos de folhelhos dispersos com dimensões predominantes de até 5 mm, com raros grânulos de rochas ígneas e metamórficas, e blocos de rochas ígneas e sedimentares com até 70 cm (Fig. 6.10C). Alguns blocos e clastos estão deformados, com dobras provavelmente formadas durante o transporte, na qual a rocha pretérita possuía considerável plasticidade (Fig. 6.10D). É possível observar que na matriz do diamictito ocorrem locais com concentração de materiais argilosos, na forma de camadas estiradas e rompidas (Fig. 6.10E), contrastando com o aspecto predominante homogêneo, provavelmente guardando relação com os constituintes da rocha pretérita. A deposição parece ter ocorrido em único evento, sem ser possível delimitar qualquer descontinuidade interna, o qual foi responsável por gerar o aspecto homogêneo do depósito.

O afloramento Rocamble é representado por arenitos deformados, intercalados com siltitos, folhelhos, e camadas de diamictitos com clastos. É possível individualizar três intervalos com comportamentos distintos (Fig. 6.11), o intervalo inferior corresponde a um núcleo coerente com 4 metros de espessura de arenitos finos, estratificados, que lateralmente passa a ter textura caótica, sendo a SW caracterizado como uma rocha de matriz siltica a argilosa, com blocos dobrados, rompidos, semelhantes a boudinagem de arenitos finos, e a NE predominando matriz arenosa, altamente deformado com dobras sin-deposicionais, e blocos de lamitos com bordas cisalhadas e dobrados. O intervalo intermediário corresponde a 2,5 metros de rocha com matriz siltica a argilosa, cinza escura, repleta de blocos boudinados de arenitos internamente estratificados e dobrados. O intervalo superior são arenitos com raros níveis argilosos, com feições de estiramento menos evidente, marcado por pontuais injeções de argilitos do intervalo sotoposto. Há uma sugestiva vergência de dobras e superfícies de cisalhamento indicativas de processos de deformação com direção para NNE.

Apesar de exibirem fácies distintas, acredita-se que os depósitos dos afloramentos Rocamble e Pedra Branca sejam produtos de processos de transporte em massa de um protólito similar, porém com intensidades de homogeneização distintas.

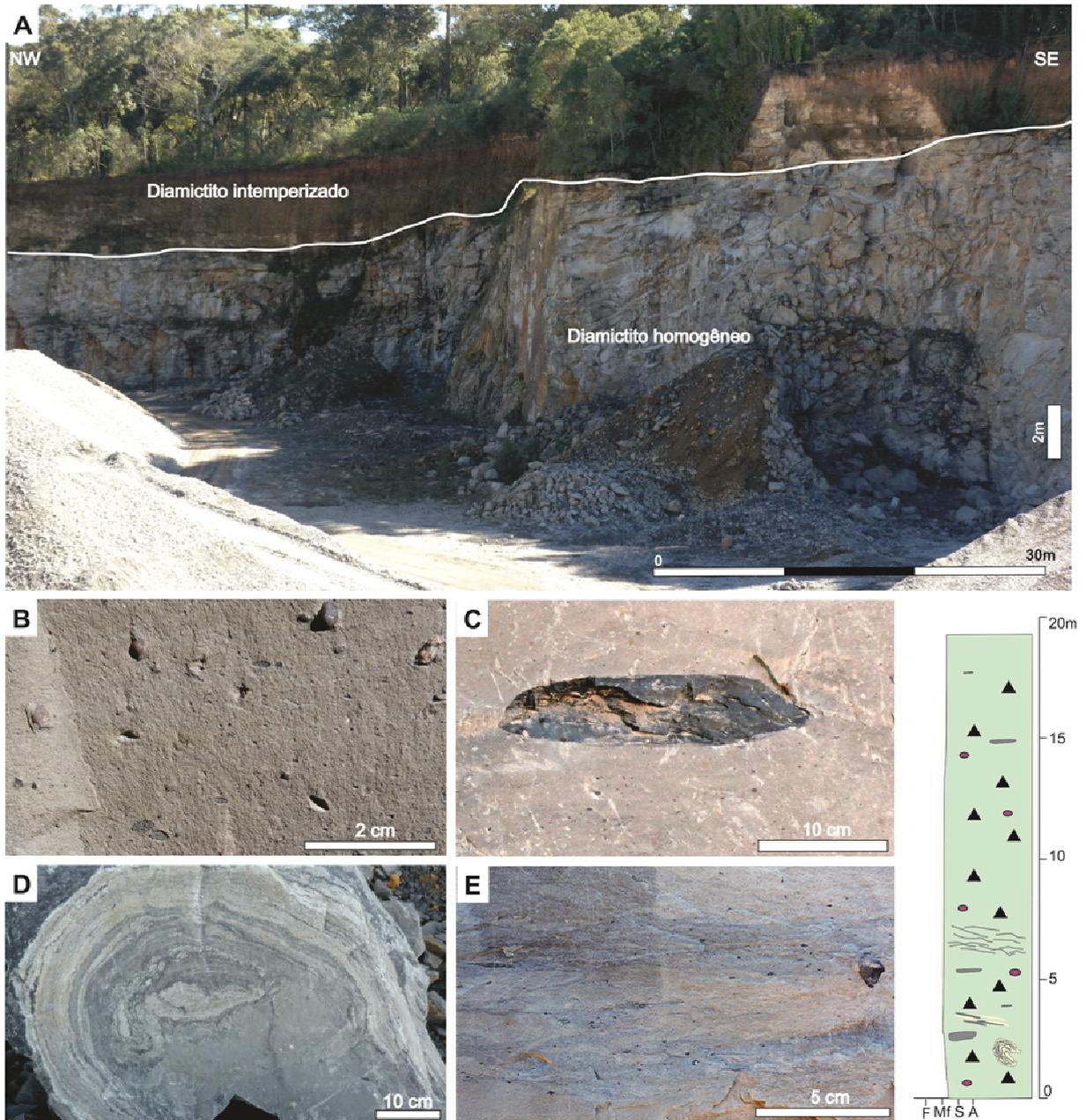


Fig. 6.10: (A) afloramento Pedra Branca, de diamictito maciço, homogêneo, com matriz arenosa; (B) detalhe da matriz arenosa homogênea do diamictito, com grânulos de rochas ígneas e clastos milimétricos de folhelhos; (C) bloco de folhelho (D) bloco de heterolito dobrado, com camadas internas estiradas e rompidas; (E) intervalo com camadas cisalhadas de arenito muito fino e folhelhos, misturadas à matriz do diamictito.

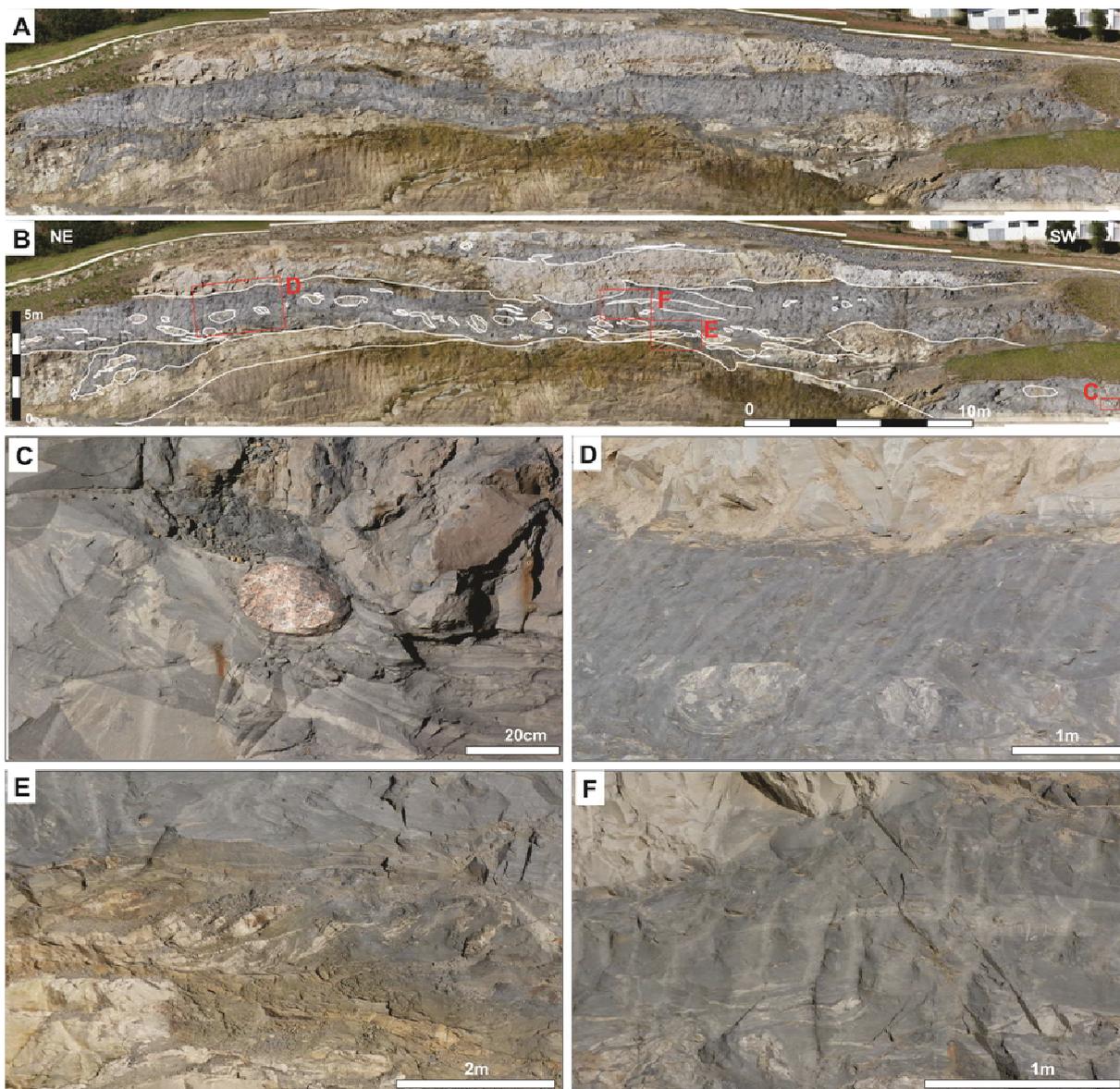


Fig. 6.11: (A) fotomosaico do afloramento Rocambole; (B) interpretação dos intervalos individualizados: base com arenito estratificado, intervalo intermediário de MTD com matriz argilosa, e blocos cisalhados, dobrados e boudinados de arenitos, intervalo com matriz arenosa ao topo; (C) detalhe do intervalo de MTD, mostrando camadas arenosas dobradas e rompidas por cisalhamento e presença de bloco de granito; (D) núcleos de arenitos dobrados e cisalhados; (E) topo do intervalo arenoso basal, cisalhado, com camadas de arenitos imbricadas pelo progressivo processo de incorporação na matriz do MTD; (F) topo do intervalo argiloso, com reduzida presença de blocos e camadas dobradas.

6.4.1.4. Pedreira Motel (coordenadas 26°12'30"S / 49°47'20"W)

Pedreira localizada a 10 km a sul de Mafra, com exposições de 130 metros de extensão e 22 metros de altura, corresponde a depósitos de transporte em massa posicionados na Formação Rio do Sul, sobrepondo o intervalo denominado de folhelho Lontras (heterolitos de arenito muito fino e folhelho) (Fig. 6.7 e Fig. 6.12A). São diamictitos de coloração cinza escuro, matriz argilosa, com presença de seixos e grânulos de rochas ígneas (Fig. 6.12B). Alguns blocos maiores são formados por arenito muito fino e ocorrem de forma subhorizontal, sem ser possível identificar estruturas sedimentares pretéritas ou feições de deformação (Fig. 6.12C e Fig.

6.12D). A relação de contato com os heterolitos sotopostos é abrupta, erosiva, com evidências de geração de planos de falhas sindeposicionais, as quais não são pervasivas no diamictito (Fig. 6.12E).

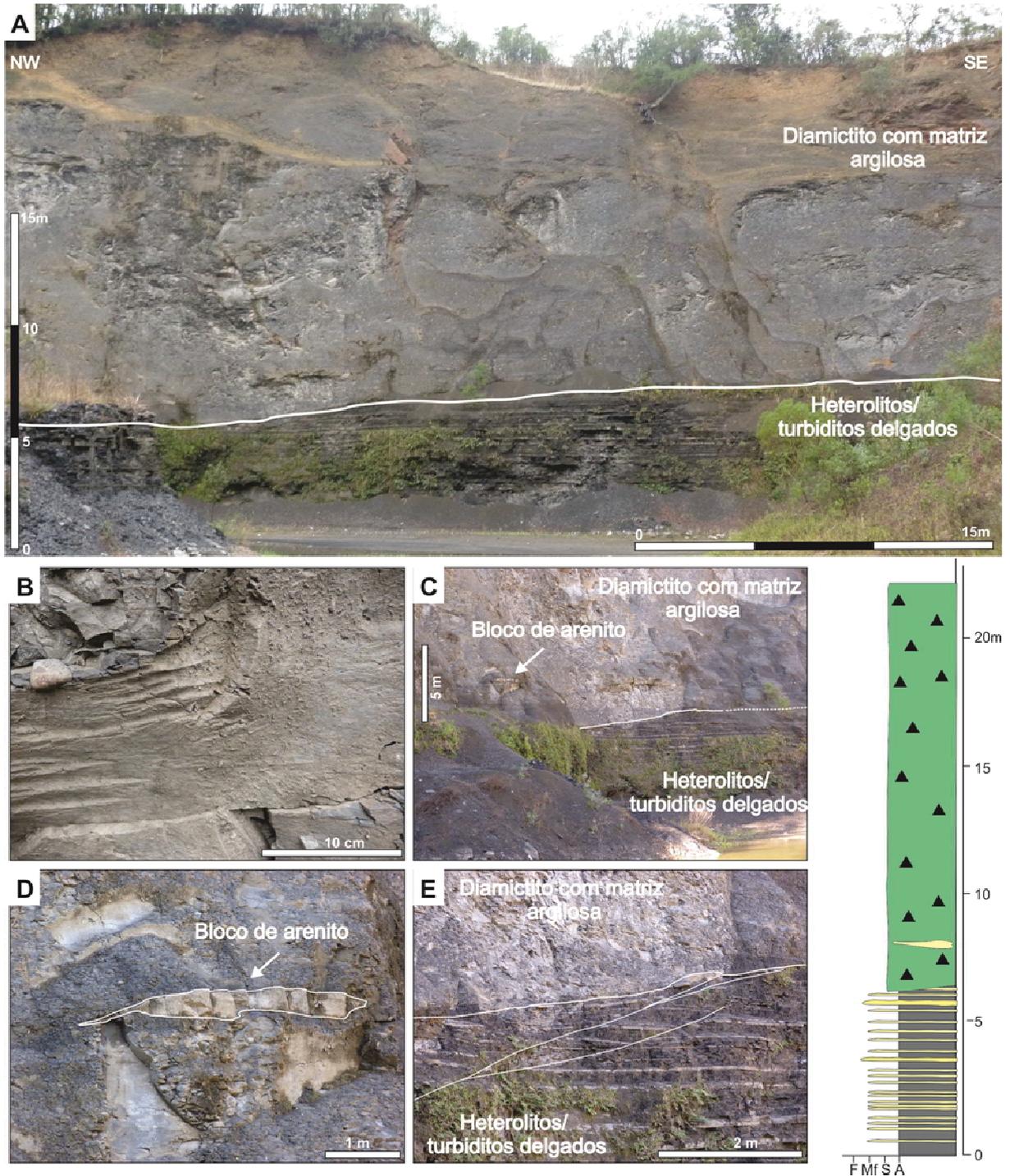


Fig. 6.12: (A) disposição geral do afloramento correspondendo a duas fácies, uma basal de heterolitos, sobreposta em contato abrupto por diamictitos maciços; (B) detalhe da matriz argilosa do diamictito, com seixo de rocha ígnea; (C) detalhe para posicionamento de bloco de arenito próximo a base do diamictito, com característica textural e espessura semelhante às camadas arenosas do heterolito subjacente; (D) detalhe do bloco de arenito, disposto de forma horizontal e com bordas desagregadas; (E) superfície de contato abrupto e inclinado entre o diamictito e os heterolitos, com desenvolvimento de superfícies de falha não pervasivas no diamictito.

Os heterolitos de arenitos muito fino e folhelhos, imediatamente abaixo e com disposição subhorizontal, são possivelmente turbiditos, os quais exibem marcas de sola como estruturas de carga, além de gradação normal em camadas de 0,5 a 5 cm de espessuras.

6.4.1.5. Pedreira São Lourenço (coordenadas 26°09'20"S / 49°53'00"W)

Localizada a 9 km a noroeste de Mafra, a pedreira municipal do São Lourenço (Fig. 6.13A) está posicionada na Formação Rio do Sul (Fig. 6.7), correspondendo a uma exposição de 250 metros de extensão e 30 metros de altura.

É constituída por diamictitos maciços, coloração cinza escuro, com clastos dispersos de rochas ígneas (Fig. 6.13B e 6.13C), e raros blocos de arenitos finos com dimensões de até 2,5 metros com bordas desagregadas, em meio à matriz argilosa (Fig. 6.13D e Fig. 6.13E). Não há evidências de superfícies de discontinuidades que individualizem eventos deposicionais, de modo que todo o intervalo parece ter sido depositado em um único evento. Por meio da associação com outros afloramentos posicionados em mesmo intervalo estratigráfico, além dos constituintes do diamictito com blocos coesos de arenitos, é atribuída origem relacionada a processos de transporte em massa.

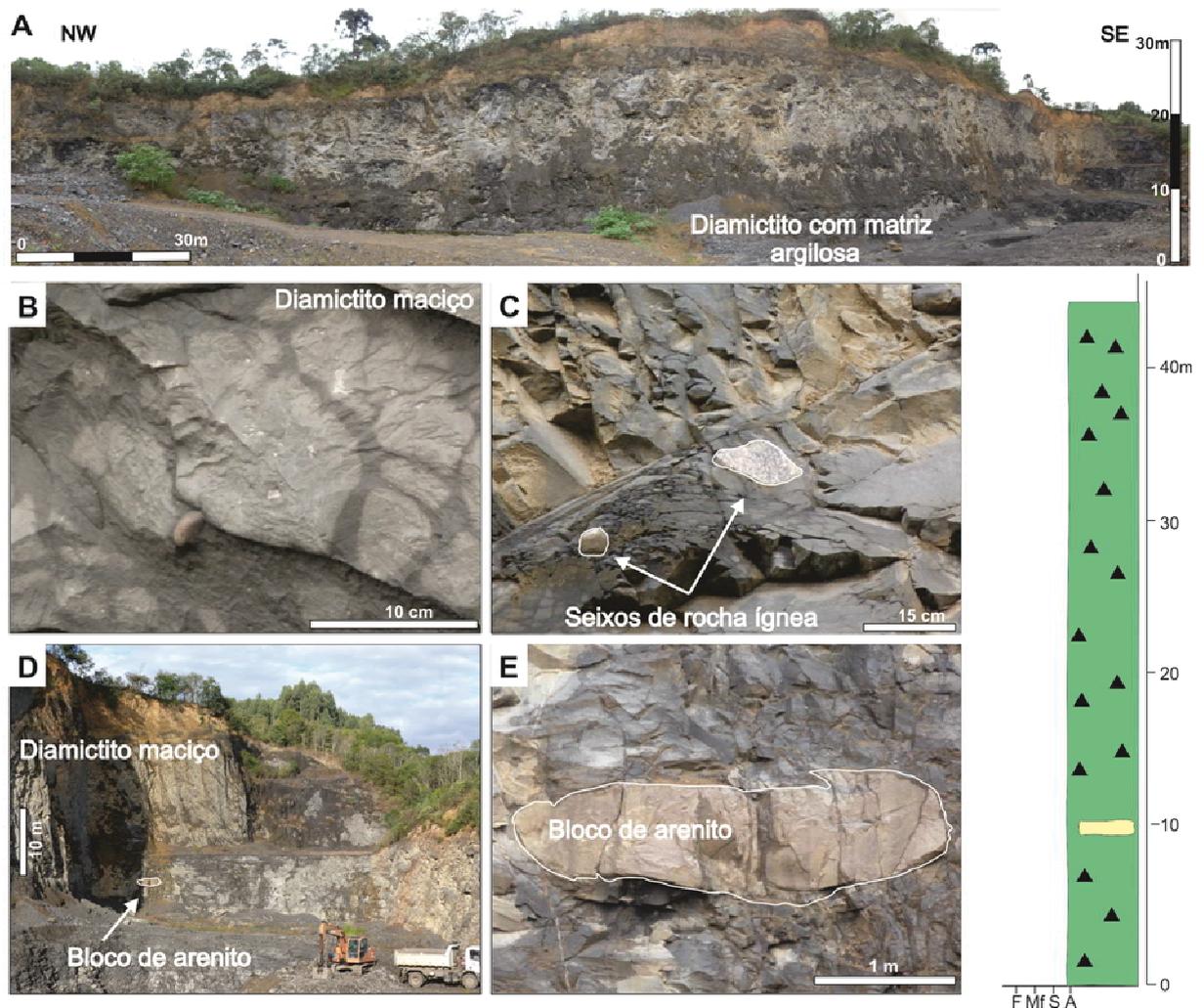


Fig. 6.13: (A) disposição geral do afloramento, correspondendo a diamictitos maciços sem superfícies de descontinuidade deposicional; (B) e (C) detalhes da matriz argilosa do diamictito, com seixos e grânulos de rochas ígneas; (D) e (E) posição de bloco de arenito próximo à base do afloramento e detalhe evidenciando bordas desagregadas em meio à matriz do diamictito.

6.4.1.6. Pedreira Vila Ruthes (coordenadas 26°14'00"S/ 49°50'22"W)

A pedreira Vila Ruthes está localizada a 13 km a sul-sudoeste de Mafra, estratigraficamente na porção intermediária da Formação Rio do Sul, acima do folhelho Lontras (Fig. 6.7). Corresponde a uma exposição com cerca de 180 metros de extensão e 8 metros de altura, constituído por diamictitos depositados por transporte em massa, com matriz argilosa (Fig. 6.14A e Fig. 6.14B). A presença de blocos com dezenas de metros de heterolitos e arenitos é uma característica peculiar deste afloramento, onde é possível observar a relação de contato entre estes blocos e a matriz do diamictito no qual estão inseridos. Estes blocos estão intensamente dobrados, com eixo de dobras horizontais com direção norte-sul, sugerindo vergência para leste (Fig. 6.14C). Os blocos de heterolitos correspondem a pretéritos depósitos de turbiditos de arenitos muito fino, com gradação normal a folhelhos, com estruturas de laminação cruzada cavalgante dispostos em camadas com até 5 centímetros de espessuras, além de estruturas de carga e chama. Também são fraturados e por vezes com inversão de topo e base de camadas em função do flanco da dobra observado (Fig. 6.14D). As bordas possuem desagregação maior próxima ao contato com o diamictito, aumentando a coerência para o centro dos blocos. Um bloco de arenito com 1 metro de espessura e 3 metros de comprimento, que podem corresponder a porções mais arenosas de depósitos de turbiditos ou de frentes deltaicas, ocorre em posição inclinada no afloramento (Fig. 6.14E), porém, possivelmente pela constituição arenosa sem níveis argilosos, teve comportamento menos plástico, preservando a coerência interna, sendo ausentes dobras ou outro tipo de deformação dúctil.



Fig. 6.14: (A) MTD correspondente a diamictito com grandes blocos de turbiditos dobrados; (B) detalhe da matriz argilosa do diamictito, com seixos; (C) detalhe de um dos flancos do bloco de turbidito dobrado; (D) inversão de topo e base de camadas, evidenciado pela posição invertida de gradação de arenito a folhelho, posição de laminacão cruzada cavalgante, estruturas de carga e chama; (E) bloco coerente de arenito estratificado.

6.5. DISCUSSÃO

Os afloramentos que ocorrem em Mafra são extremamente pequenos quando comparados aos afloramentos na Bacia de Paganzo, onde no primeiro são individualmente com dimensões métricas a decimétricas, e extensões de até 250 metros, enquanto no outro, por vezes, atingem mais de 1000 metros de espessura contínua e vários quilômetros de extensão. As informações obtidas nos diferentes cenários são distintas, porém várias características podem ser comparadas.

Na região de Mafra os depósitos de transporte em massa guardam características de terem sido depositados em condições subaquáticas desconfiadas, em ambientes proglaciais. Ao contrário de alguns afloramentos da Bacia de Paganzo (Dykstra et al. 2006, Aquino et al. 2014, Valdez et al. 2021), não foram encontradas evidências de paleovales esculpidos por ação glacial, como vales

em forma de U, paredes de vales estriados ou fácies de escorregamentos com direções perpendiculares aos demais indicadores de fluxo. Entretanto, características de preenchimento de paleovales glaciais foram descritas por Fallgatter & Paim (2019) na região de Alfredo Wagner, Bacia do Paraná. Apesar de estar cerca de 160 km a Sul de Mafra, estes paleovales podem ter servido de conduto por onde massas de gelo fluíram transportando sedimentos que foram depositados em Mafra, de forma similar ao proposto por Valdez et al. (2021) para os afloramentos do paleovale de Vichigasta e Cerro Bola.

Em relação aos afloramentos, a pedreira de Campo do Tenente exhibe características similares aos denominados MTD I e porção inferior do MTD II de Cerro Bola e Sierra de Maz (Dykstra et al. 2011, Suss 2013, Valdez et al. 2015, Sobiesiak et al. 2016, e Fallgatter et al. 2016), com a ocorrência de blocos de arenitos de origem fluvio-deltaica. No caso do MTD II em Cerro Bola, Sobiesiak et al. (2016) propõem três possibilidades de colocação dos depósitos ao longo dos 200 metros de empilhamento: uma falha simples no talude com movimento em massa que fragmentou protólitos heterolíticos de folhelhos e arenitos; falha simples com movimento em massa que fragmentou protólitos no talude de constituição argilosa, e incorporou blocos de um substrato fluvio-deltaico na matriz; e uma possibilidade de uma segunda falha pós colocação do MTD, que remobilizou depósitos de turbiditos cogenéticos originalmente depositados sobre a topografia do MTD, numa fase de colocação de blocos de arenitos e jangadas de heterolitos e siltitos muitas vezes com estruturas compressivas. A disposição dos blocos de arenitos ao longo dos 15 metros de MTD aflorante em Campo do Tenente ocorre em um nível horizontal, com espaçamento entre os blocos de poucos metros, os quais estão levemente rotacionados com suave inclinação para NW. A desagregação destes blocos marca uma dispersão lateral de fragmentos menores próximos aos blocos, e moldam irregularidades em suas bordas. Caso estes blocos tivessem sido removidos de um substrato arenoso, supõe-se que haveria outras evidências como uma maior dispersão dos blocos ao longo do empilhamento vertical, e orientações dispersas de eixos dos blocos. A relativa integridade destes blocos e o posicionamento próximo ao topo do MTD são sugestivas de um processo no qual blocos maiores de arenitos semi-consolidados foram trasladados de seu ambiente deposicional, juntamente com fácies argilosas, inicialmente sendo boudinados, desagregados por cisalhamento e finalmente separados em blocos individuais, com deposição do MTD por congelamento do fluxo (Fig. 6.15). Um protólito possível seria depósitos de frente deltaica e prodeltas proglaciais, com alguma influência subordinada de marés, com dropstones transportados por gelo flutuante (os quais estão presentes como grânulos e seixos na matriz do MTD), onde o grande aporte de sedimentos durante fase de derretimento e recuo glacial promoveu desestabilização do talude deposicional. O empilhamento que seguiu sobre o MTD é característico de um aumento na lâmina de água, provavelmente resultado do derretimento de uma geleira, com fácies distais sobrepostas, finalizando com folhelhos conhecidos como Folhelho Roncador (França & Potter 1988), com reduzida quantidade de dropstones, sugerindo o maior afastamento da geleira.

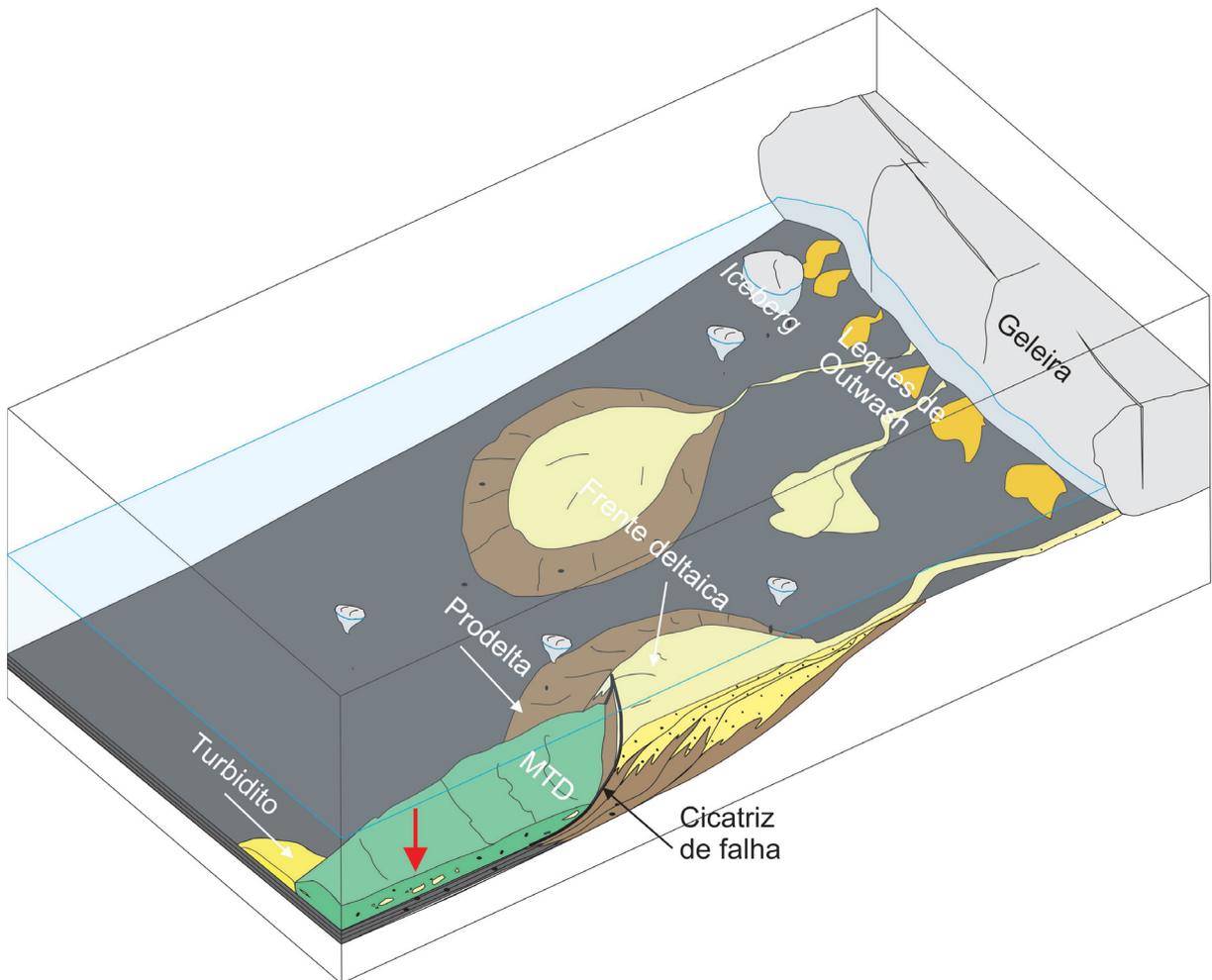


Fig. 6.15: Modelo esquemático para a colocação do MTD aflorante na pedreira Campo do Tenente. Seta em vermelho indica a posição do afloramento. Sem escala.

A possibilidade apresentada por Sobiesiak et al. (2016) de processos envolvendo uma segunda falha após colocação de um MTD pode ter ocorrido para a deposição do MTD presente na pedreira Das Tropas. O protólito que teria originado uma primeira colocação do MTD não é seguramente reconhecível, pois em geral é um diamictito de matriz homogênea. Entretanto há bandas cisalhadas de arenito muito fino na porção superior do depósito, o que sugere alguma constituição heterolítica ao protólito, desenvolvida em regiões de prodelta. Uma segunda falha sindeposicional teria sido originada no MTD, transportando os sedimentos para um novo sítio deposicional (Fig. 6.16). As evidências são os blocos de diamictitos presentes na matriz, dobrados, indicando plasticidade original. A superfície do MTD é sobreposta por arenitos limpos, com raros intraclastos argilosos. Pelas dimensões do afloramento é difícil estabelecer controles nítidos, mas é possível que estes arenitos tenham sido aprisionados em irregularidades no topo do MTD, porém não na forma de um sistema de único *megabed* (sensu Fallgatter et al. 2016), pois a presença de intraclastos sugere que a colocação dos arenitos ocorreu após alguma consolidação do MTD, e provavelmente com pequenas dimensões, pois a espessura de poucas dezenas de metros do MTD não seria suficiente para gerar depressões de grandes dimensões.

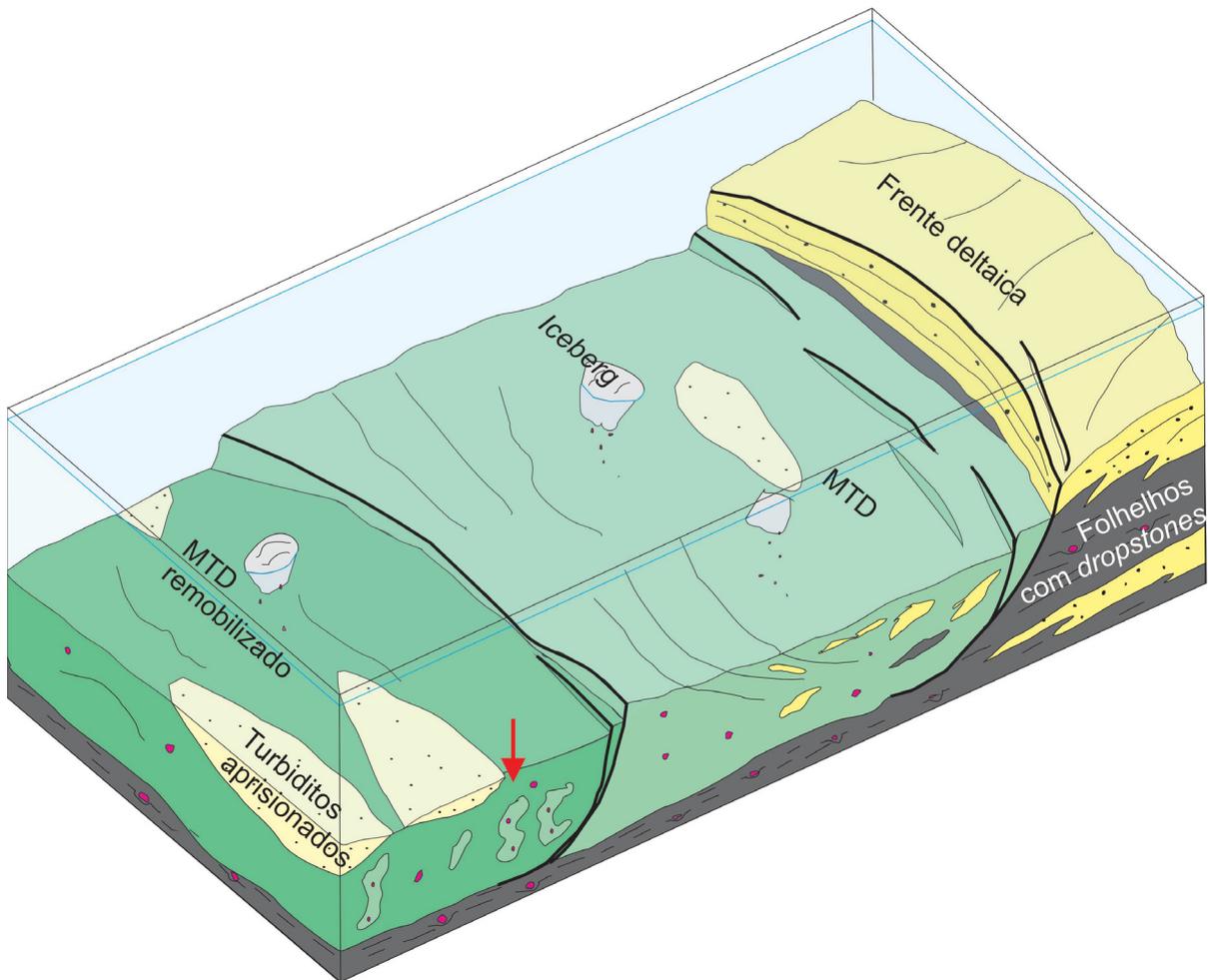


Fig. 6.16: Modelo esquemático para a colocação do MTD aflorante na pedra das Tropas. Seta em vermelho indica a posição do afloramento. Sem escala.

Os afloramentos Rocamble e Pedra Branca estão posicionados no topo da Formação Mafra, abaixo do Follhelho Lontras. Por meio de correlação com dados de sondagens rasas (Weinschütz & Castro 2005) estão posicionados em intervalo de arenitos com características de depósitos de outwash subaquosos. Para Canuto et al. (2010) o afloramento Rocamble exhibe tilitos de alojamento sobre depósitos glaciais canalizados subaquáticos, seguidos por tilitos de ablação, com conteúdo de blocos e seixos de origem englacial. Entretanto, pela posição estratigráfica do afloramento e associações de fácies, supõe-se que o gelo estava distante do local de deposição. As fácies presentes seriam produtos da instabilidade gravitacional de taludes em depósitos de *outwash*, devido à quantidade de sedimentos providos por jatos de degelo, ou por efeito de ajuste glácio-isostático, como proposto para o paleovale de Quebrada Las Lajas (Dykstra et al. 2006), ou mesmo a combinação dos dois fatores. Por estar em mesmo intervalo estratigráfico, a Pedreira Pedra Branca é considerada como uma situação de maior homogeneização de um protólito similar, cuja expressiva constituição arenosa da matriz do MTD teria origem em fácies terminais de leques de outwash, com grânulos e seixos provenientes tanto de desprendimento de gelo flutuante como de fácies conglomeráticas depositadas originalmente em canais formados na frente da base de geleiras (Fig. 6.17). O MTD presente no afloramento Rocamble guarda algumas características com os MTDs 4 e 5 no Canyon de La Peña (Valdez et al. 2019), com núcleos arredondados de

arenitos e heterolitos, dobrados, cisalhados, evidenciando um estágio de evolução maduro do MTD, enquanto que em Pedra Branca a maior homogeneização das fácies evidencia uma deformação progressiva em estágio evoluído (Rodrigues et al. 2020).

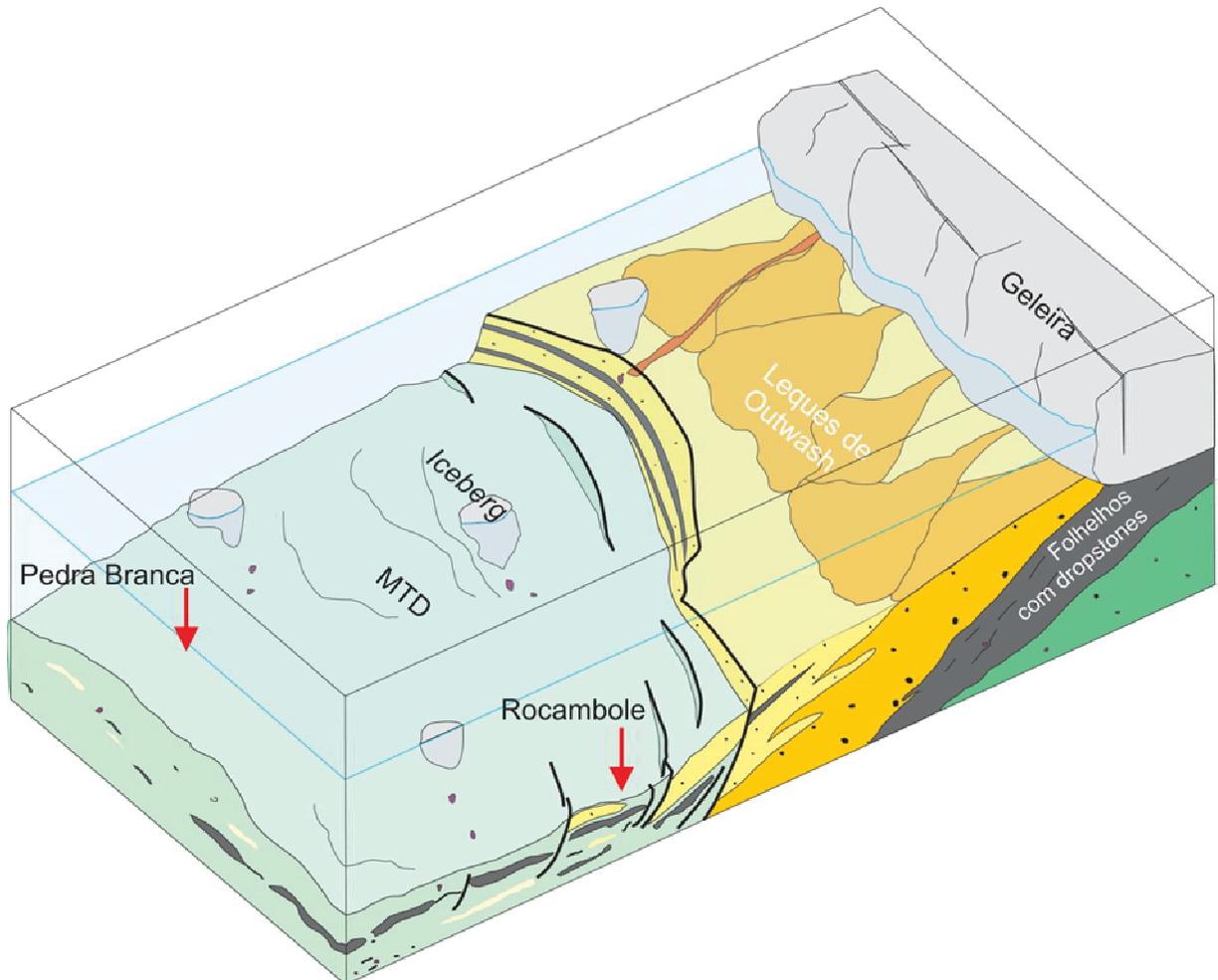


Fig. 6.17: Modelo esquemático para a colocação dos MTDs nos afloramentos Rocambole e pedra Pedra Branca. Setas em vermelho indicam as posições aproximadas dos afloramentos. Sem escala.

As pedreiras Motel, São Lourenço e Vila Ruthes estão em um mesmo intervalo estratigráfico, inserido na Formação Rio do Sul. Fazem parte de um mesmo MTD ou complexo de MTDs amalgamados, posicionados na zona inferior, média e superior respectivamente. Corresponde ao mais expressivo registro de depósitos de transporte em massa na região, que pode atingir até 100 metros de espessura total. Está assentado imediatamente sobre turbiditos delgados e do Folhelho Lontras, possivelmente em um novo ciclo de recuo glacial. São diamictitos maciços, homogêneos e com raros blocos de arenitos de pequenos tamanhos na base e porção intermediária do intervalo, sendo que a presença de blocos maiores de arenitos e jangadas de heterolitos tem ocorrência no topo do depósito (Pedreira Vila Ruthes). É possível que esta distribuição vertical de constituintes seja influenciada pelo tipo de protólito movimentado e pelo substrato sobre o qual ocorreu o transporte, e, sendo este substrato representado por sedimentos argilosos do Folhelho Lontras, os possíveis fragmentos removidos do substrato devem ter sido

incorporados à matriz do MTD. Blocos maiores e jangadas no topo do MTD, com maior coerência quando de constituição arenosa e dobrados quando intercalados com folhelhos, possivelmente foram transportados em situações com menores esforços cisalhantes, o que permitiu sua preservação (Fig. 6.18). Situação similar ocorre principalmente no denominado MTD II em Cerro Bola, porém sem a ocorrência da quantidade e dimensões de blocos que foram relatadas na parte inferior do depósito (Suss 2013, Valdez et al. 2015, Sobiesiak et al. 2016, Fallgatter et al. 2016), provavelmente pela diferença da constituição do substrato no qual se instalou o MTD. Assim, a presença de jangadas e estruturas dobradas no topo do intervalo é sugestiva de processos similares tanto para o MTD em Mafra quanto para o equivalente em Cerro Bola.

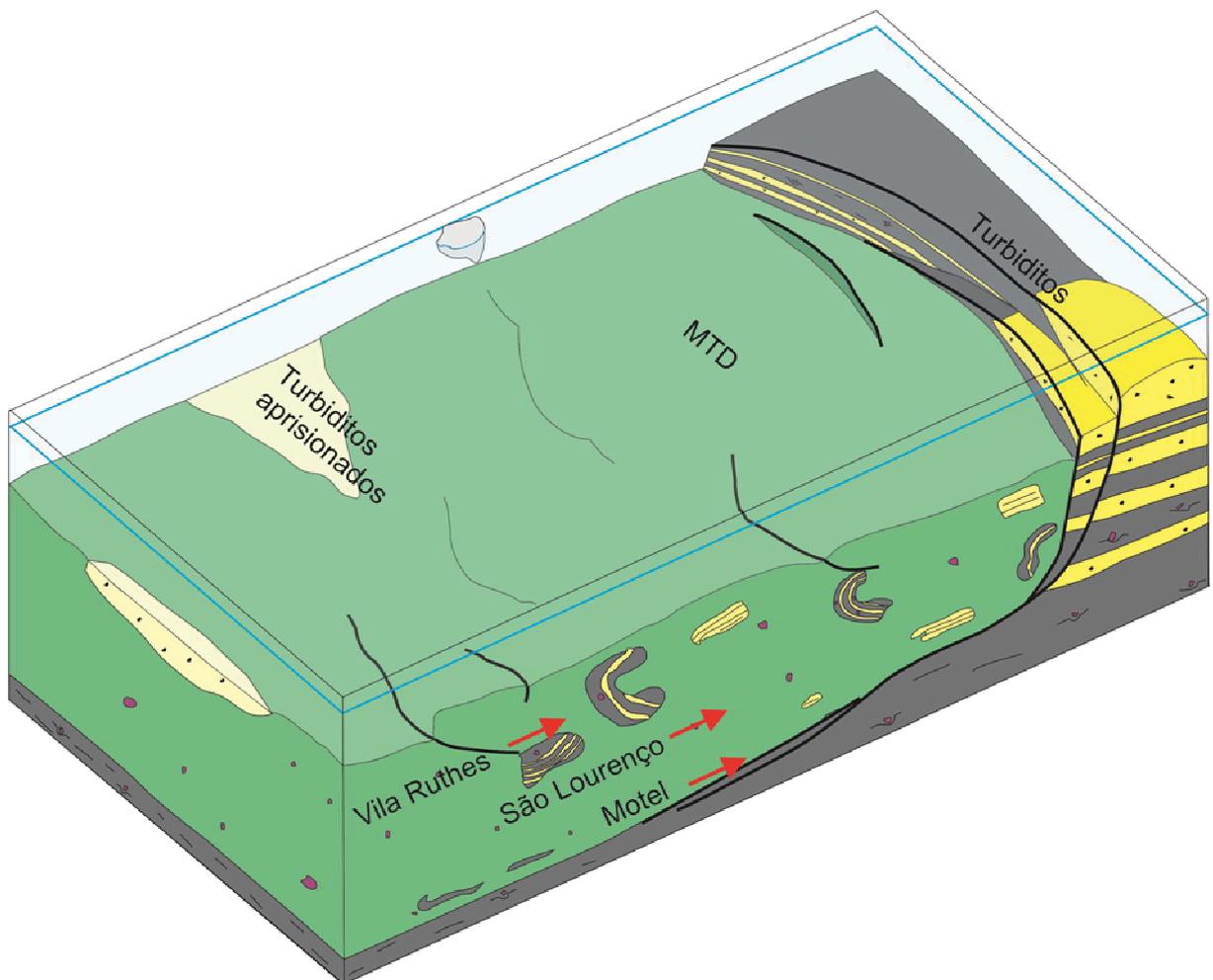


Fig. 6.18: Modelo esquemático para a colocação dos MTDs aflorantes nas pedreiras Motel, São Lourenço e Vila Ruthes. Setas em vermelho indicam as situações aproximadas dos afloramentos em relação ao posicionamento estratigráfico. Sem escala.

Em seu trabalho comparando uma representativa ocorrência de MTD em Cerro Bola e afloramentos na Bacia do Paraná, Suss (2013) afirmou que os MTDs em Mafra não ultrapassam 20 metros de espessura, porém constatamos a ocorrência de depósitos com mais de 100 metros de espessura. Além disso, o mecanismo de colocação de blocos e jangadas por colapso do protólito, reconhecidos na região de Mafra, também ocorrem no topo de afloramentos na Bacia de Paganzo, não sendo apenas na forma de blocos arrancados do substrato.

Em relação ao gatilho de disparo para os MTDs na Bacia de Paganzo, além da rápida subida do nível do mar apontada por Suss (2013), também são relacionados o elevado aporte de sedimentos, desmoronamentos de encostas em vales glaciais e o ajuste isostático glacial, sendo este último uma possibilidade também na região de Mafra.

É possível que a diferente ordem de grandeza em relação às espessuras dos depósitos brasileiros e argentinos tenha relação com fatores como diferenças na constituição do substrato, quantidade de blocos e jangadas, distância do agente de transporte e espaço de acomodação. As fácies de heterolitos e folhelhos recorrentes na base dos MTDs em Mafra podem trazer conotação de geração de uma topografia suave. Os depósitos de transporte em massa sobre este relevo, em ambiente subaquático, não encontraram grandes obstáculos que oferecessem resistência ao fluxo, permitindo que fossem distribuídos em uma área ampla, porém com espessuras modestas. Também a ausência de grandes blocos e jangadas não ofereceu grandes resistências ao cisalhamento interno, permitindo um deslocamento mais uniforme ao fluxo, uma vez que blocos em meio à matriz em movimento podem ser rotacionados, gerando campos de tensão locais ao redor dos mesmos (Sobiesiak et al. 2016), muitas vezes causando perturbações no fluxo. Além disso, a distância com o agente de transporte dos protólitos, velocidade dos processos de degelo e o espaço de acomodação podem ter restringido o desenvolvimento de grandes espessuras de MTD em Mafra.

Muitos outros afloramentos de pequenas dimensões ocorrem na região de Mafra, evidenciando diamictitos, heterolitos, arenitos com aspecto deformado, alguns níveis de conglomerados entre diamictitos, intercalações abrupta de fácies em meio a diamictitos, e camadas de arenitos com inclinações de mergulhos incompatíveis ao esperado nesta porção da bacia, e, pelas dimensões diminutas, são afloramentos que podem corresponder a apenas um bloco aflorante dentro de um MTD. São evidências pontuais, que devido às dimensões das exposições não permitem estudos completos, porém permitem contextualizar os depósitos na região de Mafra como produtos de transporte em massa, quando utilizado como referência os depósitos que ocorrem na Bacia de Paganzo.

6.6. CONCLUSÕES

A análise de afloramentos da região de Mafra e a comparação com trabalhos na Bacia de Paganzo permitiram as seguintes conclusões:

- os MTDs que ocorrem na região de Mafra são desconfinados, sem evidências de paleovales que possam ter condicionado a deposição, ao contrário das situações dos paleovales de Vichigasta, Talacasto e Quebrada Las Lajas em Paganzo;

- ao menos quatro tipos de MTD ocorrem: MTD com matriz argilosa e blocos isolados de arenitos; MTD com possivelmente duas fases de remobilização, representado por diamictitos com blocos dobrados de diamictito; MTD de matriz siltico arenosa quando evoluído e formado por faixas deformadas de arenitos e siltitos quando em estágio maduro; e MTD com jangadas de heterolitos e blocos de arenitos;

- constituição dos MTDs depende do protólito e do estágio de evolução dos processos de mistura;

- os depósitos são associados a ciclos de deglaciação, com aporte o sedimentar que formou os protólitos dos MTDs proveniente de geleira em derretimento e recuo;

- o principal mecanismo de disparo dos MTDs foi o elevado aporte sedimentar, e, secundariamente, algum controle por ajuste glácio-isostático;

- as diferenças mais evidentes com os depósitos da Bacia de Paganzo referem-se às dimensões expostas e espessuras, sendo muito maiores em Paganzo;

- é possível que nesta região da Bacia do Paraná o relevo sobre o qual houve a colocação dos MTDs era mais plano, evidenciado pela falta de registros de paleovales e pela recorrente deposição sobre substrato formado por turbiditos delgados e folhelhos, resultando em depósitos com espessuras menores e ampla distribuição;

- estes substratos de granulação fina, ao contrário do que ocorre em alguns MTDs de Paganzo, forneceram pouca quantidade de blocos de arenitos que tenham sido arrancados do substrato, porém alguma camada de arenito mais espesso de turbiditos pode ter sido incorporada à matriz;

- a ausência da quantidade de blocos e jangadas, na intensidade que ocorre em Paganzo, pode ser pelo diferente estágio de homogeneização dos depósitos, sendo mais evoluídos em Maфра, ou pela constituição do substrato que pode ter fornecido parte do material incorporado na matriz, ou mesmo pela diferente natureza dos protólitos que foram remobilizados;

- a presença de baixos topográficos que aprisionaram camadas de arenitos caracterizados como turbiditos é comum nos maiores MTDs de Paganzo e ao menos um potencial aprisionamento sobre a topografia é observado no afloramento das Tropas, porém não são situações descartadas para o topo das demais exposições de MTDs;

- a natureza fragmentária dos afloramentos de Maфра pode tornar equívoca a interpretação de pequenos afloramentos que não permitem a análise de fácies adjacentes, de modo que blocos transportados de rochas sedimentares, imersos em depósitos de transporte em massa, podem ser facilmente confundidos com camadas em posição deposicional original;

- comparar as feições descritas nos afloramentos de Paganzo com as presentes nos afloramentos em Maфра permitiu agregar conhecimento sobre a natureza dos depósitos de transporte em massa na região de Maфра e conseqüentemente para o Grupo Itararé.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Programa de Pós Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, e a Capes, pela concessão de bolsa de estudos.

6.7. REFERENCIAS

- AQUINO C.D., MILANA J.P., FACCINI U.F. 2014. New glacial evidences at the Talacasto paleofjord (Paganzo basin, W-Argentina) and its implications for the paleogeography of the Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 56:278-300.
- AQUINO C.D., VALDEZ V.B., FACCINI U.F., MILANA J.P., PAIM P.S.G. 2016. Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding-line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 67:180-200. DOI 10.1016/j.jsames.2016.02.008
- ASTINI R.A., BENEDETTO J.L., VACCARI N.E. 1995. The early Palaeozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geo- dynamic model. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 107(3):253–273.
- AZCUY C. L., CARRIZO H., CAMINOS R. 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precodillera, Cordilera Frontal, Bloque de San Rafael. *Geología Argentina*, 29(1428):261–318.
- AZCUY C. L., MORELLI J. R. 1970. Geología de la Comarca Paganzo-Amana el Grupo Paganzo Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Argentina*, 25(4):405–429.
- AZCUY C.L., ANDREIS R.R., CUERDA A., HÜNICKEN M., PENSA M.V, VALENCIO D.A, VILAS J.F. 1987. Cuenca Paganzo. In: ARCHANGELSKY S. (Ed.) *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciências, Córdoba, 41-100p.
- BAIOUMY H., ANUAR M.N.A.B., NORDIN M.N.M., ARIFIN M.H., AL-KAHTANY K. 2020. Source and origin of Late Paleozoic dropstones from Peninsular Malaysia: First record of Mississippian glaciogenic deposits of Gondwana in Southeast Asia. *Geological Journal*, 55(9): 6361–6375.
- BERTON F., VESELY F.F. 2016. Stratigraphic evolution of Eocene clinofolds from northern Santos Basin, offshore Brazil: Evaluating controlling factors on shelf-margin growth and deep-water sedimentation. *Marine and Petroleum Geology*, 78:356-372. DOI 10.1016/j.marpetgeo.2016.09.007
- CANUTO J.R., SANTOS P.R., ROCHA-CAMPOS A.C. 2010. Fácies e associações de fácies de diamictitos do Subgrupo Itararé (Paleozóico superior) no norte de Santa Catarina e sul do Paraná, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2):220-235.
- CARVALHO A.H., VESELY F.F. 2017. 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*, 352:45-62. DOI 10.1016/j.sedgeo.2016.12.004
- CARVALHO B.M.V. 2014. Confined Turbidite Sand-sheets in the Paraná and Paganzo Basins. *Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo*, 95p.
- d'AVILA R.S.F. 2009. Sequências deposicionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área de Dr. Pedrinho e Cercanias,

Santa Catarina, Brasil: turbiditos, pelitos e depósitos caóticos. Tese de doutorado. Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale dos Sinos, 233p.

DYKSTRA M., GARYFALOU K., KERTZNIUS V., KNELLER B., MILANA J.P., MOLINARO M., SZUMAN M., THOMPSON P. 2011. Mass-Transport Deposits: Combining Outcrop Studies and Seismic Forward Modeling to Understand Lithofacies Distributions, Deformation, and their Seismic Stratigraphic Expression. In: SHIPP R.C., WEIMER P., POSAMENTIER H.W. (eds). Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings, SEPM (Society for Sedimentary Geology), 293–310p.

DYKSTRA M., KNELLER B., MILANA J.P. 2006. Deglacial and postglacial sedimentary architecture in a deeply incised paleovalley-paleofjord - The Pennsylvanian (late Carboniferous) Jejenes formation, San Juan, Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America*, 118(7–8): 913–37.

EYLES C.H., EYLES N., FRANÇA A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Parana Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40:1-25.

FALLGATTER C., KNELLER B., PAIM P.S.G., MILANA J.P. 2016. Transformation, partitioning and flow–deposit interactions during the run-out of megafloes. *Sedimentology*, 64(2):359-387. DOI 10.1111/sed.12307

FALLGATTER C., PAIM P.S.G. 2019. On the origin of the Itararé Group basal nonconformity and its implications for the Late Paleozoic glaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 531(B):108225. DOI 10.1016/j.palaeo.2017.02.039

FERNÁNDEZ SEVESO F., TANKARD A.J. 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications. In: TANKARD A.J., SUAREZ S., WELSH H.J. (eds). *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 285–301p.

FERNÁNDEZ SEVESO F., PÉREZ M., BRISSON I., ÁLVAREZ L. 1993. Análisis de Cuenca: Técnicas aplicadas a la serie carbónico-pérmica de Paganzo. *Boletín de Informaciones Petroleras* 33:77-107.

FIELDING C.R., FRANK T.D., ISBELL J.L. 2008, The late Paleozoic ice age - A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. In: FIELDING C.R., FRANK T.D., ISBELL J.L. (eds), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America. Special Paper 441, 343–354p. DOI 10.1130/2008.2441(24).

FRANÇA A.B., POTTER P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero, Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2(4):147-191.

GAMBOA D., ALVES T.M., OMOSANYA K.O. 2019. Style and Morphometry of Mass-Transport Deposits across the Espírito Santo Basin (offshore SE Brazil). In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, John Wiley & Sons, Inc. 227-246p.

GONZALEZ BONORINO G., EYLES N. 1995. Inverse relation between ice extent and the late Paleozoic glacial record of Gondwana. *Geology*, 23(11):1015-1018.

GULBRANSON E.L., ISBELL J.L., MONTAÑEZ I.P., LIMARINO C.O., MARENSSI S.A., MEYER K., HULL C. 2014. Reassessment of mid-Carboniferous glacial extent in southwestern Gondwana (Rio Blanco Basin, Argentina) inferred from paleo-mass transport of diamictites. *Gondwana Research*, 25:1369-1379.

HENRY L.C., ISBELL J.L., LIMARINO C.O. 2008. Carboniferous glacial deposits of the Protoprecordillera of west central Argentina. In: FIELDING C.R., FRANK T.D., ISBELL J.L. (eds). *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America. Special Paper 441, 131–142p.

HOLZ M., FRANÇA A.B., SOUZA P.A., IANNUZZI R., ROHN R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2):381-399. DOI 10.1016/j.jsames.2009.04.004

ISBELL J.L., HENRY L.C., GULBRANSON E.L., LIMARINO C.O., FRAISER M.L., KOCH Z.J., CICCIOLO P.L., DINEEN A.A. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research*, 22(1): 1–19.

ISBELL J.L., LENAHER P.A., ASKIN R.A., MILLER M.F., BABCOCK L.E. 2003. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains. *Geology*, 31(11):977-980.

KNELLER B., DYKSTRA M., FAIRWEATHER L., MILANA J.P. 2016. Mass-transport and slope accommodation: Implications for turbidite sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin*, 100(2):213-235. DOI:10.1306/0901151421

KNELLER B., MILANA J.P., BUCKEE C., AL JA'AIDI O. 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): The role of catastrophic sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3/4):348-367. DOI 10.1130/B25242.1

LIMARINO C.O., GUTIERREZ P. 1990. Diamictites in the Agua Colorada Formation (northwestern Argentina): New evidence of Carboniferous glaciation in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1): 9–20.

LIMARINO C.O., CÉSARI S.N. 1988. Paleoclimatic significance of the lacustrine Carboniferous deposits in northwest Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65(1–2):115–31.

LIMARINO C.O., CÉSARI S.N., NET L.I., MARENSSI S.A., GUTIERREZ R.P., TRIPALDI A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 445-460.

LIMARINO C.O., SPALLETTI L.A., PIÑOL F.C. 2010. Evolución paleoambiental de la transición glacial-postglacial en la Formación Agua Colorada (Grupo Paganzo), Carbonífero, Sierra de Narvéez, NO argentino. *Andean Geology*, 37(1):121–143.

LÓPEZ-GAMUNDÍ O.R. 1997. Glacial–post-glacial transition in the late Palaeozoic basins of Southern South America. In: MARTINI I.P. (ed.) *Late Glacial*

and Post-glacial Environmental Changes: Quaternary Carboniferous–Permian, and Proterozoic. Oxford University Press, Oxford U.K, 147–168p.

LÓPEZ-GAMUNDÍ O.R., LIMARINO C.O., CÉSARI S.N. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91:305–329.

LÓPEZ-GAMUNDÍ O.R., MARTINEZ M. 2000. Evidence of glacial abrasion in the Calingasta–Uspallata and western Paganzo Basins, mid-Carboniferous of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159:145–165.

MARTINSEN O.J. 1994. Mass movements. In: MALTMAN A. (eds.). *The Geological Deformation of Sediments*. London, Springer Science+Business Media, 127-165p.

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.

MILANA J.P., KNELLER B., DYKSTRA M. 2010. Mass-Transport Deposits and Gravity Flows, Syn- to Post-Glacial Carboniferous Basins of Western Argentina. Field Guide, International Sedimentological Congress, Mendoza. International Association of Sedimentologists, 88p.

MILANI E.J., MELO J.H.G. DE, SOUZA P.A. DE, FERNANDES L.A., FRANÇA A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2):265-287.

MOTTIN T.E., VESELY F.F., RODRIGUES M.C.N.L., KIPPER F., SOUZA P.A. 2018. The paths and timing of late Paleozoic ice revisited: New stratigraphic and paleo-ice flow interpretations from a glacial succession in the upper Itararé Group (Paraná Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 490:488–504. DOI 10.1016/j.palaeo.2017.11.031

NELSON C.H., ESCUTIA C., DAMUTH J.E., TWICHELL D. 2011. Interplay of Mass-Transport and turbidite-system deposits in different active tectonic and passive continental margin settings: external and local controlling factors. In: SHIPP R.C., WEIMER P., POSAMENTIER H.W. (eds). *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. SEPM Society for Sedimentary Geology, 96, 39-66.

NEMEC W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: COLELLA A., PRIOR D.B. (eds.). *Coarse-Grained Deltas*. The International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, p. 29-73.

NEVES L.F., GUEDES C.C.F., VESELY F.F. 2019. Facies, petrophysical and geochemical properties of gravity-flow deposits in reservoir analogs from the Itararé Group (Late Carboniferous), Paraná Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 110:717-736.

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.

PUIGDOMENECH C.G, CARVALHO B., PAIM P.S.G, FACCINI U.F. 2014. 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.

RAMOS V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30 to 33 S latitude. *Special Paper of the Geological Society of America*, 218:31–54.

RAMOS V.A., JORDAN T.E., ALLMENDINGER R.W., MPODOZIS C., KAY S.M., CORTÉS J.M., PALMA, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5(6):855–80.

REBELO T.B., NASCIMENTO M.S. 2016. Tratos deposicionais glaciais da Formação Taciba (Grupo Itararé) na região de Alfredo Wagner, Santa Catarina. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 48. Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG, p. 2215.

ROCHA-CAMPOS A.C. 1963. Deformações penecontemporâneas em sedimentos glácio-lacustres do Grupo Tubarão. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 12(1e2):49-56.

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. DOI 10.1016/j.marpetgeo.2019.104033

SCARSELLI N., McCLAY K., ELDERS C. 2019. Seismic examples of composite slope failures (offshore North West shelf, Australia). In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, Joh Wiley & Sons, Inc. 261-276p.

SCHNEIDER R.L., MUHLMANN H., TOMMASI E., MEDEIROS R.S., DAEMON R.F., NOGUEIRA A.A. 1974. Revisão estratiográfica da Bacia do Parana. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28., Porto Alegre. Anais...São Paulo: SBG, p. 41-66.

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.

SOBIESIAK M.S., ALSOP G.I., KNELLER B., MILANA J.P. 2017. Sub-seismic scale folding and thrusting within an exposed mass transport deposit: A case study from NW Argentina. *Journal of Structural Geology*, 96:176-191.

SOBIESIAK M.S., KNELLER B., ALSOP G.I., MILANA J.P. 2018. Styles of basal interaction beneath mass transport deposits. *Marine and Petroleum Geology*, 98:629–639.

SOBIESIAK M.S., VALDEZ V.B., KNELLER B., ALSOP G.I., MILANA J.P. 2019. Block generation, deformation, and interaction of Mass-Transport Deposits with the seafloor: an outcrop-based study of the Carboniferous Paganzo Basin (Cerro Bola, NW Argentina). In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, Joh Wiley & Sons, Inc. 91-104p.

SOLHEIM A., BERG K., FORSBERG C.F., BRYN P. 2005. The Storegga slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, 22:97-107.

SUSS J.F. 2013. Depósitos de fluxos gravitacionais no registro glacial gondwânico: um estudo comparativo entre o Grupo Itararé, sudoeste da Bacia do Paraná e o Grupo Paganzo no noroeste da Argentina. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 80p. <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/33337>

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. *Geociências*, 33(4):701-719.

VALDEZ V.B., MILANA J.P., KNELLER B. 2015. Megadeslizamientos gravitacionales de la Formación Guandacol em Cerro Bola y Sierra de Mas y su relación con la glaciación del Paleozoico tardio, La Rioja, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 22(2):109-133.

VALDEZ V.B., MILANA J.P., SOBIESIAK M.S., KNELLER B. 2019. The Carboniferous MTD complex at La Peña canyon, Paganzo Basin (San Juan, Argentina). In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, Joh Wiley & Sons, Inc. 105-116p

VALDEZ V.B., MILANA J.P., DI PASQUO M., ABURTO J.E. 2021. The glacial paleovalley of Vichigasta: Paleogeomorphological and sedimentological evidence for a large continental ice-sheet for the mid-Carboniferous over central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 106:103066.

VESELY F.F., RODRIGUES M.C.N.L., ROSA E.L.M., AMATO J.A., TRZASKOS B., ISBELL J.L., FEDORCHUK N.D. 2018. Recurrent emplacement of non-glacial diamictite during the late Paleozoic ice age. *Geology*, 46(7):615-618.

VESELY F.F., TRZASKOS B., KIPPER F., ASSINE M.L., SOUZA P.A. 2015. Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 326:45-63. DOI 10.1016/j.sedgeo.2015.06.012

WEINSCHÜTZ L.C., CASTRO J.C. 2005. A sequência Mafra Superior/ Rio do Sul Inferior (Grupo Itararé, Permocarbonífero) em sondagens testemunhadas da região de Mafra (SC), margem leste da Bacia do Paraná. *Geociências*, 24(2):131-141.

7. RESULTADOS COMPLEMENTARES

O desenvolvimento da pesquisa resultou em uma série de resultados que serviram de base para a elaboração dos manuscritos apresentados, que serão detalhados a seguir.

7.1. CATÁLOGO DE FÁCIES

A descrição detalhada dos testemunhos de sondagens permitiu o reconhecimento de 33 fácies sedimentares, as quais foram catalogadas, fotografadas e descritas, servindo de referência para a tese. Foram descritas 6 fácies de constituição lamosa, correspondendo a siltitos e folhelhos, além de 5 fácies heterolíticas, sendo que em 2 delas foi feita a classificação como ritmitos por ser observada a alternância regular entre as camadas em detrimento dos heterolitos que apresentam aspecto não-ritmico, 3 fácies de diamictitos, 16 fácies de arenitos e 3 fácies de conglomerados. A tabela 7.1 apresenta um resumo das estruturas e processos referentes a cada fácies, servindo de referência para os mnemônicos utilizados.

7.1.1. Lamitos

Correspondem a 8% das fácies reconhecidas nos testemunhos, sendo caracterizados por lamitos maciços, folhelhos sem ou com clastos caídos perturbando a laminação, constituídos por seixos e grânulos de rochas ígneas e metamórficas, além de lentes delgadas e descontínuas de constituição arenosa e baixa seleção granulométrica. Em níveis restritos há presença de concreções piritosas, além de raras ocorrências de laminações convolutas. Também é reconhecida fácies de siltitos com estruturas de carga do tipo bolas e almofadas como pertencentes a este grupo (Fig. 7.1).

São interpretados como fácies depositadas por decantação de sedimentos de granulação argila e silte em ambiente subaquoso de baixa energia, abaixo da ação de ondas (fácies Fm e FI). A influência glacial pode ser inferida pela presença da fácies FI-d, na qual os clastos e as lentes descontínuas de arenitos são provenientes do desprendimento de carga sedimentar transportada por gelo flutuante, em locais de lâmina de água profunda (Thomas & Connell 1985, Gilbert 1990, Bennett et al. 1996). A ocorrência de concreções piritosas (fácies FI(c)) é interpretada como sendo a substituição diagenética em indícios de atividade biológica (Mouro et al. 2016), de ocorrência vertical restrita. A rápida deposição de sedimentos de granulação areia muito fina sobre um substrato siltico inconsolidado é relacionada como o processo responsável pela formação de estruturas de carga do tipo bolas e almofadas nas fácies F-bp (Lowe 1976, Owen 1987, Owen 2003). A fácies FI(d) exibe laminação convoluta resultado da deformação compressiva por processos de escorregamento sobre uma superfície levemente inclinada (Collinson 1994, Shanmugam 2017).

Tabela 7.1: Fácies sedimentares reconhecidas, com descrição sucinta de fácies, estruturas deposicionais, processos e indicação de fotografia representativa.

Fácies Codes	Foto	Fácies	Estruturas Sedimentares	Processo Depositional
Fm	Fig.7.1(A)	Lamito	Maciço	Decantação de lama
Fl-d	Fig.7.1(B)	Folhelho com clastos caídos	Laminação horizontal perturbada/ interrompida por clastos; raras lentes delgadas de arenito muito fino	Decantação de lama e queda de clastos por gelo flutuante
Fl	Fig.7.1(C)	Folhelho	Laminação horizontal	Decantação de lama
Fl(e)	Fig.7.1(D)	Folhelho com concreções	Laminação horizontal com presença de concreções piritizadas	Decantação de lama e atividade biológica
F-bp	Fig.7.1(E)	Siltito com estruturas de carga	Estruturas de carga na forma de bolas e almofadas	Decantação de lama e fluxos trativos
Fl(d)	Fig.7.1(F)	Folhelho com deformações	Laminação horizontal com dobras convolutas	Decantação de lama e escorregamentos
Rg-d	Fig.7.2(A)	Ritmito de arenito muito fino e e siltito, com clastos caídos	Laminação horizontal com gradação normal, perturbada por eventuais clastos caídos, subordinadamente laminação cruzada cavalgante subcrítica, e lentes milimétricas de granação areia grossa	Fluxos desacelerantes e clastos e lentes descontínuas de granação areia grossa transportados por gelo flutuante
Rg(d)	Fig.7.2(B)	Ritmito de arenito muito fino e siltito, deformados	Laminação horizontal com gradação normal, e dobras de pequeno porte	Fluxos desacelerantes, e escorregamentos
Hg	Fig.7.2(C)	Heterolito de arenito muito fino e siltito	Laminação horizontal com gradação normal de arenitos muito finos à siltitos	Fluxos turbulentos de baixa densidade, desacelerantes
Hr(d)	Fig.7.2(D)	Heterolito de siltito e arenito muito fino, deformado	Camadas com laminação cruzada cavalgante, descontínuas, deformadas	Fluxos trativos e escorregamentos
H(d)	Fig.7.2(E)	Heterolito de arenito muito fino e folhelho, deformado	Camadas rompidas e com dobras abertas e fechadas	Escorregamentos
Dmm	Fig.7.3(A)	Diamictito de matriz siltico-argilosa maciço	Maciço, com seixos dispersos em matriz siltico argilosa	Fluxos de detritos
Dms	Fig.7.3(B)	Diamictito de matriz argilosa e estratificado	Estratificação plano-paralela	Decantação de fluxos homo/hipopieais com chuva de detritos
Dms(d)	Fig.7.3(C)	Diamictito de matriz siltico-argilosa, estratificado e deformado	Estratificação definida por camadas descontínuas ou rompidas de arenitos	Tranporte em massa
Sm	Fig.7.4(A)	Arenito fino maciço	Maciço	Fluxos gravitacionais de sedimentos
Sm-ic	Fig.7.4(B)	Arenito fino maciço com intraclastos pelíticos	Maciço com intraclastos pelíticos	Fluxos gravitacionais de sedimentos
Sm-g	Fig.7.4(C)	Arenito fino maciço com grânulos	Maciço com grânulos dispersos	Fluxos gravitacionais de sedimentos
Sh	Fig.7.4(D)	Arenito muito fino com laminação plano-paralela	Laminação plano-paralela	Fluxos trativos
Sr	Fig.7.4(E)	Arenito muito fino a fino com laminação cruzada cavalgante	Laminação cruzada cavalgante	Fluxos trativos, com decantação de lama
Sp	Fig.7.4(F)	Arenito fino a médio com estratificação cruzada planar	Estratificação cruzada tabular	Fluxos trativos
Sp-ic	Fig.7.4(G)	Arenito fino a médio com estratificação cruzada planar e intraclastos pelíticos	Estratificação cruzada tabular com intraclastos	Fluxos trativos
Sg	Fig.7.4(H)	Arenito grosso a médio com gradação normal	Gradação normal	Fluxos hiperconcentrados desacelerantes
Sg-c	Fig.7.4(I)	Arenito grosso a médio com gradação normal, conglomerático	Gradação normal	Fluxos hiperconcentrados desacelerantes
Sg-ic	Fig.7.4(J)	Arenito grosso a médio com gradação normal e intraclastos pelíticos	Gradação normal com intraclastos	Fluxos hiperconcentrados desacelerantes
Si	Fig.7.4(K)	Arenito médio a grosso com gradação inversa	Gradação inversa	Fluxos hiperconcentrados acelerantes
Si-ic	Fig.7.4(L)	Arenito médio a grosso com gradação inversa e intraclastos pelíticos	Gradação inversa com intraclastos	Fluxos hiperconcentrados acelerantes
S(d)	Fig.7.4(M)	Arenito muito fino homogeneizados	Camadas rompidas, homogeneizadas	Remobilização de sedimentos arenosos e lamosos previamente depositados
Sr(d)	Fig.7.4(N)	Arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante e estruturas de deformação	Laminação cruzada cavalgante, dobras convolutas de pequeno porte, raras estruturas em chama	Fluxos trativos e escorregamentos
Sg(d)	Fig.7.4(O)	Arenito muito fino a silte com gradação normal e estruturas de deformação	Gradação normal, dobras isoclinais e laminação plano paralela	Fluxos hiperconcentrados desacelerantes e escorregamentos
Sc(d)	Fig.7.4(P)	Arenito conglomerático com com estruturas de deformação	Camadas estiradas, rompidas e inclinadas de arenitos e lamitos; orientação de seixos concordantes à deformação	Fluxos gravitacionais de sedimentos
Gm	Fig.7.5(A)	Conglomerado maciço	Maciço	Fluxos hiperconcentrados
Gm-ic	Fig.7.5(B)	Conglomerado maciço com intraclastos pelíticos	Maciço	Fluxos gravitacionais de grãos
Gg	Fig.7.5(C)	Conglomerado com gradação normal	Gradação normal	Fluxos hiperconcentrados desacelerantes.

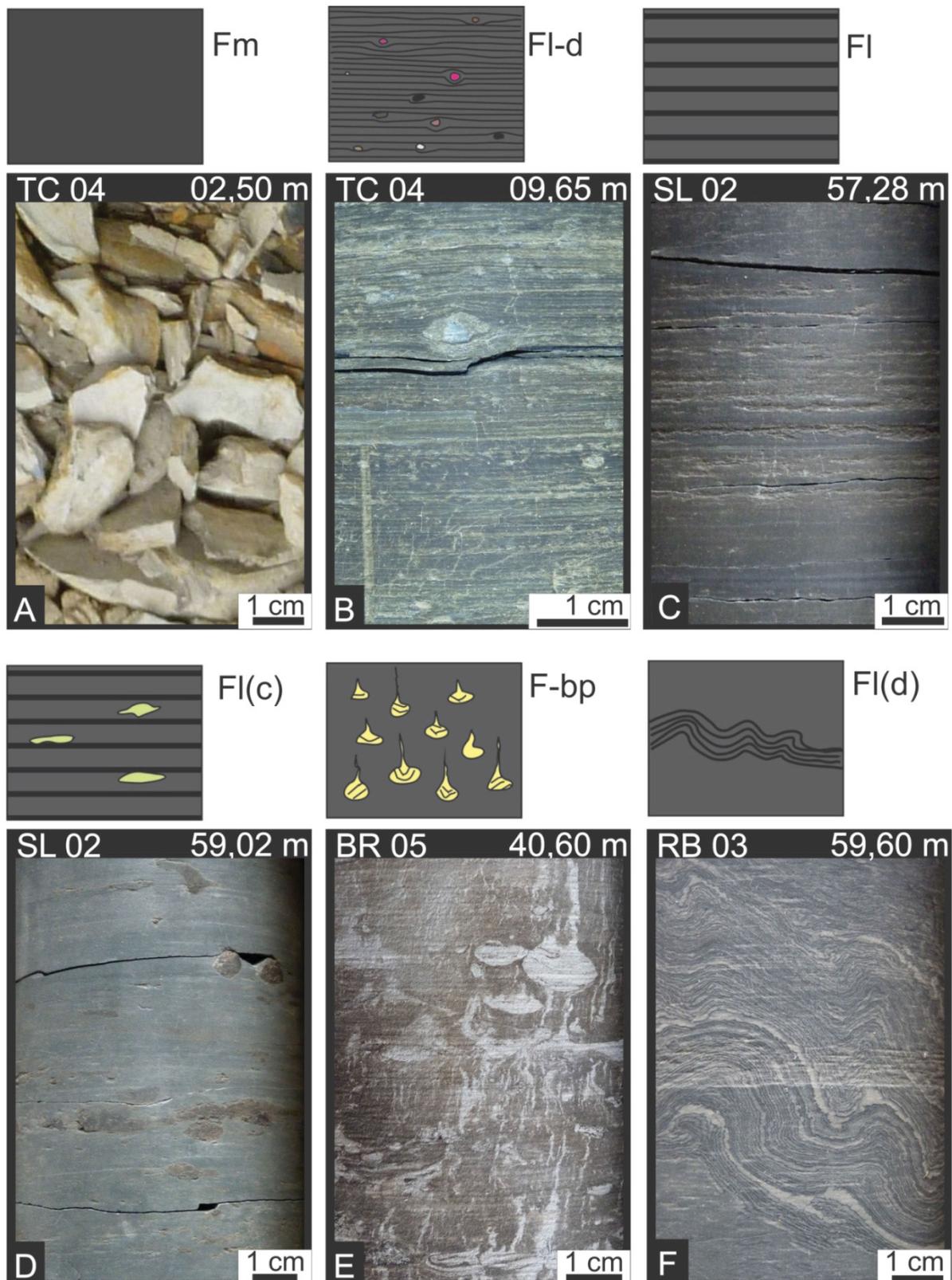


Fig. 7.1: Fácies pelíticas: (A) lamitos maciços, sondagem TC4, profundidade de 2,50 metros; (B) folhelho com clastos caídos, sondagem TC4, profundidade de 9,65 metros; (C) folhelho, sondagem SL2, profundidade de 57,28 metros; (D) folhelho com concreções, sondagem SL2, profundidade de 59,02 metros; (E) siltito com estruturas de bolas e almofadas, sondagem BR5, profundidade de 40,60 metros; (F) folhelho com feições de deformação, sondagem RB3, profundidade de 59,60 metros.

7.1.2. Heterolitos

Estão presentes em 16% do total de fácies descritas, sendo caracterizados pela intercalação rítmica ou não de camadas de arenitos muito finos e siltitos (Fig. 7.2). As fácies rítmicas correspondem à alternância de lâminas com espessuras aproximadamente regular, com presença de clastos caídos perturbando a laminação, como no caso da fácies Rg-d. Em algumas porções arenosas desta fácies ocorre laminação cruzada cavalgante na forma de lentes isoladas, podendo também estar presente lentes maciças com espessura inferior a 1 centímetro e granulação areia grossa. As estruturas de deformação que ocorrem nas fácies rítmicas (Rg(d)) são representadas por laminações convolutas, e dobras do tipo isoclinais e recumbentes.

As fácies cuja intercalação de litologias não possuem espessuras regularmente distribuídas, denominadas por Hg, exibem gradação da fração areia muito fina para silte. São dispostas em lâminas horizontais, porém é comum a deformação cujo grau de intensidade é diretamente proporcional à homogeneização das fácies. Em alguns casos ainda é reconhecida alguma estrutura deposicional, como no caso de laminação cruzada cavalgante na fácies Hr(d), enquanto que em outras situações somente é distinguida a presença de duas litologias, sem reconhecer estruturas primárias, onde o grau de deformação plástica é refletido em dobras, camadas rompidas, e descontínuas, e limites difusos entre as litologias (fácies H(d)).

Estas fácies são interpretadas como sendo o produto de processos trativos desacelerantes em um ambiente de baixa energia, com a deposição de delgadas lâminas com gradação normal de areia fina a muito fina, seguidas pela decantação de silte e argila (Mulder & Alexander 2001). A presença de laminação cruzada cavalgante unidirecional em intervalos com espessuras delgadas também corrobora a existência de fluxos trativos episódicos (fácies Rg-d). Nesta referida fácies também estão presentes lentes de arenito médio e clastos caídos perturbando a laminação, sugerindo a influência glacial por gelo flutuante.

As feições de deformação presentes nas fácies Rg(d), Hr(d) e H(d) respondem à intensidade de deformação, sendo mais branda na primeira, com dobras assimétricas e fácil reconhecimento das estruturas sedimentares, onde provavelmente a instabilidade em um talude deposicional tenha sido responsável por deslizamentos de pequena intensidade. O aumento da deformação é refletido em camadas rompidas, descontínuas, presença de dobras assimétricas e falhas normais e inversas de pequeno porte, como no caso da fácies Hr(d). Em situação de máxima deformação deste grupo de fácies, ocorre intensa mistura entre as camadas heterolíticas (Eyles & Eyles 2000, Sobiesiak et al. 2016, Alsop et al. 2019, Rodrigues et al. 2020), as quais são caracterizadas por serem descontínuas, dobradas, com bordas interdigitadas e difusas (fácies H(d)).

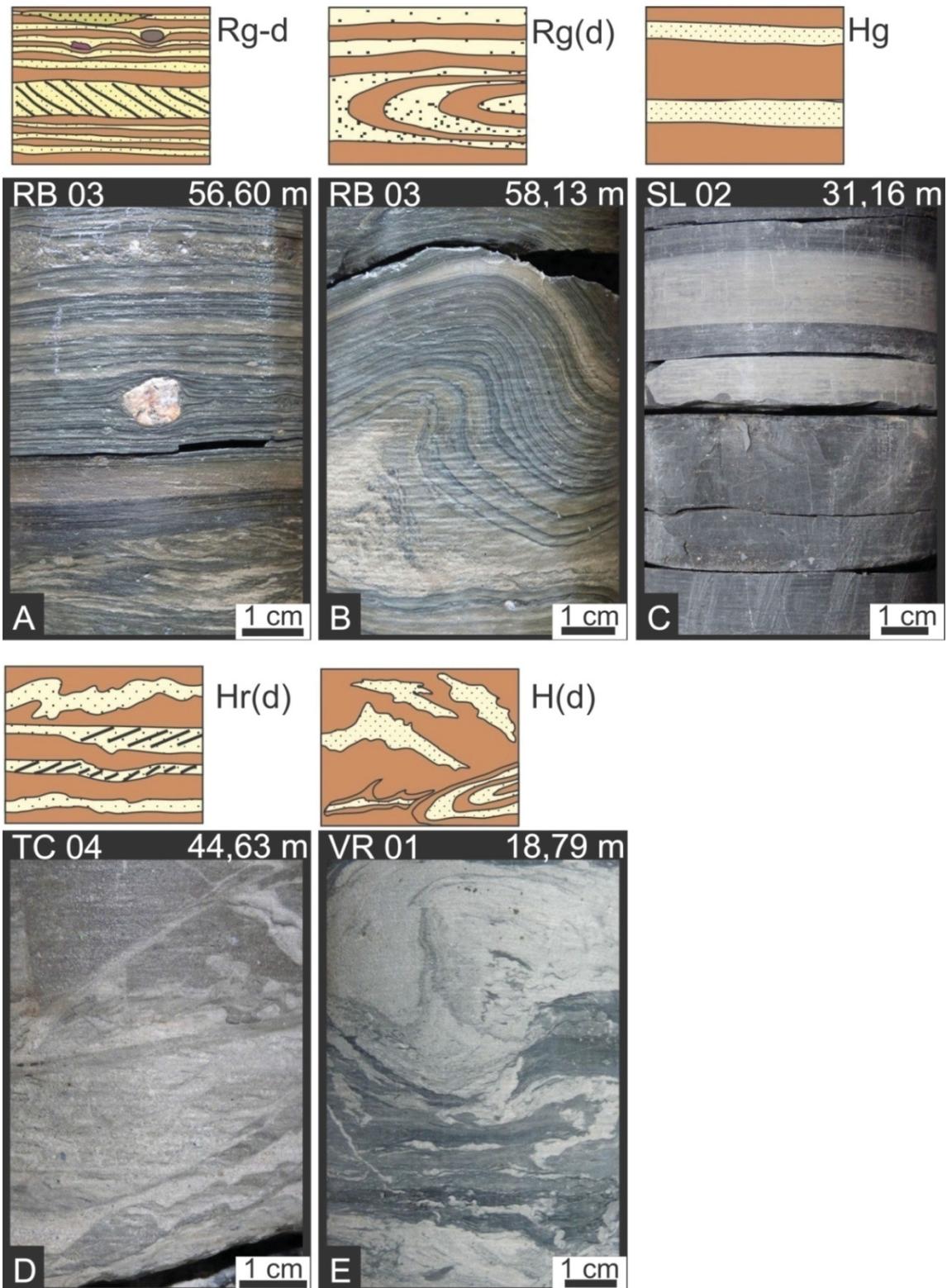


Fig. 7.2: Fácies heterolíticas: (A) ritmito de arenito muito fino e siltito, com clastos caídos, sondagem RB3, profundidade de 56,60 metros; (B) ritmito de arenito muito fino e siltito, com estruturas de deformação, sondagem RB3, profundidade de 58,13 metros; (C) heterolito de siltito e arenito muito fino, sondagem SL2, profundidade de 31,16 metros; (D) heterolito de siltito e arenito muito fino, com laminação cruzada cavalgante e estruturas de deformação, sondagem TC4, profundidade de 44,63 metros; (E) heterolito de arenito muito fino e folhelho, com estruturas de deformação intensa, sondagem VR1, profundidade de 18,79 metros.

7.1.3. Diamictitos

Fácies correspondentes a diamictitos, utilizando a classificação de Flint et al. (1960a, 1960b) e Eyles et al. (1983), estão presentes em 30% dos testemunhos descritos, sendo caracterizadas por rochas de matriz siltico-argilosa, com presença de seixos e grânulos de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, com diferentes intensidades de homogeneização da matriz (Fig. 7.3). Algumas camadas têm aspecto maciço, com até 25 metros de espessura, caracterizadas como fácies Dmm. A presença de camadas subhorizontais a levemente inclinadas de arenitos muito finos, descontínuos e deformados, em alguns casos sendo possível reconhecer estruturas sedimentares primárias, definem a fácies Dms(d). Uma terceira fácies de diamictitos é reconhecida (Dms), de ocorrência pouco expressiva, com estratificação definida pelo arranjo subhorizontal de seixos, grânulos e clastos argilosos envolvidos por uma matriz siltico argilosa, sem feições de deformação.

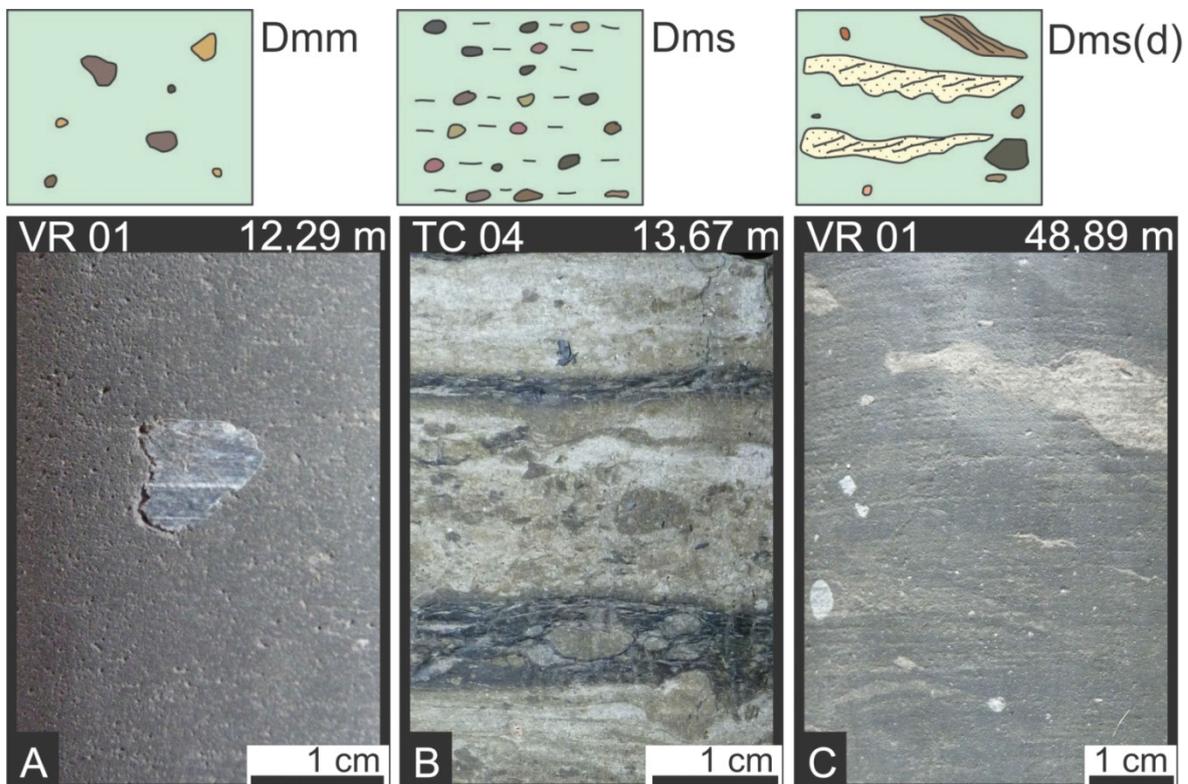


Fig. 7.3: Fácies de diamictitos: (A) diamictito de matriz siltico-argilosa e aspecto maciço, sondagem VR1, profundidade de 12,29 metros; (B) diamictito de matriz argilosa e estratificado, sondagem TC4, profundidade de 13,67 metros; (C) diamictito de matriz siltico-argilosa, estratificado e com feições de deformação, sondagem VR1, profundidade de 48,89 metros.

Interpreta-se que as fácies de aspecto maciço, Dmm, tiveram deposição controlada por fluxos de detritos em ambiente subaquoso (Lowe 1982), enquanto a decantação de sedimentos pelíticos, provenientes de fluxos homo ou hipopicnais, em deposição com concomitante processo de chuva de grãos ou detritos, desprendidos de base de geleiras durante fase de deglaciação ou recuo, podem ter originado os depósitos das fácies Dms (Eyles et al. 1985). Diamictitos com feições de deformação, representados pela fácies Dms(d), têm origem relacionada a processos de escorregamentos evoluídos, com incorporação e desagregação de

camadas arenosas, pelíticas e heterolíticas previamente depositados (Eyles et al. 1983, Eyles & Eyles 2000), resultando no incremento de matriz argilosa mais homogênea, porém ainda guardando resquícios das rochas originais na forma de camadas descontínuas.

7.1.4. Arenitos

Correspondem a 45% das fácies descritas nos testemunhos, sendo individualizadas 16 fácies de constituição arenosa (Fig. 7.4), das quais quatro delas possuem feições de deformação. Há predomínio de fácies de granulação areia muito fina a fina, com laminação cruzada cavalgante (Sr) e arenitos maciços (Sm e Sm-g), enquanto fácies com estratificação plano-paralela (Sh) e estratificação cruzada planar (Sp) têm menor ocorrência. Quando maciças, as camadas atingem as maiores espessuras individualizadas, alcançando 8 metros, enquanto que para as demais fácies são de poucos centímetros até 2 metros. Níveis de intraclastos argilosos são identificados tanto em fácies maciças (Sm-ic) quanto em fácies estratificadas (Sg-ic, Si-ic e Sp-ic), sendo que nestas últimas é comum estarem dispostos concordante com a estratificação. Fácies com granulação média e grossa geralmente apresentam gradação inversa (Si) ou normal (Sg e Sg-c), inclusive com alternância de um padrão para o outro num mesmo intervalo. São comuns feições de deformação como dobras de pequena amplitude, dobras convolutas, e estruturas de carga em base de camadas, sendo que em alguns casos é possível reconhecer estruturas primárias como nas fácies Sr(d) e Sg(d), enquanto em outros apresentam alto grau de homogeneização (fácies S(d) e Sc(d)), nas quais é impossível identificar qualquer estrutura sedimentar primária.

A fácies de arenito maciço (Sm) tem como possível processo deposicional a atuação de fluxos gravitacionais de sedimentos em um ambiente subaquoso, com rápida deposição da carga sedimentar por congelamento do fluxo (Mulder & Alexander 2001), interpretação esta também atribuída à fácies Sm-g, a qual apresenta grânulos dispersos em meio a camadas maciças. Apesar da granulação dominante ser de areia muito fina, a presença de intraclastos argilosos (Sm-ic) sugere que estes fluxos tiveram energia suficiente para promover a erosão de um substrato pelítico sobre o qual estes fluxos passaram. Fluxos hiperconcentrados em sedimentos foram responsáveis pela formação de camadas gradadas (Lowe 1979, Kneller 1995, Mulder & Alexander 2001), onde processos com fluxo desacelerantes geraram fácies de arenitos com gradação normal (Sg) enquanto que fluxos acelerantes geraram fácies de arenitos com gradação inversa (Si). Dependendo do tipo de substrato sobre o qual estes fluxos se desenvolveram, foram condicionadas a formação das fácies com intraclastos pelíticos (Sg-ic e Si-ic). A ocorrência de fácies de arenitos grossos, com gradação normal dos constituintes da matriz, e arcabouço conglomerático (Sg-c), é reflexo de sítios deposicionais com maior energia de fluxo de transporte, apesar da ocorrência vertical restrita.

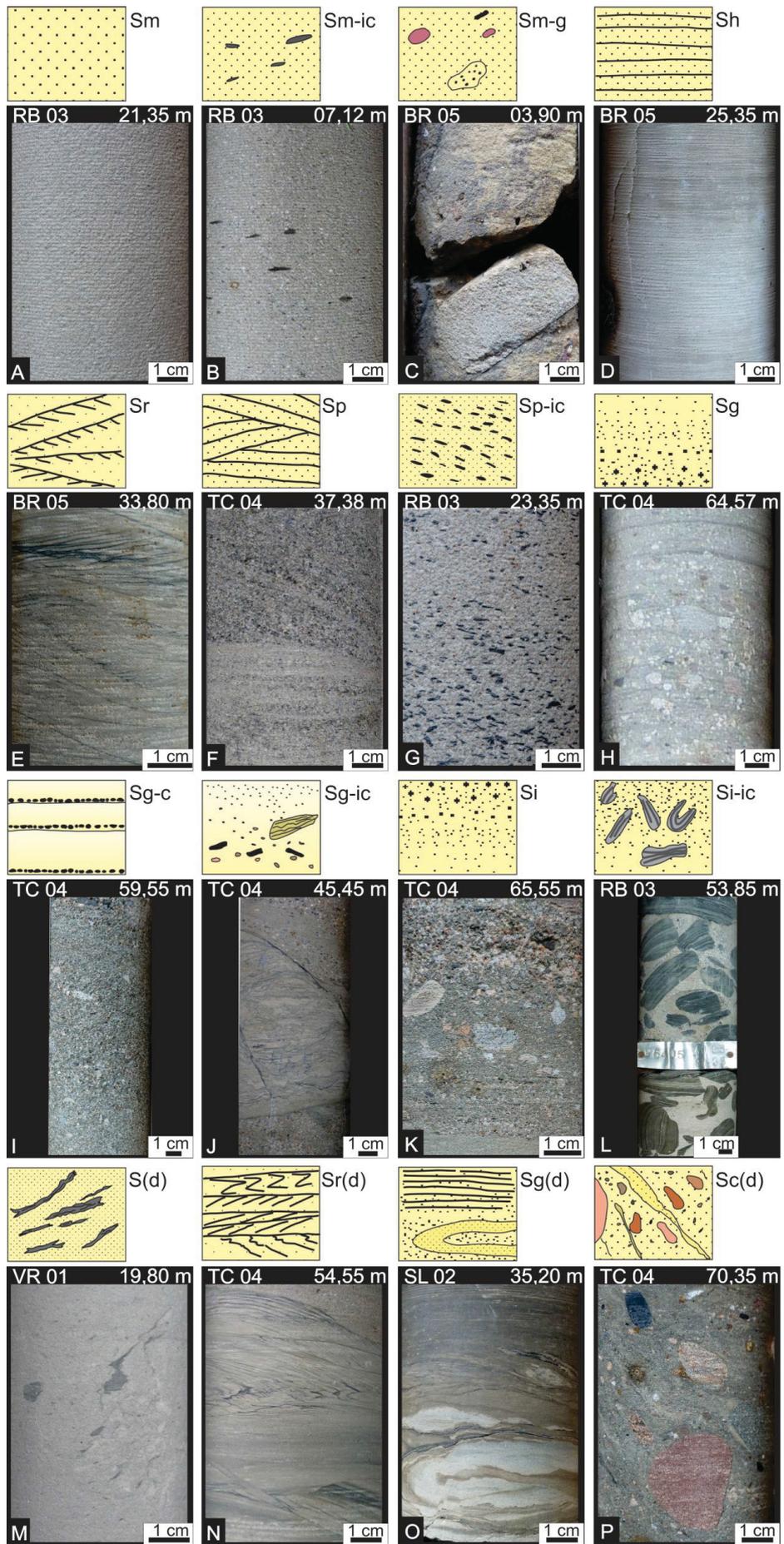


Fig. 7.4: Fácies de arenitos: (A) arenito fino maciço, sondagem RB3, profundidade de 21,35 metros; (B) arenito fino maciço com intraclastos pelíticos, sondagem RB3, profundidade de 7,12 metros; (C) arenito fino maciço com grânulos, sondagem BR5, profundidade de 3,90 metros; (D) arenito muito fino com laminação plano-paralela, sondagem BR5, profundidade de 25,35 metros; (E) arenito muito fino a fino com laminação cruzada cavalgante, sondagem BR5, profundidade de 33,80 metros; (F) arenito fino a médio com estratificação cruzada planar, sondagem TC4, profundidade de 37,38 metros; (G) arenito fino a médio com estratificação cruzada planar e intraclastos pelíticos, sondagem RB3, profundidade de 23,35 metros; (H) arenito grosso à médio com gradação normal, sondagem TC4, profundidade de 64,57 metros; (I) arenito grosso à médio com gradação normal, conglomerático, sondagem TC4, profundidade de 59,55 metros; (J) arenito grosso à médio com gradação normal e intraclastos pelíticos, sondagem TC4, profundidade de 45,45 metros; (K) arenito médio à grosso com gradação inversa, sondagem TC4, profundidade de 65,55 metros; (L) arenito médio à grosso com gradação inversa e intraclastos pelíticos, sondagem RB3, profundidade de 53,85 metros; (M) arenito muito fino, homogeneizado, sondagem VR1, profundidade de 19,80 metros; (N) arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante e estruturas de deformação, sondagem TC4, profundidade de 54,55 metros; (O) arenito muito fino à silte com gradação normal e estruturas de deformação, sondagem SL2, profundidades de 35,20 metros; (P) arenito conglomerático com estruturas de deformação, sondagem TC4, profundidade de 70,35 metros.

As fácies de arenitos com estratificação plano-paralela (Sh) têm origem relacionada a correntes trativas em regime de fluxo superior (Allen 1982), as quais por desaceleração e conseqüente mudança para um regime de fluxo inferior, podem ter promovido a deposição das fácies de arenitos com estratificação cruzada planar (Sp) (McDonald & Vincent 1972) e variantes com intraclastos pelíticos (Sp-ic), as quais foram formadas por migração de dunas de crista reta (2D), sob fluxos trativos unidirecionais. Em situações onde a granulação do sedimento transportado correspondia a arenito muito fino, e as correntes trativas unidirecionais eram associadas a processos concomitantes de decantação, formaram fácies com laminação cruzada cavalgante (Sr) (Hunter 1977, Ashley 1982), as quais possuem expressiva ocorrência nas sondagens TC4, BR5 e RB3.

As estruturas de deformações presentes nas fácies S(d), Sr(d), Sg(d) e Sc(d), como camadas rompidas, dobras isoclinais e convolutas, podem ser atribuídas a processos de instabilidade de talude deposicional, onde deslizamentos e escorregamentos induzidos pelo aporte sedimentar causaram pequenas deformações locais. Também processos de intensidade maior, como grandes escorregamentos de depósitos previamente sedimentados, transportados em massa na forma de grandes blocos (Eyles & Eyles, 2000) em meio às fácies de matriz argilosa, podem ter sido o processo formador das fácies S(d) presentes na sondagem VR1, com elevada homogeneização do depósito, acentuada nos limites superior e inferior do intervalo.

7.1.5. Conglomerados

Representam cerca de 1% dos testemunhos, de ocorrência restrita à sondagem TC4. Correspondem principalmente a camadas com gradação normal dos constituintes do arcabouço, com espessura máxima de 50 cm e empilhamento de até 2,5 metros (fácies Gg). Além de exibir gradação normal, as fácies de conglomerados ocorrem subordinadamente como camadas maciças, com espessuras de no máximo 1 metro, constituídas por blocos, seixos e grânulos de

rochas ígneas, metamórficas e sedimentares (Gm), eventualmente com presença de intraclastos argilosos (Gm-ic) (Fig. 7.5).

A fácies com gradação normal (Gg) possivelmente foi depositada por fluxos hiperconcentrados em ambiente subaquoso (Walker 1975), com alta capacidade erosiva, e desaceleração de fluxo marcada pela diminuição da granulação para o topo das camadas. Em situações onde a deposição ocorreu por congelamento friccional da carga sedimentar transportada (Mulder & Alexander 2001) foram formadas camadas com aspecto maciço, como no caso das fácies Gm e Gm-ic, sendo que neste último, a incorporação de fragmentos pelíticos evidencia a existência de processos erosivos.

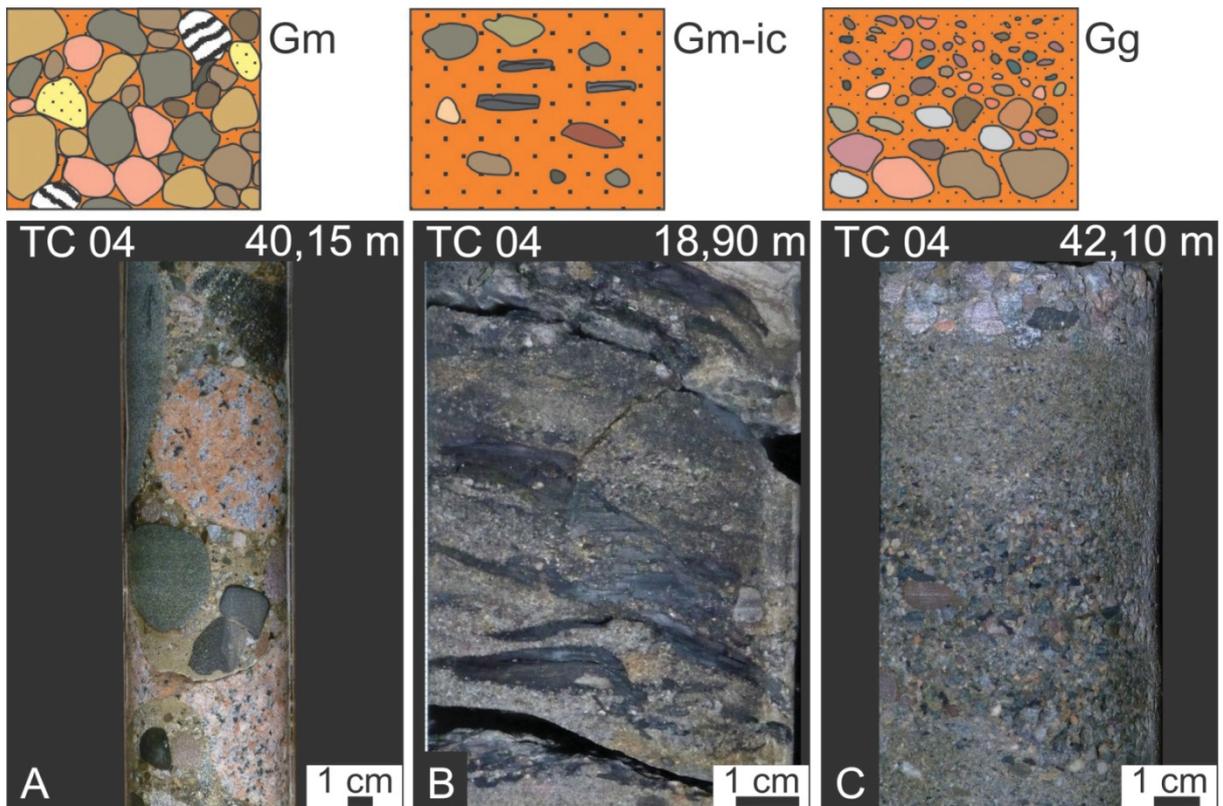


Fig. 7.5: Fácies de conglomerados: (A) conglomerado maciço, sondagem TC4, profundidade de 40,15 metros; (B) conglomerado maciço com intraclastos pelíticos, sondagem TC4, profundidade de 18,90 metros; (C) conglomerado com gradação normal, sondagem TC4, profundidade de 42,10 metros.

7.2. PERFIS VERTICAIS DAS SONDAGENS RASAS

Cada uma das 5 sondagens rasas (VR1, SL2, RB3, TC4, e BR5) resultou em um perfil sequencial de fácies (Fig. 7.6 e Fig. 7.7), que retrata a variação de granulação dos constituintes das rochas, em conjunto com as estruturas sedimentares reconhecidas. As fácies presentes também estão posicionadas, de modo que estes perfis representam o empilhamento sedimentar contínuo.

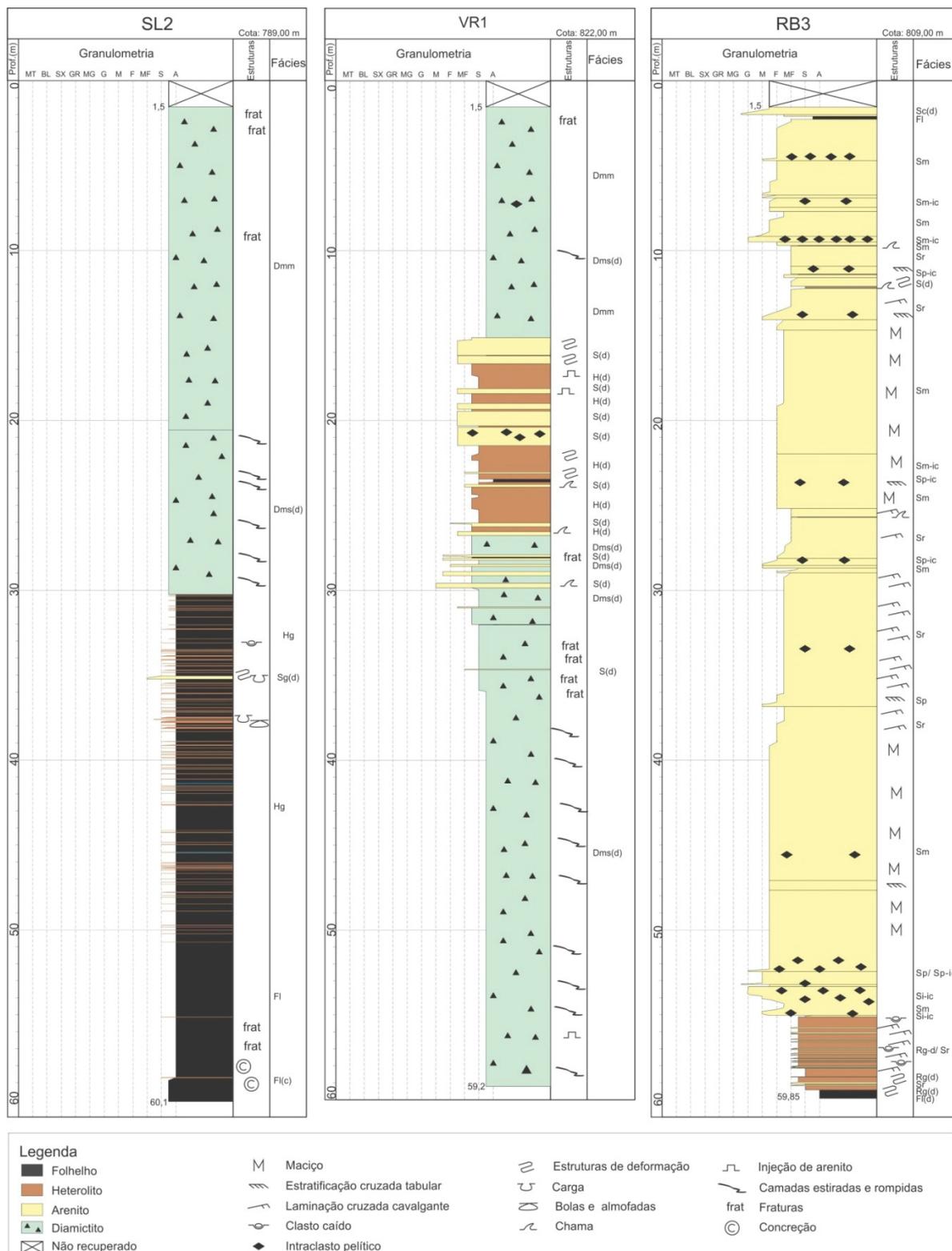


Fig. 7.7: Perfil sequencial de fácies nas sondagens SL02, VR01 e RB03 (legenda dos mnemônicos na tabela 7.1).

7.3. MAPA GEOLÓGICO

Os traçados de quebras de relevo e lineamentos sobre uma base topográfica, juntamente com dados de descrição de afloramentos e sondagens, permitiu a elaboração de um mapa geológico com a distribuição espacial das associações de fácies (Fig. 7.8). A unidade mapeada como turbiditos espessos tem distribuição restrita, o que pode corroborar a interpretação de ter sido depositada sobre irregularidades sobre os depósitos de transporte em massa. Já a interrupção na continuidade da unidade referente ao Folhelho Lontras e turbiditos delgados, pode ser associada ao caráter erosivo da unidade de MTDs.

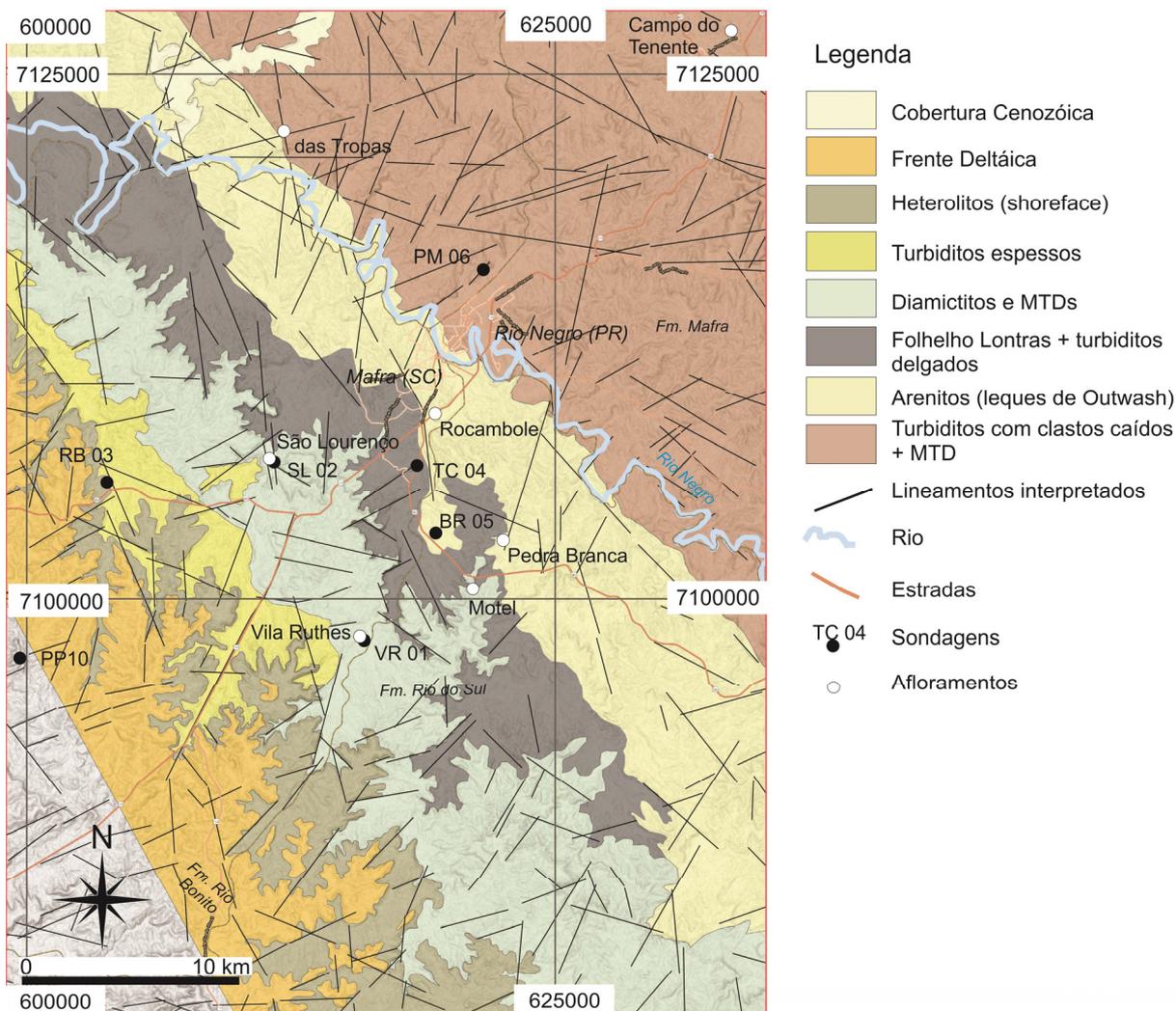


Fig. 7.8: Mapa geológico integrando dados de afloramentos e descrição de sondagens. Cores são aproximadamente equivalente às associações de fácies obtidas com a descrição dos testemunhos.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na região de Mafra, estado de Santa Catarina, as rochas das formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul - divisões do Grupo Itararé - exibem características de deposição sobre influência glacial. Um importante sítio paleontológico no intervalo denominado Folhelho Lontras, na base da Formação Rio do Sul, registra ocorrência de fósseis de conodontes, braquiópodes, esponjas, crustáceos e peixes de água salgada, atestando caráter marinho para o ambiente de sedimentação na área de estudo. As associações de fácies e espessuras de depósitos atribuídos a deposição em massa sugerem que o espaço de acomodação era elevado, inclusive com sedimentação de turbiditos sobre diamictitos ressedimentados. Desconsiderando os efeitos causados por tectonismo e isostasia, este espaço de acomodação variou ao longo do tempo, resultado de eventos climáticos que condicionaram o aprisionamento de água em geleiras, reduzindo o espaço de acomodação, e promovendo o avanço glacial, e eventos de derretimento e recuo glacial, que, ao mesmo tempo em que forneceu grande descarga de sedimentos na bacia, resultou em aumento do nível de base.

Em localidades posicionadas a sul de Mafra, feições relacionadas a paleovales esculpidos por ação do gelo são encontradas em Alfredo Wagner, além de fácies com deposição em ambientes confinados, como em Vidal Ramos. Estas características confinadas são reduzidas em direção a norte da bacia, sendo completamente ausentes em Mafra, local onde também são representadas com maiores espessuras, as quais são ainda maiores em São João do Triunfo.

A descrição de cinco testemunhos de sondagens com amostragem contínua permitiu estabelecer um arcabouço estratigráfico robusto para área, sobre o qual cinco associações de fácies foram interpretadas: (1) associação de fácies de *outwash* subaquoso, caracterizada por conglomerados, arenitos, heterolitos e raros diamictitos, formados pela deposição de sedimentos provenientes da fusão de base de geleira em recuo; (2) associação de *rain out* e decantação de lama, com camada delgada de diamictito estratificado sucedido por fácies de folhelhos com clastos caídos, os quais tem redução para o topo e correspondem ao Folhelho Lontras; (3) associação de turbiditos delgados, formados por heterolitos de arenitos muito fino e siltitos; (4) associação de depósitos de transporte em massa, correspondendo a diamictitos com constituição da matriz dependente do grau de homogeneização do protólito remobilizado, sendo predominantemente argilosa e em menor ocorrência arenosa, com blocos de rochas sedimentares com diferentes graus de coesão; (5) associação de turbiditos espessos, posicionados no topo da sucessão, sem evidência de decantação de sedimentos finos, sugerindo fluxos hiperpicnais controlando o transporte e a deposição.

O reconhecimento destas associações de fácies foi complementado com descrições publicadas, permitindo a elaboração de um perfil vertical representando mais de 400 metros de empilhamento. Considerando que as seções tipo das formações Campo do Tenente e Mafra foram estabelecidas por Schneider et al. (1974) ao longo de afloramentos em margem de rodovias e pedreiras nestas localidades homônimas, este perfil elaborado com base em testemunhos de sondagens fornece um importante refinamento para a tradicional seção tipo.

O perfil obtido foi correlacionado com áreas adjacentes, resultando em um arcabouço estratigráfico regional do Grupo Itararé, de sul para norte, entre as áreas

de Alfredo Wagner, Vidal Ramos, Presidente Getúlio, Doutor Pedrinho, Mafra e São João do Triunfo, com orientação aproximada ao sentido deposicional reconhecido para esta unidade nesta porção da bacia. Cinco sequências deposicionais correspondentes a ciclos de deglaciação puderam ser reconhecidos: (S1) ausente em Vidal Ramos e Alfredo Wagner, caracterizando deposição em onlap com deposição em lâmina de água espessa, predominando turbiditos com *dropstones* e diamictitos ressedimentados na forma de depósitos de transporte em massa, sendo que no topo desta sequência, em Doutor Pedrinho, ocorrem feições de deformação associadas à glácio-tectônica devido ao avanço do gelo nesta região; (S2) com ampla distribuição, registrando uma porção basal com conglomerados e arenitos de canais e leques de *outwash* principalmente em Doutor Pedrinho e Mafra e possível equivalente com MTD em São João do Triunfo, e posteriormente o derretimento glacial deste ciclo elevou o nível de base, reduzindo a ocorrência de *dropstones* transportados por gelo flutuante devido ao maior afastamento da geleira, culminando com a deposição do Folhelho Lontras em todas as áreas; (S3) a porção basal desta sequência apresenta uma evolução, de sul para norte, com depósitos relacionados a fluxos hiperpicnais no paleovale de Alfredo Wagner, passando a turbiditos confinados em Vidal Ramos, turbiditos de arenito grosso em Presidente Getúlio, turbiditos desconfinados de arenito fino em Doutor Pedrinho, e turbiditos delgados em meio a folhelhos em Mafra, não sendo reconhecidas fácies equivalentes em São João do Triunfo. Nesta mesma sequência, ocorre ampla distribuição de MTDs com até 100 metros de espessura, representados por diamictitos nos quais a presença de grandes blocos de arenitos e heterolitos são comuns, com mecanismo de disparo dos MTDs atribuído ao elevado aporte sedimentar devido a uma geleira em recuo; (S4) tem ocorrência predominante nas áreas a sul, e de forma restrita em Mafra, onde nesta localidade corresponde a espesso intervalo arenoso com níveis de intraclastos argilosos, sugerindo alta energia e de forma relativamente contínua como fluxos hiperpicnais; (5) representa uma fase de transição para a Formação Rio Bonito, Grupo Guatá, com deposição de fácies relacionadas a ambiente marinho raso, em condições climáticas mais quentes.

Considerando que depósitos de transporte em massa podem ter bruscas variações laterais de fácies e que as valiosas informações de testemunhos são informações pontuais, os afloramentos adicionaram um melhor conhecimento sobre a distribuição destes depósitos e também permitindo reconhecer fácies que não foram contempladas pelos testemunhos, devido às variações laterais. As descrições de afloramentos permitiram reconhecer ao menos quatro tipos de MTD em função da constituição da matriz e arcação: MTD representado por diamictito de matriz argilosa, cinza escuro, com blocos de arenitos estratificados dispostos ao longo de um nível preferencial; MTD representado por diamictito de matriz argilosa, com grandes blocos de um depósito anterior de diamictito, possivelmente correspondendo a uma colocação em duas fases de ressedimentação; MTD com matriz síltica arenosa que, num primeiro estágio de deformação ainda mantém preservadas camadas descontínuas de siltitos, folhelhos e arenitos, e num estágio de maior deformação é representado por depósitos homogêneos de diamictito arenoso; MTD de diamictito de matriz argilosa e presença de grandes blocos e jangadas dobradas de heterolitos. Entretanto, os afloramentos possuem dimensões pequenas comparadas às possíveis dimensões originais, além de terem as relações de contato de fácies incertas devido à comum cobertura vegetal característica do clima atual, que oblitera a maioria dos afloramentos, comprometendo a correta interpretação, inclusive onde blocos aflorando de forma isolada podem ser

equivocadamente interpretados como em local de deposição original. Deste modo, os depósitos de transporte em massa na região de Mafra foram comparados com MTDs da Bacia de Paganzo, Argentina, onde afloramentos com dimensões de centenas de metros de espessura ocorrem de forma contínua ao longo de vários quilômetros, favorecidos pela ausência de cobertura vegetal e de solo, por estarem em situação de atual clima árido, além de estarem basculados por efeito da tectônica andina.

Na Bacia de Paganzo os MTDs ocorrem em diferentes localidades e contextos, sendo que as maiores espessuras e continuidades são registradas nos afloramentos Cerro Bola, Sierra de Maz e La Peña, e em situações de paleovales nos afloramentos de Vichigasta, Talacasto e Quebrada Las Lajas. É comum que os MTDs alcancem até 200 metros de espessura, enquanto que em Mafra a ocorrência mais espessa, inferida pela análise de testemunhos e composição do empilhamento em diferentes afloramentos, não ultrapassem 100 metros. Uma possibilidade seria a de situação de uma topografia mais plana, quando comparada ao análogo argentino, permitindo que os depósitos fossem distribuídos de forma mais ampla porém menos espessa. Também os MTDs em Mafra estão assentados principalmente sobre folhelhos e turbiditos, enquanto que em Paganzo ocorrem sobre arenitos de frentes deltaicas. Este fator resulta em conteúdo de blocos incorporados à matriz com naturezas distintas entre as bacias, frequentemente com blocos de arenitos nas zonas inferiores dos MTDs da Bacia de Paganzo, e possivelmente permitindo maior mobilidade e menores espessuras no caso brasileiro.

Irregularidades formando mini-bacias nas superfícies dos MTDs são comuns na Bacia de Paganzo, as quais aprisionaram areias de sistemas turbidíticos. Apesar de que em Mafra tal situação não é claramente observada devido às limitações das exposições dos afloramentos, uma situação foi verificada no afloramento "das Tropas", no qual arenitos estão assentados diretamente sobre irregularidade no topo do MTD. Mesmo sendo pontual e com continuidade lateral impossível de ser observada, por analogia com a Bacia de Paganzo, acredita-se ser uma situação de deposição por aprisionamento em mini-bacia.

Por fim, este estudo integrado de dados rasos de subsuperfície, afloramentos, arcabouço estratigráfico regional e comparativo com afloramentos em depósitos análogos permitiu agregar conhecimentos para compreender a deposição do Grupo Itararé.

9. REFERÊNCIAS

ADAMI-RODRIGUES K., PAZINATO P.G., CORRÊA R.C., RICETTI J.H., WEINSCHÜTZ L.C. 2012. Malacostraca da Formação Rio do Sul, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Mafra, SC, Brasil. In: 1º Simpósio Brasileiro de Paleoinvertebrados. Bauru, Boletim de resumos, p.19.

ALLEN J.R.L. 1982. Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. *Developments in sedimentology*, 30B. Elsevier, Amsterdam, v.2, 663p.

ALSOP G.I., MARCO S. 2014. Fold and fabric relationships in temporally and spatially evolving slump systems: A multi-cell flow model. *Journal of Structural Geology*, 63:27-49.

ALSOP G.I., MARCO S., LEVI T., WEINBERGER R. 2017. Fold and thrust systems in Mass Transport Deposits. *Journal of Structural Geology*, 94:98-115.

ALSOP G.I., WEINBERGER R., MARCO S., LEVI T. 2019. Identifying soft-sediment deformation in rocks. *Journal of Structural Geology*, 125:248-255.

ALSOP G.I., WEINBERGER R., MARCO S., LEVI T. 2020. Fold and thrust systems in Mass-Transport Deposits around the Dead Sea Basin. In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, John Wiley & Sons, Inc. 139-153p.

AQUINO C.D., MILANA J.P., FACCINI U.F. 2014. New glacial evidences at the Talacasto paleofjord (Paganzo basin, W-Argentina) and its implications for the paleogeography of the Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 56:278-300.

AQUINO C.D., VALDEZ V.B., FACCINI U.F., MILANA J.P., PAIM P.S.G. 2016. Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding-line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 67:180-200. DOI 10.1016/j.jsames.2016.02.008

ARFAI J., LUTZ R., FRANKE D., GAEDICKE C., KLEY J. 2016. Mass-transport deposits and reservoir quality of Upper Cretaceous Chalk within the German Central Graben, North Sea. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 105:797–818. DOI 10.1007/s00531-015-1194-y

ASHLEY G.M., SOUTHARD J.B., BOOTHROYD J.C. 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology*, 29:67-79.

ASTINI R.A., BENEDETTO J.L., VACCARI N.E. 1995. The early Palaeozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geo- dynamic model. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 107(3):253–273.

AZCUY C.L., ANDREIS R.R., CUERDA A., HÜNICKEN M., PENSA M.V., VALENCIO D.A., VILAS J.F. 1987. Cuenca Paganzo. In: ARCHANGELSKY S. (Ed.) *El Sistema Carbonífero en la Republica Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 41-100p.

AZCUY C. L., CARRIZO H., CAMINOS R. 1999. Carbonífero y Pérmico de las

Sierras Pampeanas, Famatina, Precodillera, Cordilera Frontal, Bloque de San Rafael. *Geología Argentina*, 29(1428):261–318.

AZCUY C. L., MORELLI J. R. 1970. Geologia de la Comarca Paganzo-Amana el Grupo Paganzo Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Argentina*, 25(4):405–429.

BAIOUMY H., ANUAR M.N.A.B., NORDIN M.N.M., ARIFIN M.H., AL-KAHTANY K. 2020. Source and origin of Late Paleozoic dropstones from Peninsular Malaysia: First record of Mississippian glaciogenic deposits of Gondwana in Southeast Asia. *Geological Journal*, 55(9): 6361–6375.

BENNETT M.R., DOYLE P., MATHER A.E. 1996. Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121:331-339. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00071-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00071-2)

BERTON F., VESELY F.F. 2016. Stratigraphic evolution of Eocene clinofolds from northern Santos Basin, offshore Brazil: Evaluating controlling factors on shelf-margin growth and deep-water sedimentation. *Marine and Petroleum Geology*, 78:356-372. DOI 10.1016/j.marpetgeo.2016.09.007

BOULTON G.S. 1986. Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology*, 33(5):677-698.

BOUMA A.H. 2004. Key controls on the characteristics of turbidite systems', in LOMAS S.A., JOSEPH P. (eds) *Confined Turbidite Systems*. Geological Society of London, Special Publications, vol. 222, 9-22p.

BRUSCHI R., BUGHI S., SPINAZZÈ M., TORSELLETTI E., VITALI L. 2006. Impact of debris flows and turbidity currents on seafloor structures. *Norwegian Journal of Geology*, 86:317-337.

BUGGE T., BEFRING S., BELDERSON R.H., EIDVIN T., JANSEN E., KENYON N.H., HOLTEDAHL H., SEJRUP H.P. 1987. A giant three-stage submarine slide off Norway. *Geo-Marine Letters*, 7:191-198.

CANUTO J.R., SANTOS P.R., ROCHA-CAMPOS A.C. 2010. Fácies e associações de fácies de diamictitos do Subgrupo Itararé (Paleozóico superior) no norte de Santa Catarina e sul do Paraná, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2):220-235.

CARVALHO A.H., VESELY F.F. 2017. 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*, 352:45-62. DOI 10.1016/j.sedgeo.2016.12.004

CARVALHO B.M.V. 2014. *Confined Turbidite Sand-sheets in the Paraná and Paganzo Basins*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 95p.

CASTRO J.C., WEINSCHÜTZ L.C., CASTRO M.R. 2005. Estratigrafia de seqüências das formações Taciba e Rio Bonito (Membro Triunfo) na região de Mafra/SC, leste da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(1): 27-42.

COLLINSON J. 1994. Sedimentary deformational structures. In: Maltman A. (eds.). *The Geological Deformation of Sediments*. London, Springer Science+Business Media, 95-125p.

d'AVILA R.S.F. 2009. Sequências deposicionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na área de Dr. Pedrinho e Cercanias, Santa Catarina, Brasil: turbiditos, pelitos e depósitos caóticos. Tese de doutorado. Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale dos Sinos, 233p.

DYKSTRA M., GARYFALOU K., KERTZNUŠ V., KNELLER B., MILANA J.P., MOLINARO M., SZUMAN M., THOMPSON P. 2011. Mass-Transport Deposits: Combining Outcrop Studies and Seismic Forward Modeling to Understand Lithofacies Distributions, Deformation, and their Seismic Stratigraphic Expression. In: SHIPP R.C., WEIMER P., POSAMENTIER H.W. (eds). Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings, SEPM (Society for Sedimentary Geology), 293–310p.

DYKSTRA M., KNELLER B., MILANA J.P. 2006. Deglacial and postglacial sedimentary architecture in a deeply incised paleovalley-paleofjord - The Pennsylvanian (late Carboniferous) Jejenes formation, San Juan, Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America*, 118(7–8): 913–937.

EYLES C.H., EYLES N. 2000. Subaqueous mass flow origin for Lower Permian diamictites and associated facies of the Grant Group, Barbwire Terrace, Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology*, 47:343-356.

EYLES C.H., EYLES N., FRANÇA A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Parana Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40:1-25.

EYLES C.H., EYLES N., MIALI A.D. 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51:15-84. DOI 10.1016/0031-0182(85)90080-X

EYLES N., EYLES C.H., MIALI A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30:393-410.

FALLGATTER C., KNELLER B., PAIM P.S.G., MILANA J.P. 2016. Transformation, partitioning and flow–deposit interactions during the run-out of megaflovs. *Sedimentology*, 64(2):359-387. DOI 10.1111/sed.12307

FALLGATTER C., PAIM P.S.G. 2019. On the origin of the Itararé Group basal nonconformity and its implications for the Late Paleozoic glaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 531(B):108225. DOI 10.1016/j.palaeo.2017.02.039

FERNÁNDEZ SEVESO F., TANKARD A.J. 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications. In: TANKARD A.J., SUAREZ S., WELŠINK H.J. (eds). *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 285–301p.

FERNÁNDEZ SEVESO F., PÉREZ M., BRISSON I., ÁLVAREZ L. 1993. Análisis de Cuenca: Técnicas aplicadas a la serie carbónico-pérmica de Paganzo. *Boletín de Informaciones Petroleras* 33:77-107.

FIELD M.E., GARDNER J.V., JENNINGS A.E., EDWARDS B.D. 1982. Earthquake-induced sediment failures on a 0,25° slope, Klamath River delta, California. *Geology*, 10:542-546.

FIELDING C.R., FRANK T.D., ISBELL J.L. 2008. The late Paleozoic ice age - A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. In: FIELDING C.R., FRANK T.D., ISBELL J.L. (eds). *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America. Special Paper 441, 343–354p. DOI 10.1130/2008.2441(24).

FINE I.V., RABINOVICH A.B., BORNHOLD B.D., THOMSON R.E., KULIKOV E.A. 2005. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology*, 215:45-57. DOI 10.1016/j.margeo.2004.11.007.

FLINT R.F., SANDERS J.E., RODGERS J. 1960a. Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. *Bulletin of the Geological Society of America*.71:507-510.

FLINT R.F., SANDERS J.E., RODGERS J. 1960b. Diamictite, a substitute term for symmictite. *Bulletin of the Geological Society of America*.71:1809-1810.

FRANÇA A.B., POTTER P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero_, Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2(4):147-191.

FRANÇA A.B., POTTER P.E. 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 75(1):62-85.

GAMA Jr E.G, PERINOTTO J.A.J., RIBEIRO H.J.P.S., PADULA E.K. 1992a. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):228-236.

GAMA Jr E.G, PERINOTTO J.A.J., RIBEIRO H.J.P.S., PADULA E.K. 1992b. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: um guia temático de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):237-247.

GAMBOA D., ALVES T.M., OMOSANYA K.O. 2019. Style and Morphometry of Mass-Transport Deposits across the Espírito Santo Basin (offshore SE Brazil). In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. (eds). *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, Joh Wiley & Sons, Inc. 227-246p.

GILBERT R. 1990. Rafting in glacial marine environments. In: Dowdeswell J.A., Scourse J.D. (eds.). *Glacial marine environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publication, 53:105-120.

GONZALEZ BONORINO G., EYLES N. 1995. Inverse relation between ice extent and the late Paleozoic glacial record of Gondwana. *Geology*, 23(11):1015-1018.

GULBRANSON E.L., ISBELL J.L., MONTAÑEZ I.P., LIMARINO C.O., MARENSSI S.A., MEYER K., HULL C. 2014. Reassessment of mid-Carboniferous glacial extent in southwestern Gondwana (Rio Blanco Basin, Argentina) inferred from paleo-mass transport of diamictites. *Gondwana Research*, 25:1369-1379.

HAMBREY M.J., GLASSER N.F. 2012. Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. *Sedimentary Geology*, 251-252:1-33. DOI 10.1016/j.sedgeo.2012.01.008

HAMEL M.-H. 2005. A new lower actinopterygian from the Early Permian of the Paraná Basin, Brazil, *Journal of Vertebrate Paleontology*, 25(1):19-26.

HAMPTON M.A. 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(4):775-793.

HENRY L.C., ISBELL J.L., LIMARINO C.O. 2008. Carboniferous glacial deposits of the Protoprecordillera of west central Argentina. In: FIELDING C.R., FRANK T.D., ISBELL J.L. (eds). *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America. Special Paper 441, 131–142p.

HOLZ M., FRANÇA A.B., SOUZA P.A., IANNUZZI R., ROHN R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2):381-399. DOI 10.1016/j.jsames.2009.04.004

HUHN K., ARROYO M., CATTANEO A., CLARE M.A., GRÀCIA E., HARBITZ C.B., KRASTEL S., KOPF A., LØVHOLT F., ROVERE M., STRASSER M., TALLING P.J., URGELES R. 2020. Modern Submarine Landslide Complexes: A Short Review. In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, John Wiley & Sons, Inc. 183-200p.

HUNTER R.E. 1977. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47(2):697-706.

ISBELL J.L., HENRY L.C., GULBRANSON E.L., LIMARINO C.O., FRAISER M.L., KOCH Z.J., CICCIOLO P.L., DINEEN A.A. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research*, 22(1): 1–19.

ISBELL J.L., LENAHER P.A., ASKIN R.A., MILLER M.F., BABCOCK L.E. 2003. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains. *Geology*, 31(11):977-980.

KENNEDY K., EYLES N. 2019. Subaqueous debrites of the Grand Conglomérat Formation, Democratic Republic of Congo: a model for anomalously thicker neoproterozoic: “glacial” diamictites. *Journal of Sedimentary Research*, 89:935-955.

KNELLER B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implication for reservoir prediction. In: HARTLEY, A.J., PROSSER, D.J. (eds.). *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geological Society Special Publication, 94: 31–49p.

KNELLER B., DYKSTRA M., FAIRWEATHER L., MILANA J.P. 2016. Mass-transport and slope accommodation: Implications for turbidite sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin*, 100(2):213-235. DOI:10.1306/09011514210

KNELLER B., MILANA J.P., BUCKEE C., AL JA'AIDI O. 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): The role of catastrophic sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3/4):348-367. DOI 10.1130/B25242.1

KUENEN PH.H. 1957. Sole markings of graded graywacke beds. *The Journal of Geology*, 65(3):231-258.

KUENEN PH.H., MIGLIORINI C.I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *The Journal of Geology*, 58(2):91-127.

LIMARINO C.O., GUTIERREZ P. 1990. Diamictites in the Agua Colorada Formation (northwestern Argentina): New evidence of Carboniferous glaciation in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1): 9–20.

LIMARINO C.O., CÉSARI S.N. 1988. Paleoclimatic significance of the lacustrine Carboniferous deposits in northwest Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65(1–2):115–31.

LIMARINO C.O., CÉSARI S.N., NET L.I., MARENSSI S.A., GUTIERREZ R.P., TRIPALDI A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 445-460.

LIMARINO C.O., SPALLETTI L.A., PIÑOL F.C. 2010. Evolución paleoambiental de la transición glacial-postglacial en la Formación Agua Colorada (Grupo Paganzo), Carbonífero, Sierra de Narvéez, NO argentino. *Andean Geology*, 37(1):121–143.

LØNNE I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*, 98(1-4):13-43. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00025-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00025-4)

LÓPEZ-GAMUNDÍ O.R. 1997. Glacial–post-glacial transition in the late Palaeozoic basins of Southern South America. In: MARTINI I.P. (ed.) *Late Glacial and Post-glacial Environmental Changes: Quaternary Carboniferous–Permian, and Proterozoic*. Oxford University Press, Oxford U.K, 147–168p.

LÓPEZ-GAMUNDÍ O.R., LIMARINO C.O., CÉSARI S.N. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91:305–329.

LÓPEZ-GAMUNDÍ O.R., MARTINEZ M. 2000. Evidence of glacial abrasion in the Calingasta–Uspallata and western Paganzo Basins, mid-Carboniferous of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159:145–165.

LOWE D.R. 1976. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23:285-308.

LOWE D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: DOYLE L.J., PILKEY JR O.H. (eds.). *Geology of Continental Slopes*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa, Special Publication, 27, 75-82p.

LOWE D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1):279-297.

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.

MARTINSEN O.J. 1994. Mass movements. In: MALTMAN A. (eds.). *The Geological Deformation of Sediments*. London, Springer Science+Business Media, 127-165p.

MASLIN M., MIKKELSEN N., HAQ B. 1998. Sea-level – and gás-hydrate – controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Geology*, 26(12):1107-1110.

MASSON D.G. 1994. Late Quaternary turbidity current pathways to the Madeira Abyssal Plain and some constraints on turbidity current mechanisms. *Basin Research*, 6:17–33.

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.

McDONALD B.C., VINCENT J.S. 1972. Fluvial sedimentary structures formed experimentally in a pipe, and their implications for interpretation of subglacial sedimentary environments. Geological Survey of Canadá, Department of Energy, Mines and Resources. Paper 72-27, 30p.

MECKEL L.D., ANGELATOS M., BONNIE J., MCGARVA R., ALMOND T., MARSHALL N. BOURDON L., AURISCH K. 2011. Reservoir Characterization of Sand-Prone Mass-Transport Deposits Within Slope Canyons. In: SHIPP R.C., WEIMER P., POSAMENTIER H.W. (eds). *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. SEPM Society for Sedimentary Geology, 96:391-422.

MENDES J.C. 1962. Problemas paleogeográficos e estratigráficos do Grupo Tubarão (Carbonífero Superior). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* 11(2):71-74.

MIALL A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In: MIALL A.D. (ed). *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Calgary. p. 597-604.

MIGEON S., CATTANEO A., HASSOUN V., LARROQUE C., CORRADI N., FANICCI F., DANO A., LEPINAY B.M., SAGE F., GORINI C. 2011. Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment. *Marine Geophysical Research*, 32:225-243.

MILANA J.P., KNELLER B., DYKSTRA M. 2010. Mass-Transport Deposits and Gravity Flows, Syn- to Post-Glacial Carboniferous Basins of Western Argentina. Field Guide, International Sedimentological Congress, Mendoza. International Association of Sedimentologists, 88p

MILANI E.J., MELO J.H.G. DE, SOUZA P.A. DE, FERNANDES L.A., FRANÇA A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2):265-287.

MILLER J.M.G. 1996. Glacial sediments. In: READING H.G. (ed). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science. Oxford. 3rd edition, p. 454-484.

MOHRING D., MARR J.G. 2003. Constraining the efficiency of turbidity current generation from submarine debris flows and slides using laboratory experiments. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8):883-899.

MOSCARDELLI L., WOOD L. 2016. Morphometry of mass-transport deposits as a predictive tool. *Bulletin of the Geological Society of America*, 128(1-2): 47-80. DOI 10.1130/B31221.1

MOTTIN T.E., VESELY F.F., RODRIGUES M.C.N.L., KIPPER F., SOUZA P.A. 2018. The paths and timing of late Paleozoic ice revisited: New stratigraphic and paleo-ice flow interpretations from a glacial succession in the upper Itararé Group (Paraná Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 490:488–504. DOI 10.1016/j.palaeo.2017.11.031

MOURO L.D., FERNANDES A.C.S., CARVALHO M.A., WEINSCHÜTZ L.C. 2018. O Folhelho Lontras (Permiano, Bacia do Paraná) e seus fósseis: descoberta, identificação e conhecimento atual. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, 41(5):636-646. https://doi.org/10.11137/2018_2_636_646

MOURO L.D., FERNANDES A.C.S., ROGERIO D.W., FONSECA V.M. 2014. First articulated sponge from the Paleozoic of Brazil, and a new organization of the order hemidiscosa. *Journal of Paleontology*, 88(1):171–178. DOI: 10.1666/12-108.

MOURO L.D., ZATON M., FERNANDES A.C.S., WAICHEL B.L. 2016. Larval cases of caddisfly (Insecta: Trichoptera) affinity in Early Permian marine environments of Gondwana. *Nature Scientific Reports*, 6:1-7. DOI 10.1038/srep19215

MULDER T., ALEXANDER J. 2001 . The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48:269-299.

MULDER T., COCHONAT P. 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1):43-57.

MULDER T., SYVITSKI J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*, 103(3):285-299. <https://doi.org/10.1086/629747>

MULDER T., SYVITSKI J.P.M., MIGEON S., FAUGÈRES J.-C., SAVOYE B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8):861-882.

MUTTI E., RICCI LUCCHI F. 1972. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by NILSON T.H. 1978). *International Geology Review*, 20:125-166.

NELSON C.H., ESCUTIA C., DAMUTH J.E., TWICHELL D. 2011. Interplay of Mass-Transport and turbidite-system deposits in different active tectonic and passive continental margin settings: external and local controlling factors. In: SHIPP R.C., WEIMER P., POSAMENTIER H.W. (eds). *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. SEPM Society for Sedimentary Geology, 96, 39-66.

NEMEC W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: COLELLA A., PRIOR D.B. (eds.). *Coarse-Grained Deltas*. The International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, p. 29-73.

NEMEC W., STEEL R.J., GJELBERG J., COLLINSON J.D., PRESTHOLM E., OXNEVAD I.E. 1988. Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of Eastern Spitsbergen: gravitational sliding and sedimentation processes. *AAPG Bulletin*, 72(4):454-476.

NEVES L.F., GUEDES C.C.F., VESELY F.F. 2019. Facies, petrophysical and geochemical properties of gravity-flow deposits in reservoir analogs from the Itararé Group (Late Carboniferous), Paraná Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 110:717-736.

NORMARK W.R. 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin*, 54(11):2170-2195.

NORMARK W.R. 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of Sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin*, 62(6):912-931.

OGATA K., FESTA F., PINI G.A., ALONSO J.L. 2020. Submarine landslide deposits in orogenic belts: olistostromes and sedimentary mélanges. In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, Joh Wiley & Sons, Inc. 3-26p.

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.

OMERU T. 2014. Mass transport deposits: implications for reservoir seals. PhD thesis. Cardiff University, 401p.

OWEN G. 1987 Deformation processes in unconsolidated sands. In: JONES M.E., PRESTON R.M.F. (eds). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication, London, 29, 11-24p.

OWEN G. 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallows subsurface. In: RENSBERGEN V., HILLIS R.R., MALTAN A.J., MORLEY C.K. (eds) *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, Special Publications. London, 216, 21-34p.

PERROTTA M.M., SALVADOR E.D., LOPES R.C., D'AGOSTINO L.Z., WILDNER W., RAMGRAB G.E., PERUFFO N., FREITAS M.A., GOMES S.D., CHIEREGATI L.A., SILVA L.C., SACHS L.L.B., SILVA V.A., BATISTA I.H., MARCONDES P.E.P. 2004. Folha Curitiba SG-22. In: SCHOBENHAUS C., GONÇALVES J.H., SANTOS J.O.S., ABRAM M.B., LEÃO NETO R., MATOS G.M.M., VIDOTTI R.M., RAMOS M.A.B., DE JESUS J.D.A. (eds). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, Programa Geologia do Brasil*, CPRM, Brasília, CD-ROM.

PIPER D.J.W., COCHONAT P., MORRISON M.L. 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology*, 46:79-97.

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.

PUIGDOMENECH C.G, CARVALHO B., PAIM P.S.G, FACCINI U.F. 2014. 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.

RAMOS V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30 to 33 S latitude. *Special Paper of the Geological Society of America*, 218:31–54.

RAMOS V.A., JORDAN T.E., ALLMENDINGER R.W., MPODOZIS C., KAY S.M., CORTÉS J.M., PALMA, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5(6):855–80.

REBELO T.B., NASCIMENTO M.S. 2016. Tratos deposicionais glaciais da Formação Taciba (Grupo Itararé) na região de Alfredo Wagner, Santa Catarina. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 48. Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG, p. 2215.

RICETTI J.H.Z., ADAMI-RODRIGUES K., WEINSCHÜTZ L.C. 2012. Blattidas (Insecta) do Folhelho Lontras, base da Formação Rio do Sul da Bacia do Paraná. In: *1º Simpósio Brasileiro de Paleoinvertebrados*. Bauru, Boletim de resumos, p.66.

RICETTI, J.H.Z., WEINSCHÜTZ, L.C. 2011. Ocorrência de escolecodontes (Annelida, Labidognatha) nas formações Mafra e Rio do Sul, Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná, Brasil. In: *12 Reunião regional de paleontologia dos estados do Paraná e Santa Catarina, PALEO 2010, Cascavel. Paleontologia em Destaque*, 64: 31-32.

ROCHA-CAMPOS A.C. 1963. Deformações penecontemporâneas em sedimentos glácio-lacustres do Grupo Tubarão. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 12(1e2):49-56.

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. DOI 10.1016/j.marpetgeo.2019.104033

ROSA E.L.M., VESELY F.F., FRANÇA A.B. 2016. A review on late Paleozoic ice-related erosional landforms in the Paraná Basin: origin and paleogeographical implications. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2):147-166.

RUST B.R., ROMANELLI R. 1975. Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. In: JOPLING A.V., McDONALD B.C. (eds) *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Society of Sedimentary Geology, SEPM Special Publications, vol. 23, 177-192p.

SALAMUNI R., MARQUES FILHO P.L., SOBANSKI A. 1966. Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro – PR e Mafra – SC. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15(1):5-31.

SAMMARTINI M., MOERNAULT J., ANSELMETTI F.S., HILBE M., LINDHORST K., PRAET N., STRASSER M. 2020. An atlas of mass-transport deposits in lakes. In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, Joh Wiley & Sons, Inc. 201-226p.

SANTOS P.R., ROCHA CAMPOS A.C., CANUTO J.R. 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography*,

Palaeoclimatology, Palaeoecology, 125(1-4):165-184. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00029-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00029-6)

SAWYER D.E., FLEMINGS P.B., DUGAN B., GERMAINE J.T. 2009. Retrogressive failures recorded in mass transport deposits in the Ursa Basin, Northern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114:B10102.

SCARSELLI N., McCLAY K., ELDERS C. 2019. Seismic examples of composite slope failures (offshore North West shelf, Australia). In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, Joh Wiley & Sons, Inc. 261-276p.

SCHEMIKO D.C.B., VESELY F.F., RODRIGUES M.C.N.L. 2019. Deepwater to fluvio-deltaic stratigraphic evolution of a deglaciateddepo-center: The early Permian Rio do Sul and Rio Bonito formations,southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 95:102260. DOI 10.1016/j.jsames.2019.102260

SCHNEIDER R.L., MUHLMANN H., TOMMASI E., MEDEIROS R.S., DAEMON R.F., NOGUEIRA A.A. 1974. Revisão estrati-gráfica da Bacia do Parana. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., Porto Alegre. Anais...São Paulo: SBG, p. 41-66.

SHANMUGAM, G. 2015. The landslide problem. *Journal of Palaeogeography*, 4(2):109-166. DOI 10.3724/SP.J.1261.2015.00071

SHANMUGAM G. 2017. Global case studies of soft-sedimentdeformation structures (SSDS): Definitions, classifications, advances, origins, and problems. *Journal of Palaeogeography*, 6(4):251-320.

SOBIESIAK M.S., ALSOP G.I., KNELLER B., MILANA J.P. 2017. Sub-seismic scale folding and thrusting within an exposed mass transport deposit: A case study from NW Argentina. *Journal of Structural Geology*, 96:176-191.

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.

SOBIESIAK M.S., KNELLER B., ALSOP G.I., MILANA J.P. 2018. Styles of basal interaction beneath mass transport deposits. *Marine and Petroleum Geology*, 98:629–639.

SOBIESIAK M.S., VALDEZ V.B., KNELLER B., ALSOP G.I., MILANA J.P. 2019. Block generation, deformation, and interaction of Mass-Transport Deposits with the seafloor: an outcrop-based study of the Carboniferous Paganzo Basin (Cerro Bola, NW Argentina). In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, Joh Wiley & Sons, Inc. 91-104p.

SOLHEIM A., BERG K., FORSBERG C.F., BRYN P. 2005a. The Storegga slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, 22:97-107.

SOLHEIM A., BRYN P., SEJRUP H.P., MIENERT J., BERG K. 2005b. Ormen Lange – an integrated study for the development of a deep-water gas Field within the

Storegga Slide Complex, NE Atlantic continental margin; executive summary. *Marine and Petroleum Geology*, 22:1-9.

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. 2013. Depósitos de fluxos gravitacionais no registro glacial gondwânico: um estudo comparativo entre o Grupo Itararé, sudoeste da Bacia do Paraná e o Grupo Paganzo no noroeste da Argentina. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 80p. <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/33337>

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. *Geociências*, 33(4):701-719.

TABOADA A.C., NEVES J.P., WEINSCHÜTZ L.C., PAGANI M.A., SIMÕES M.G. 2016. Eurydesma–Lyonia fauna (Early Permian) from the Itararé group, Paraná Basin (Brazil): A paleobiogeographic W–E trans-Gondwanan marine connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449:431-454.

TALLING P.J., WYNN R.B., MASSON D.G., FRENZ M., CRONIN B.T., SCHIEBEL R., AKHMETZHANOV A.M., DALLMEIER-TIESSEN S., BENETTI S., WEAVER P.P.E.; GEORGIOPOULOU A., ZÜHLSDORFF C., AMY L.A. 2007. Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide. *Nature*, 450:541–544.

THOMAS G.S.P., CONNELL R.J. 1985. Iceberg drop, dump, and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55(2):243-249.

VALDEZ V.B., AQUINO C.D., PAIM P.S.G., SOUZA P.A., MORI A.L. FALLGATTER C., MILANA J.P., KNELLER B. 2019. Late Palaeozoic glacial cycles and subcycles in western Gondwana: Correlation of surface and subsurface data of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 531(B):108435. DOI 10.1016/j.palaeo.2017.09.004

VALDEZ V.B., MILANA J.P., KNELLER B. 2015. Megadeslizamientos gravitacionales de la Formación Guandacol em Cerro Bola y Sierra de Mas y su relación con la glaciación del Paleozoico tardío, La Rioja, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 22(2):109-133.

VALDEZ V.B., MILANA J.P., DI PASQUO M., ABURTO J.E. 2021. The glacial paleovalley of Vichigasta: Paleogeomorphological and sedimentological evidence for a large continental ice-sheet for the mid-Carboniferous over central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 106:103066.

VALDEZ V.B., MILANA J.P., PASQUO M., PAIM P.S.G., PHILIPP R.P., AQUINO C.D., CAGLIARI J., CHEMALE JUNIOR F., KNELLER B. 2020. Timing of the Late Palaeozoic glaciation in western Gondwana: New ages and correlations from Paganzo and Paraná basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 544:109624.

VALDEZ V.B., MILANA J.P., SOBIESIAK M.S., KNELLER B. 2019. The Carboniferous MTD complex at La Peña canyon, Paganzo Basin (San Juan,

Argentina). In: OGATA K., FESTA A., PINI G.A. Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles, Geophysical Monograph 246. American Geophysical Union, John Wiley & Sons, Inc. 105-116p.

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, 238p. <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/12121>

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

VESELY F.F., KRAFT R.P., MATTOS T.R. SCHEMIKO D.C.B., BERTON F., MONTEIRO L.B., YAMASSAKI H.S. 2021. Os primeiros turbiditos do Brasil. *Boletim Paranaense de Geociências*, 78:110-129. <http://dx.doi.org/10.5380/geo.v78i0.79539>

VESELY F.F., RODRIGUES M.C.N.L., ROSA E.L.M., AMATO J.A., TRZASKOS B., ISBELL J.L., FEDORCHUK N.D. 2018. Recurrent emplacement of non-glacial diamictite during the late Paleozoic ice age. *Geology*, 46(7):615-618.

VESELY F.F., ROSTIROLLA S.P., APPI C.J., KRAFT R.P. 2007. Late Paleozoic glacially related sandstone reservoirs in the Paraná Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 91(2):151-160. <https://doi.org/10.1306/09250605085>

VESELY F.F., TRZASKOS B., KIPPER F., ASSINE M.L., SOUZA P.A. 2015. Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the Pennsylvanian of western Gondwana: Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 326:45-63. DOI 10.1016/j.sedgeo.2015.06.012

WALKER R.G. 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America Bulletin*, 86:737-748.

WALKER R.G. 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, 62(6):932-966. <https://doi.org/10.1306/C1EA4F77-16C9-11D7-8645000102C1865D>

WEINSCHÜTZ L.C., CASTRO J.C. 2004. Arcabouço cronoestratigráfico da Formação Mafra (intervalo médio) na região de Rio Negro/PR – Mafra/SC, borda leste da Bacia do Paraná. *Revista Escola de Minas*, 57(3):151-156.

WEINSCHÜTZ L.C., CASTRO J.C. 2005. A sequência Mafra Superior/ Rio do Sul Inferior (Grupo Itararé, Permocarbonífero) em sondagens testemunhadas da região de Mafra (SC), margem leste da Bacia do Paraná. *Geociências*, 24(2):131-141.

WEINSCHÜTZ L.C., CASTRO J.C. 2006. Sequências deposicionais da Formação Taciba (Grupo Itararé, Neocarbonífero a Eopermiano) na região de Mafra (SC), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(2):243-252.

WILNER E., LEMOS V.B., SCOMAZZON A.K. 2016. Associações naturais de conodontes *Mesogondolella* spp., Grupo Itararé, Cisuraliano da Bacia do Paraná. *Gaea Journal of Geoscience*, 9(1):30-36. DOI 10.4013/gaea.2016.91.02

XU Y., LIU L., ZHOU H., HUANG B., LI P., MA X., DONG F. 2018. Submarine landslide identified in DLW3102 core of the northern continental slope, South China Sea. *Journal of Ocean University of China*, 17(1):147-155.

ZAVALA C., ARCURI M. 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337:36-54.

ZAVALA C., PAN S.X. 2018. Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics. *Lithologic Reservoirs*, 30(1):1-27.