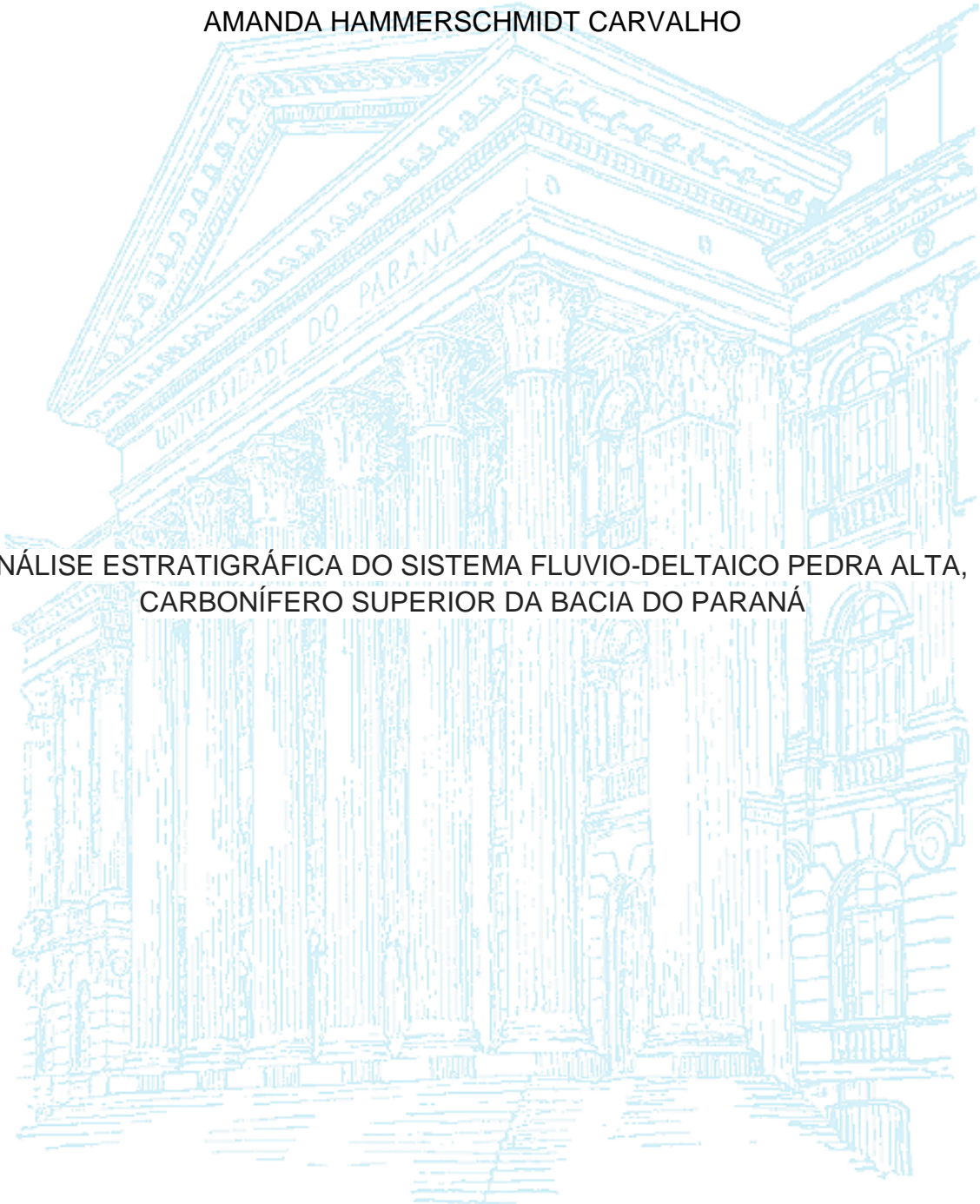


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

AMANDA HAMMERSCHMIDT CARVALHO

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DO SISTEMA FLUVIO-DELTAICO PEDRA ALTA,
CARBONÍFERO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ



CURITIBA
2016

AMANDA HAMMERSCHMIDT CARVALHO

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DO SISTEMA FLUVIO-DELTAICO PEDRA ALTA,
CARBONÍFERO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia ao Programa de Pós-Graduação em Geologia - Área de Concentração em Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Fernando Farias Vesely

CURITIBA
2016

Carvalho, Amanda Hammerschmidt

Análise estratigráfica do sistema fluvio-deltaico pedra alta,
carbonífero superior da Bacia do Paraná / Amanda Carvalho
Hammerschmidt. – Curitiba, 2016.

88 f. : il.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor
de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia

Orientador: Fernando Farias Vesely

Bibliografia: p. 83-88

1. Geologia estratigráfica. 2. Hidrocarbonetos. 3. Bacias
(Geologia). I. Vesely, Fernando Farias. II. Título.

CDD 551.79

TERMO DE APROVAÇÃO

AMANDA HAMMERSCHMIDT CARVALHO

*“Análise estratigráfica do sistema fluvio-deltaico
pedra alta, carbonífero superior da Bacia do
Paraná.”*

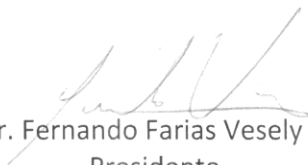
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. Renato Paes de Almeida - USP



Prof^a. Dr^a. Maria Cristina de Souza - UFPR



Prof. Dr. Fernando Farias Vesely – UFPR
Presidente

Curitiba, 30 de maio de 2016.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meu pais, que sempre me incentivaram a estudar e nunca mediram esforços para que eu tivesse as melhores oportunidades, mesmo que, por vezes, isto significasse sacrificar seus próprios sonhos. Obrigada todo o carinho e incentivo nas horas difíceis, dedico este trabalho a vocês.

Também não poderia deixar de agradecer à minha tia e madrinha Raquel e à minha avó materna Sidônia, as quais participaram intensamente da minha educação e sempre vibraram comigo minhas conquistas e me ofereceram apoio nas dificuldades.

Agradeço a todos os meus colegas de laboratório as inúmeras discussões construtivas e, agradeço especialmente aos que me acompanharam em trabalhos de campo: Leonardo Mairink Barão (Coxinha) – ao qual também agradeço as ajudas com o *ArcGis*; Thammy Ellin Mottin; Danielle Schemiko e Matheus Henrique Paiva Eler.

Agradeço ao meu namorado, Hulyan Anzoategui, toda a paciência e incentivo. Sem você essa jornada teria sido muito mais árdua, obrigada por todo apoio e compreensão! Obrigada também aos meus amigos que entenderam minha ausência em alguns momentos importantes devido às minhas idas a campo.

Agradeço ao meu orientador, Dr. Fernando F. Vesely, que cumpriu com seu papel brilhantemente, sempre me auxiliando e discutindo os resultados obtidos. Agradeço também à Dra. Bárbara Trzaskos, que participou de discussões deste projeto de pesquisa e que também me ajudou pessoalmente.

Obrigada aos doutores Roberto D'Ávila e Almério B. França, que avaliaram meu exame de qualificação e fizeram observações que me ajudaram a evoluir na construção dos resultados apresentados nesta dissertação.

Agradeço à Universidade Federal do Paraná, ao Departamento de Geologia e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFPR, a oportunidade de realização do mestrado. Também agradeço a infraestrutura cedida pelos laboratórios LABAP (Laboratório de Análise de Bacias) e LAMIR (Laboratório de Análise de Minerais e Rochas Industriais).

Por fim, agradeço o apoio financeiro da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), da Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) e do Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI), por meio do Programa de Recursos Humanos da ANP para o Setor Petróleo e Gás – PRH-ANP/MCTI.

RESUMO

O Grupo Itararé – unidade permocarbonífera da Bacia do Paraná – tem reconhecido potencial para exploração de hidrocarbonetos. Porém, sua deposição em contexto glacial gerou rochas com alto grau de heterogeneidade e complexidade, dificultando o entendimento dos sistemas deposicionais que as formaram e, conseqüentemente, da geometria e arquitetura estratigráfica das mesmas. Visando colaborar com a compreensão desses sistemas, escolheu-se caracterizar parte do intervalo cronocorrelato aos potenciais reservatórios de subsuperfície, denominada informalmente de sistema Pedra Alta, aflorante na borda leste da bacia. A partir de dados de campos, foram individualizadas cinco associações de fácies com contatos essencialmente transicionais que, quando empilhadas, formam uma sucessão de aproximadamente 200 metros, com tendência de engrossamento para o topo (caráter progradacional). Na base dessa sucessão foram descritos pelitos e ritmitos laminados, com *dropstones*, que foram interpretados como de origem glaciomarinha distal. Em contato abrupto, sobre os pelitos, foram registrados depósitos de transporte em massa (DTMs), caracterizados principalmente por diamictitos que englobam blocos, por vezes deformados, de outras litologias. Ainda nas porções mais basais desse intervalo, ocorrem conglomerados e arenitos maciços interpretados como depósitos de fluxos densos não coesivos, com contatos erosivos e geometria canalizada. Já nas porções superiores desta sucessão, sobrepondo os DTMs, foram descritas associações de fácies ligadas a ambientes de desembocadura flúvio-deltaica e planície flúvio-deltaica. Enquanto que a associação interpretada como de desembocadura flúvio-deltaica apresenta grande heterogeneidade de fácies (conglomerados e arenitos com diversas estruturas, além de contribuições lamosas subordinadas), a associação de fácies interpretada como de planície flúvio-deltaica é essencialmente composta por arenitos com estratificações cruzadas de grande porte. Estes registros sugerem, portanto, que a influência glacial sobre o intervalo é indireta e torna-se cada vez menor em direção ao topo. Porém, sugere-se que os depósitos de fluxos densos não coesivos tenham sua origem na entrada de enchentes catastróficas na bacia, ocasionadas pela rápida liberação de água de degelo, sob forma de fluxos hiperpicnais. Além disto, propõe-se que o principal mecanismo de disparo dos movimentos de massa que deram origem aos DTMs está relacionado ao rápido aumento de peso da coluna de sedimentos do talude deltaico, devido ao alto aporte sedimentar, também oriundo das águas de degelo. O padrão de empilhamento descrito é diferente do previsto em modelos de publicações anteriores, o que impacta diretamente na modelagem dos reservatórios da Bacia do Paraná.

Palavras-chave: Deltas proglaciais, arquitetura estratigráfica, fluxos hiperpicnais, depósitos de transporte em massa, heterogeneidade de reservatórios.

ABSTRACT

The Itararé Group – a permocarboniferous unit of the Paraná Basin – has been considered as an important target for hydrocarbon exploration. However, the proglacial context in which these rocks were deposited resulted in complex and heterogeneous systems, whose depositional style and, consequently, geometry and stratigraphic architecture, are still not fully understood. Aiming to contribute for the understanding of these systems, a stratigraphic interval informally named as Pedra Alta sandstone was examined. This interval crops out in the eastern border of Paraná Basin and it is time-equivalent to subsurface gas-bearing reservoirs. Through field description, five facies associations were identified forming a conformable, shallowing-upward succession, about 200 m thick. In the base of this succession, laminated mudstones and rhythmites, both with dropstones, were described and interpreted as distal glaciomarine deposits. Above them, sharp-based mass-transport deposits (MTDs), mainly characterized by diamictites, that not rarely include decametric blocks of other lithologies, were recorded. Encased within the latter two facies associations there are, erosive-based, massive to crudely stratified, sandy-gravelly facies interpreted as non-cohesive density-flow deposits formed in a confined setting. On the other hand, on the upper part of the succession, facies associations above MTDs were related to delta-mouth and delta-plain/fluvial depositional settings. While facies association of delta-mouth environment showed great variety of facies (including conglomerates and sandstones with diverse structures and muddy interbeds), facies associations related to fluvial/delta plain are essentially composed of trough and planar cross-stratified sandstones. It is possible to conclude that the influence of glaciers on deposition was indirect and decreases towards the top. However, it is suggested that non-cohesive density-flow deposits were originated by the entrance of catastrophic floods (in response to rapid meltwater release) into the basin, as hyperpycnal flows. Moreover, it is interpreted that the main trigger mechanism of mass-movements, which generated MTDs, is related to overloading associated with the high sediment supply derived from the incoming meltwater discharges. This stacking pattern is different to that recognized by previous workers, a conclusion that affects greatly reservoir modelling in the Paraná Basin.

Key-words: Proglacial deltas; stratigraphic architecture; hyperpycnal flows; mass-transport deposits; reservoir heterogeneity.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Localização da área estudada dentro da faixa de afloramentos leste da sequência permocarbonífera da Bacia do Paraná, cerca de 80 km a sudoeste de Curitiba - PR. 18
- Figura 2:** Sequência deposicional ideal gerada por correntes carregadas de sedimentos (*sediment-laden stream flows*) proposta por Mutti et al. (1996).. 23
- Figura 3:** Divisão adotada para os fluxos gravitacionais no presente trabalho. Figura adaptada de Mulder e Alexander (2001)..... 27
- Figura 4:** Sequência ideal formada pela desaceleração de uma corrente de turbidez, i.e., Sequência de Bouma. 31
- Figure 5:** Location and geological setting. A) Simplified map of the Paraná Basin showing the outcrop belt of the Itararé Group and location of the study area. B) Stratigraphic position of the study interval within the sequence-stratigraphic scheme proposed by Vesely (2006)..... 45
- Figure 6:** Map of the study area showing the location of examined outcrops paleocurrent data and trace of geological section shown in figure 17B. Outcrop localities where stratigraphic logs and photomosaics were assembled are indicated..... 46
- Figure 7:** Field photos of facies association A. A) Overview of the Pedra Alta cliff showing tabular bedsets of cross-stratified sandstone. Photo oriented from NNE to SSW. B) Large scale trough cross-stratification. C) and D) Detail of photos “a” and “b”, respectively, showing a closer view of trough cross-stratified sandstones. E) Oversized clast within lamination of facies St/Sp. F) Horizontally laminated sandstones (facies Sh) and planar cross-stratified sandstones (facies St/Sp). 50
- Figure 8:** A) Stratigraphic logs representative of facies association A. Notice predominance of trough cross-stratified sandstones. Rose diagrams represent local paleocurrent data with respect to stratigraphic position. B) Synoptic diagram with all paleocurrent data from facies association A..... 51
- Figure 9:** Field photos of facies association B. A, B) Climbing-dune cross-stratified conglomerates (facies Gcd) passing upward to climbing-dune cross-stratified sandstones (facies Scd). Note a reduction in dune size towards the top. C) Plastically deformed muddy sandstones (facies Sd) displaying an asymmetrical fold whose vergence indicates transport towards the NW (to the right in the image). d) Current ripples in fine-grained sandstones (facies Sr). 54
- Figure 10:** 2D diagram based on the interpretation of a photomosaic from locality 11 (see figure 06). The sketch shows the lateral and vertical facies changes that characterize facies association B. Note a decrease in grain size from left to right (downflow direction) and the general coarsening-upward trend associated with the progradation of channel-mouth bars. 55

- Figure 11:** Field photos of facies association C. A) Tight-folded pelites (facies Fl(r)) surrounded by massive diamictites. B) Sandstone block within diamictites (facies Dm(r)). C) Large slide block protruding from vegetated land. This block has the same characteristics as the sandstones of facies association A, is tilted up to 80° and its internal stratification is often folded. D) Massive diamictite with rounded to subrounded pebbles (facies Dm)..... 57
- Figure 12:** Stratigraphic logs representative of facies association C. The sandstone units within the diamictite succession are large slided blocks..... 58
- Figure 13:** Field photos of facies association D. A, B) Small dropstones in rhythmites. C) Dropstone-free, thinly laminated mudstone. Note the alternation of mm-thick silt (lighter) and clay (darker) layers (scale bar is 5 cm). D) Large granite clast deforming rhythmite lamination..... 60
- Figure 14:** Stratigraphic log representative of facies association D. Note sandstones attributed to association E encased within mudstones and sharp-based diamictite of association C at the top of the succession. 61
- Figure 15:** Photomosaic (A) and sketch (B) representing facies association E. Note the erosive and often irregular boundaries between facies (Gm, Sm and St/Sp) and the dominance of lenticular geometries..... 63
- Figure 16:** Field photos of facies association E. A) Alternating massive and crudely stratified sandstone and conglomerate. Note the presence of crude stratification and clast imbrication in facies Gm. Paleocurrents are to the left (west) as indicated by clast imbrication and cross-stratification in facies St/Sp. B, C) Details of facies Sm and Gm. Note in B the presence of oversized (floating) clasts in massive sandstones..... 64
- Figure 17:** Panoramic view (A) and geological cross section (B) showing the stratigraphic relationships among the different facies associations. Location of vertical logs of figures 8 and 12 and the sandstone block illustrated in figure 11C are indicated in A. Blue dots in B represent described outcrops; numbers followed by an apostrophe (P61', per example) means a projected outcrop.. 67
- Figure 18:** Proposed depositional model for the studied interval. A and B show two different stages of deposition with respect to deglaciation assuming that deposition started when the ice margin was still in contact with water body (A) and evolved to a proglacial environment influenced by a terrestrial ice margin (B). C) Generalized paleodepositional model showing the relationships among the different subenvironments and their correspondent facies associations. . 68

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Coordenadas UTM dos afloramentos descritos.	16
Table 2: Summary of facies recognized and inferred formative processes. Facies code adapted from Eyles et al. (1983).	48
Table 3: Summary of facies associations including their facies composition and interpreted depositional settings.	49

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
1.1 INTRODUÇÃO AO TEMA	12
1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	14
1.3 OBJETIVOS	14
1.4 MÉTODOS	15
1.4.1 Pesquisa bibliográfica.....	15
1.4.2 Aquisição de dados	15
1.4.3 Análise e interpretação de dados	16
1.5 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	17
2 AMBIENTES E PROCESSOS DEPOSICIONAIS	19
2.1 AMBIENTE FLUVIO-DELTAICO	19
2.1.1 Tipos de deltas	24
2.2 FLUXOS GRAVITACIONAIS DE SEDIMENTOS EM AMBIENTE SUBAQUOSO.....	25
2.2.1 Movimentos de Massa.....	28
2.2.2 Fluxos densos não coesivos (<i>Non-cohesive density flows</i>).....	29
2.2.3 Correntes de turbidez.....	31
3 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	32
3.1 BACIA DO PARANÁ.....	32
3.2 GRUPO ITARARÉ.....	33
4 RESULTADOS: FLUVIAL TO SUBAQUEOUS STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE RECORDED IN A PROGLACIAL, LATE-PALEOZOIC, FLUVIO-DELTAIC SYSTEM.....	41
4.1 ABSTRACT	41
4.2 INTRODUCTION	42
4.3 GEOLOGICAL SETTING AND PREVIOUS WORK	43
4.4 METHODS	45

4.5	RESULTS.....	47
4.5.1	Facies Association A – braided fluvial system.....	47
4.5.2	Facies Association B – channel-mouth-bar deposits.....	52
4.5.3	Facies association C – mass-transport deposits	56
4.5.4	Facies Association D – glaciomarine mudstones	59
4.5.5	Facies association E – non-cohesive density-flow deposits	62
4.5.6	Depositional architecture.....	65
4.6	DISCUSSION.....	69
4.6.1	Fluvial floods and density-flow deposition	69
4.6.2	Controls on mass-transport deposits.....	71
4.6.3	Stratigraphic significance and impacts on reservoir architecture 72	
4.7	CONCLUSIONS.....	73
4.8	REFERENCES.....	74
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	81
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83

1 INTRODUÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO AO TEMA

Nas últimas décadas, a produção de hidrocarbonetos em bacias sedimentares influenciadas por glaciações (bacias glaciadas) despertou o interesse científico em compreender a origem de arenitos formados em ambientes glaciais, uma vez que a predição da geometria e de heterogeneidades das rochas-reservatório é fundamental para a exploração e produção de petróleo. Neste contexto, Potter et al. (1995) compilaram as similaridades e diferenças entre os intervalos glaciados, com foco nos de idade permocarbonífera das bacias gondwânicas produtoras ou com ocorrências de petróleo, incluindo bacias da Arábia Saudita, Bolívia, Argentina, Paraguai, Brasil, Austrália e África do Sul. Esses autores destacaram que as rochas-reservatório geralmente se tratam de arenitos formados por degelo glacial, como deltas lacustres ou marinhos, ou como turbiditos em bacias marinhas circundadas por geleiras, enquanto que as rochas selantes podem ser compostas por diamictitos, argilitos e folhelhos.

Campanhas prospectivas realizadas na Bacia do Paraná (Brasil) apontaram que o Grupo Itararé, depositado durante a glaciação Neopaleozoica, é o melhor alvo exploratório da bacia, pois encontra-se em contato direto, por discordância, com rochas geradoras devonianas; possui arenitos com características de reservatório mesmo em grandes profundidades (~3.000 m); apresenta rochas potencialmente selantes e possui diversas ocorrências de gás, além de uma acumulação subcomercial (França & Potter, 1988, 1989; Campos et al., 1998). Apesar desta constatação, a descoberta e desenvolvimento de campos petrolíferos economicamente rentáveis nas bacias marginais brasileiras na década de 1970 voltaram a atenção para a região *offshore*, reduzindo o interesse nas bacias paleozoicas.

O Grupo Itararé, depositado entre o Bashkiriano superior e o Sakmario inferior (e.g. Holz et al., 2010), apresenta, segundo diversos autores, múltiplos intervalos com padrão de empilhamento estratigráfico essencialmente retrogradacional, ou seja, unidades características de porções proximais da bacia são recobertas por unidades representativas de porções mais distais – o que, no caso do Grupo Itararé, é representado por intervalos arenosos na base que

passam a intervalos pelíticos no topo (e.g. França & Potter, 1988; Eyles et al., 1993; Vesely & Assine, 2004, 2006). Alguns desses intervalos arenosos, reconhecidos por seus nomes informais, como o arenito Lapa e o arenito Vila Velha, foram anteriormente estudados buscando justamente o entendimento dos sistemas deposicionais que os formaram, visto que esses arenitos são cronocorrelatos e considerados análogos aos potenciais reservatórios de subsuperfície (e.g. França et al., 1996; Vesely, 2007; Vesely et al., 2007).

Cerca de 80 km a sudoeste de Curitiba – PR, no município de Lapa – PR, aflora uma unidade arenosa do Grupo Itararé, conhecida informalmente como arenito Pedra Alta, cuja interpretação de seu sistema deposicional apresenta divergências na literatura. Pretendendo colaborar com o entendimento dos sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná, essa dissertação mostra os estudos realizados em relação ao arenito supracitado e aos estratos subjacentes, conjuntamente aqui chamados de sistema Pedra Alta.

Registraram-se fácies flúvio-deltaicas, importante espessura de depósitos de transporte em massa (DTMs), fácies marinhas profundas, além da ocorrência restrita de depósitos de fluxos densos não coesivos. A caracterização do empilhamento estratigráfico da área revelou um momento de progradação deltaica, glacioinfluenciado, cuja correlação entre depósitos continentais e marinhos pôde ser estabelecida através do levantamento de perfis estratigráficos verticais, construção de seção geológica, análise de paleocorrentes e de afloramentos de grande continuidade lateral, que mostraram transição gradual entre as associações de fácies, que, por vezes, inclusive se mostraram interdigitadas.

Sendo assim, além da caracterização faciológica e estabelecimento de um modelo deposicional para o intervalo, pôde-se descrever a correlação entre os depósitos de fluxos gravitacionais subaquosos (DTMs e depósitos de fluxos densos não coesivos) e os depósitos continentais (flúvio-deltaicos). Apesar de tal correlação ter sido previamente sugerida em trabalhos anteriores (e.g. Mutti et al., 1996, 2003; Mulder et al., 2003; Mulder & Chapron, 2011;), situações em que as relações estratigráficas entre fácies continentais e marinhas estão preservadas são raras, tornando o estudo do intervalo bastante significativo no entendimento das mesmas.

1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação estrutura-se em seis capítulos, iniciando-se pela introdução ao tema estudado, que aborda sua importância científica e industrial, os objetivos da pesquisa, assim como os métodos utilizados para alcançá-los, além de explicar ao leitor a estruturação do texto e indicar a localização da área estudada e seus principais acessos (Capítulo 1).

O Capítulo 2 é utilizado para abordar conceitos fundamentais utilizados ao longo desta dissertação, que serviram como embasamento teórico para as interpretações dadas aos sistemas deposicionais registrados no intervalo estudado e que, conseqüentemente, embasaram a confecção do modelo de evolução da sedimentação proposto no capítulo de resultados (capítulo 4).

Em seguida, o Capítulo 3 traz a contextualização geológica do intervalo estudado, inicialmente em escala regional e, posteriormente, abordando os principais trabalhos publicados a respeito do Grupo Itararé, mostrando a evolução do conhecimento em relação ao mesmo.

O Capítulo 4 apresenta os resultados obtidos e discussões acerca dos mesmos, escritos na forma de artigo científico, redigido em inglês, visando publicação em revista internacional. A numeração das figuras dentro do artigo segue a numeração dos capítulos anteriores desta dissertação, porém as referências utilizadas no corpo do artigo estão listadas separadamente, ao fim do mesmo.

O Capítulo 5 apresenta considerações finais, ressaltando as principais conclusões obtidas com o trabalho e discutindo seu reflexo para o conhecimento científico e industrial. Esta dissertação é, então, finalizada pelo capítulo de referências bibliográficas (Capítulo 6), que inclui as citações feitas ao longo dos capítulos 1,2,3 e 5, visto que as citações feitas no capítulo 4 estão listadas ao fim do mesmo.

1.3 OBJETIVOS

Considerando o exposto acima, visando contribuir com o entendimento da arquitetura dos reservatórios da Bacia do Paraná, o objetivo principal deste trabalho é determinar os sistemas deposicionais que deram origem ao arenito

Pedra Alta e aos estratos subjacentes, assim como a relação de contato entre eles, visando propor um modelo de evolução da sedimentação desse conjunto. Ademais, busca-se documentar a entrada de fluxos continentais fluviais na bacia receptora e os processos subaquosos por ela desencadeados, considerando-se a influência da deglaciação. Por fim, propõe-se uma discussão a respeito de algumas implicações exploratórias desses resultados.

1.4 MÉTODOS

A seguir serão descritas as etapas realizadas para a execução da pesquisa apresentada nesta dissertação.

1.4.1 Pesquisa bibliográfica

A execução deste projeto de pesquisa se iniciou com a revisão bibliográfica sobre temas pertinentes ao trabalho como: a Bacia do Paraná e o Grupo Itararé (Capítulo 3 desta dissertação); ambientes glacialmente influenciados e os processos de deposição que neles ocorrem, assim como a heterogeneidade de fácies que esses ambientes produzem; ambientes flúvio-deltaicos (Capítulo 2 – item 2.1); fluxos gravitacionais de sedimentos, incluindo movimentos de massa, fluxos densos não coesivos e correntes de turbidez (Capítulo 2 – item 2.2); além de exemplos de bacias glaciadas com produção de hidrocarbonetos.

1.4.2 Aquisição de dados

A aquisição de dados foi feita através de 21 dias de trabalhos de campo, durante os quais foram descritos 86 afloramentos, cujas coordenadas UTM (sistema de referência *South American Datum 1969* – SAD69, zona 22 Sul) podem ser observadas na tabela 1.

A descrição dos afloramentos envolveu a caracterização dos litotipos quanto à granulometria, grau de seleção e maturidade, composição, estruturas sedimentares e geometria das camadas. Com essas informações, foram individualizadas fácies sedimentares que, posteriormente, foram agrupadas em associações de fácies. Ademais, foram levantados dez perfis estratigráficos verticais em escala 1:100, seis deles representativos das associações de fácies,

com espessuras entre 15 e 42 metros cada, como mostrado no capítulo de resultados (Capítulo 4).

Um total de 406 paleocorrentes foram medidas em estratificações cruzadas acanaladas e planares, *ripples*, *climbing ripples* e *climbing dunes*. Diagramas em rosetas com as medidas aferidas foram confeccionados com o *software OpenStereo*.

Ademais, afloramentos lateralmente contínuos (a partir de 40 metros de comprimento, aproximadamente) foram fotografados visando a construção de fotomosaicos.

Tabela 1: Coordenadas UTM dos afloramentos descritos.

Ponto	X	Y	Ponto	X	Y	Ponto	X	Y	Ponto	X	Y
1	618.471	7.156.463	24	611.768	7.145.915	46	609.338	7.144.412	68	619.446	7.143.885
2	614.265	7.155.655	25	610.113	7.145.624	47	609.909	7.155.753	69	619.354	7.143.558
3	614.581	7.147.786	26	611.625	7.149.675	48	609.275	7.154.657	70	618.896	7.142.417
4	613.321	7.147.373	27	618.350	7.151.775	49	608.954	7.153.652	71	618.320	7.144.585
5	613.254	7.147.111	28	616.893	7.149.799	50	609.202	7.153.466	72	618.460	7.143.822
7	613.271	7.148.278	29	616.194	7.148.811	51	610.044	7.152.602	73	612.308	7.143.736
8	617.311	7.148.301	30	612.391	7.151.022	52	610.740	7.152.026	74	619.380	7.155.474
9	616.445	7.148.188	31	612.691	7.151.152	53	618.554	7.154.192	75	617.958	7.156.297
10	615.624	7.147.582	32	613.276	7.148.113	54	615.283	7.148.348	76	617.802	7.155.991
11	614.581	7.147.786	33	615.750	7.146.275	55	621.027	7.153.607	77	616.873	7.154.783
12	612.977	7.146.867	34	616.850	7.145.330	56	621.464	7.154.628	78	615.769	7.153.784
13	611.426	7.146.257	35	616.575	7.145.250	57	620.068	7.154.147	79	615.599	7.154.270
14	610.743	7.146.277	36	616.440	7.145.180	58	610.115	7.142.245	80	615.623	7.154.737
15	612.715	7.147.074	37	616.375	7.145.125	59	609.602	7.142.675	81	615.187	7.155.189
16	614.321	7.147.821	38	616.000	7.147.925	60	610.151	7.143.831	82	614.305	7.155.514
17	613.439	7.148.284	39	620.425	7.144.100	61	610.183	7.143.134	83	612.612	7.155.190
18	612.512	7.147.387	40	621.175	7.145.500	62	610.456	7.142.863	84	611.715	7.156.265
19	613.700	7.148.186	41	621.650	7.147.525	63	610.270	7.143.536	85	621.132	7.149.983
20	612.545	7.147.948	42	621.825	7.147.880	64	610.015	7.144.080	86	622.370	7.149.509
21	612.255	7.147.698	43	617.368	7.147.468	65	609.961	7.144.330			
22	612.385	7.147.857	44	609.611	7.145.008	66	618.843	7.144.763			
23	612.778	7.146.762	45	609.528	7.144.075	67	619.400	7.144.231			

1.4.3 Análise e interpretação de dados

A partir das descrições dos afloramentos, quinze fácies sedimentares foram individualizadas e codificadas de acordo com as propostas de Miall (1977) e de Eyles et al. (1983). Posteriormente, essas fácies foram agrupadas em cinco associações de fácies de acordo com os processos e ambientes interpretados para sua sedimentação.

As paleocorrentes aferidas foram inicialmente agrupadas em diagramas em rosetas por estrutura e afloramento em que foram medidas. Em um segundo momento, foram confeccionados diagramas em rosetas combinando dados de

uma mesma associação de fácies. Os diagramas permitiram a análise do sentido dos paleofluxos e a interpretação da localização de sua fonte alimentadora.

Os perfis estratigráficos levantados permitiram analisar a variação vertical das associações de fácies e foram o produto inicial a auxiliar a construção de um modelo de evolução da sedimentação dos estratos expostos na localidade estudada.

Afloramentos de grande continuidade lateral – cortes de estrada que formam exposições de 40 a 500 metros cada – foram fotografados e com esse registro foram montados fotomosaicos, sobre os quais as principais estruturas e superfícies erosivas foram desenhadas. Embasado pelas descrições de campo, o resultado dessas montagens foi utilizado para análise da variação lateral das associações de fácies. A variação lateral entre as fácies também foi analisada através da construção de uma seção geológica com exagero vertical de cinco vezes. Esses dados, juntamente aos perfis estratigráficos verticais, também auxiliaram a elaboração do modelo de evolução da sedimentação da área.

1.5 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área escolhida para a realização deste projeto encontra-se no município da Lapa – PR, entre as coordenadas UTM 609.640 e 622.154 (Leste); 7.157.095 e 7.142.080 (Norte), totalizando cerca de 188 km² (Figura 01).

Seus acessos principais são pela rodovia federal BR-476, também conhecida como Rodovia do Xisto, e pela rodovia estadual PR-427, que cruza o extremo nordeste da área e pode ser utilizada para acessar a rodovia estadual PR-433, além de estradas locais. Tal área foi escolhida por apresentar abundância de afloramentos naturais e de cortes de estrada, alguns de grande continuidade lateral, que podem atingir centenas de metros, facilitando a análise arquitetônica de fácies e o levantamento de perfis estratigráficos verticais.

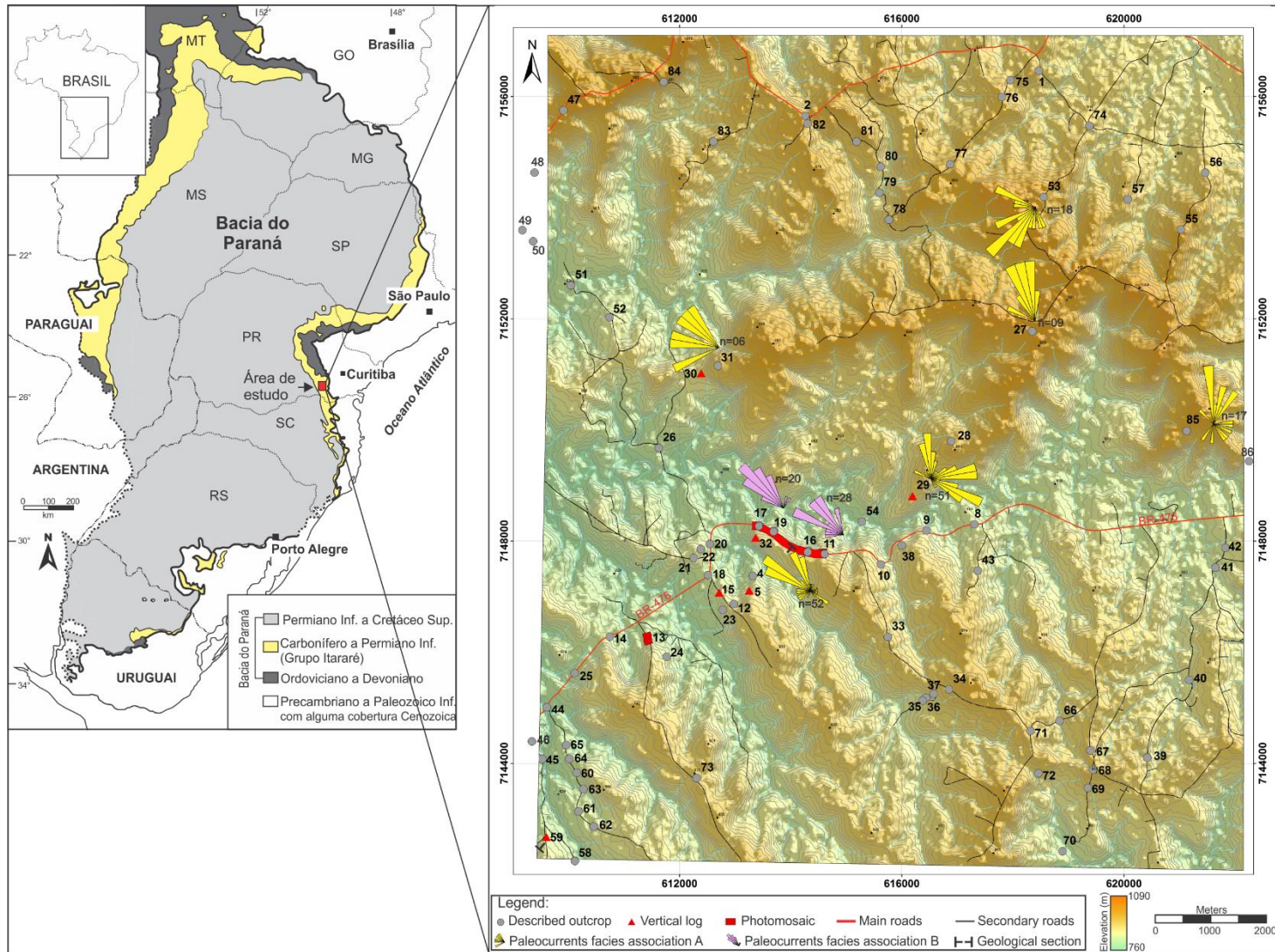


Figura 1: Localização da área estudada dentro da faixa leste de afloramentos do Grupo Itararé na Bacia do Paraná. Detalhe à direita mostra a localização de afloramentos descritos, fotomosaicos confeccionados e paleocorrentes medidas. Fonte mapa da Bacia do Paraná no Brasil e intervalos aflorantes: Vesely (2006).

2 AMBIENTES E PROCESSOS DEPOSICIONAIS

2.1 AMBIENTE FLUVIO-DELTAICO

Segundo definição simples, um delta é uma protuberância costeira discreta que se forma onde um rio encontra um oceano ou lago. O conceito de delta data da Grécia antiga, quando Herodotus (400 a.C.) observou que a desembocadura do rio Nilo tinha a forma da letra grega delta, enquanto que os primeiros estudos sobre depósitos deltaicos antigos surgiram no final do século XIX (Nemec, 1990a; Bhattacharya & Walker, 1992).

Nemec (1990a) define “delta” como um depósito construído por um sistema alimentador terrestre, geralmente aluvial, dentro de um corpo d’água, que pode ser um lago, laguna, ou o mar. O delta se forma porque a entrada do fluxo canalizado dentro desse corpo d’água promove uma diminuição abrupta da velocidade do mesmo, que perde sua capacidade de transporte e, conseqüentemente, passa a depositar sedimentos logo à frente da desembocadura do canal. Os sedimentos mais grossos são depositados primeiro e os mais finos, carregados em suspensão, se depositam em porções mais distais (Bhattacharya & Walker, 1992, Reading & Collinson, 1996; Nichols 2009).

Deltas são divididos em três subambientes: a planície deltaica (domínio de processos fluviais), a frente deltaica (processos fluviais combinados aos da bacia receptora) e o pro-delta (domínio dos processos da bacia receptora). A planície deltaica é uma região considerada transicional entre o sistema alimentador do delta (rios ou leques aluviais) e o delta propriamente dito; é comum a ramificação ou avulsão dos canais fluviais, que criam um padrão distributário. Entre os canais, há planícies subaéreas sujeitas a deposição por decantação de materiais finos em épocas de cheias dos canais. Portanto, os depósitos formados nas planícies deltaicas têm as mesmas características de seu sistema alimentador, esperando-se encontrar fácies de canais fluviais (caracterizadas, no geral, por camadas arenosas de base erosiva, com granodecrescência ascendente e estratificações cruzadas) e suas planícies de inundação, com registro de fácies representativas de ambientes pantanosos, com marcas de raízes e alternância de lama e areia fina (Bhattacharya & Walker, 1992; Reading & Collinson, 1996; Nichols, 2009).

Para este trabalho relembra-se a definição de “delta com distributários entrelaçados” (*delta with braided distributaries*, Nemec, 1990a), com o mesmo sentido do termo delta entrelaçado (*braid-delta*) proposto por McPherson et al. (1987). Deltas com distributários entrelaçados, como o nome sugere, são os deltas cujo componente subaéreo é formado por rios entrelaçados. Os depósitos típicos de rios entrelaçados apresentam abundância de estratificações cruzadas, sendo comuns fácies conglomeráticas e arenosas com estratificação cruzada acanalada e planar, com gradação normal dentro das camadas (McPherson et al., 1987).

Sistemas fluviais foram extensivamente estudados por A.D. Miall (Miall, 1977, 1978, 1985), que postulou que rios entrelaçados são caracterizados por dois ou mais canais separados por barras ou “ilhas”, com alta razão largura/profundidade, baixa sinuosidade e, cujo transporte de partículas ocorre por tração da carga de fundo. Ademais, não são típicos de nenhum ambiente ou clima específicos (Miall, 1977).

Bacia adentro, após a planície deltaica, encontra-se a frente deltaica, local onde ocorre a maior parte da deposição ativa do ambiente deltaico. Os sedimentos mais grossos são depositados primeiro e os mais finos, carregados em suspensão, se depositam em porções mais distais. As frentes deltaicas geralmente apresentam inclinações que podem variar entre 1° ou 2° em deltas com predomínio de sedimentação de partículas finas, ou atingir até 30° em deltas com deposição de partículas grossas. As camadas depositadas na frente deltaica apresentam um padrão granocrescente ascendente e, no topo, é comum ocorrer feições de retrabalhamento por ondas e/ou maré (Bhattacharya & Walker, 1992; Reading & Collinson, 1996; Nichols, 2009).

A ressedimentação dos depósitos da frente deltaica por fluxos gravitacionais é reconhecida em diversos trabalhos (McPherson et al., 1987; Postma, 1990; Reading & Collinson, 1996; McConnico & Bassett, 2007) e foi amplamente descrita por Nemec (1990b), com ênfase em deltas com sedimentação mais grossa e de frente deltaica inclinada (deltas tipo “Gilbert”). O autor reconhece queda de detritos, escorregamentos, fluxos de detritos e correntes de turbidez, como os processos mais comuns de ressedimentação na frente deltaica.

Conforme o fluxo adentra seu corpo d'água receptor, os sedimentos mais finos (argila e silte) formam uma pluma de partículas em suspensão que se distancia da desembocadura fluvial, se depositando por decantação posteriormente à frente deltaica. Esta região de decantação de finos, que, porém, pode conter sedimentos mais grossos remobilizados da frente deltaica, é denominada de pro-delta (Nichols, 2009).

Quando um rio adentra um corpo d'água, a diferença de densidade entre eles pode gerar fluxos homopícnais (quando $d_r = d_w$), hipopícnais (quando $d_r < d_w$) ou hiperpícnais (quando $d_r > d_w$), sendo d_r a densidade do fluxo fluvial e d_w a densidade do corpo de água receptor. Fluxos homopícnais geram intensa sedimentação na desembocadura deltaica (predomínio de deposição na frente deltaica), enquanto fluxos hipopícnais formam uma pluma de sedimentos em suspensão que é carregada para porções mais distais da bacia (predomínio de deposição no pro-delta) (Reading & Collinson, 1996; Mulder & Alexander, 2001).

Contrariamente, fluxos hiperpícnais “mergulham” bacia adentro devido a sua alta concentração de sedimentos, podendo erodir o leito da bacia e se tornarem alto-sustentados por um certo período de tempo, evoluindo assim para uma corrente de turbidez (e.g. Mulder & Syvitski, 1995). Portanto, fluxos hiperpícnais transportam grandes volumes de sedimento para a região costeira, podendo atingir águas profundas (Mutti et al., 1996, 2003; Mulder & Alexander, 2001; Parsons et al., 2001; Mulder et al., 2003; Petter & Steel, 2006).

Mulder e Syvitski (1995), após estudarem 150 rios modernos que desaguavam nos oceanos, concluíram que fluxos hiperpícnais são mais comuns em momentos de enchentes em rios pequenos a médios e que, a concentração de sedimentos dos fluxos fluviais teria de ser próxima a 40 kg/m^3 para gerar fluxos hiperpícnais. Concordantemente, Mulder et al. (2003) alegam que rios muito largos não geram estes fluxos em sua desembocadura porque, inicialmente, a concentração das partículas fica diluída em seu grande volume de água e; secundariamente, porque muito do seu sedimento em suspensão fica retido nas planícies de inundação.

Mulder et al. (2003) propõem quatro situações favoráveis à formação de fluxos hiperpícnais: 1) enchentes rápidas em ambientes áridos quentes; 2) *Jökulhaups* (“enchentes glaciais”); 3) erosão de barragens naturais ou quebra de

barragens artificiais ou; 4) *Lahars*, que são movimentos de massa de ocorrem quando há fortes chuvas sobre cinzas e púmices vulcânicos inconsolidados.

Contudo, Parsons et al. (2001), através de experimentos laboratoriais, comprovaram que concentrações de sedimentos tão baixas quanto 1 kg/m^3 podem gerar fluxos hiperpicnais e, portanto, a maior parte dos rios é capaz de produzir tais fluxos com certa frequência. Na mesma linha, Bhattacharya e McEachern (2009) afirmam que ambientes costeiros tendem a ter menor salinidade devido à mistura com água doce, facilitando a formação de fluxos hiperpicnais, principalmente durante episódios de enchentes pouco espaçadas temporalmente.

Mutti et al. (1996) exploram fluxos hiperpicnais geneticamente relacionados a enchentes catastróficas, i.e., grandes volumes de misturas de água e sedimento, com alta velocidade e concentração de sedimentos. Para os autores, a ocorrência de enchentes catastróficas seria restrita a ambientes tectonicamente ativos, visto que o soerguimento tectônico da área fonte causaria o aumento de sedimentos disponíveis (por denudação) muito próximo à bacia receptora, além do alto gradiente dos rios, gerando aceleração das correntes fluviais.

Os depósitos de fluxos hiperpicnais resultantes de enchentes catastróficas, caracteristicamente, se desenvolveriam em ambiente plataformal ou marinho profundo e seriam compostos por uma variedade de fácies que abrange desde conglomerados maciços a lamitos laminados. Essa variação é esperada visto que há uma transformação do fluxo corrente abaixo, em um processo contínuo. As fácies proximais são tipicamente areno-cascalhosas, com desenvolvimento de dunas cavalgantes (*climbing dunes*) na desembocadura fluvial; fluxo abaixo são encontrados lobos arenosos, frequentemente com *hummockys* (HCS) e, finalmente, nas porções mais distais (pro-deltaicas) ocorrem depósitos turbidíticos delgados (Mutti et al., 1996).

Climbing dunes (dunas cavalgantes) foram interpretadas por Mutti et al. (1996) como depósitos geneticamente relacionados a correntes altamente turbulentas, de grande volume e longa duração, que carregam a maior parte de sua carga em suspensão (i.e., *sediment-laden stream flows* – correntes carregadas de sedimentos). Esses fluxos produzem fácies complexas resultantes da combinação de processos trativos e suspensão, dando origem a uma sucessão sedimentar granodecrescente composta por conglomerados maciços

que passam para conglomerados e arenitos com estratificação cruzada; com a diminuição da velocidade do fluxo, passam a se depositar arenitos com *climbing ripples* e, posteriormente, há uma fase de decantação de lama (Figura 02).

Ghienne et al. (2010) documentam a ocorrência de *climbing dunes* em dois estudos de caso, ambos em ambiente proglacial, sendo em um dos casos resultantes da desaceleração de correntes carregadas de sedimentos ao adentrar a bacia, com a deposição das estruturas ocorrendo na desembocadura fluvial (porção distal da planície de *outwash*). No outro caso, tais estruturas se formariam nas porções proximais da planície de *outwash*, dentro de canais incisos, sobre barras laterais relacionadas a recirculação dos fluxos canalizados (redemoinhos). Os autores relacionam as *climbing dunes* à migração de dunas subaquosas em regime de fluxo inferior e, inferem que, de acordo com as sucessões estratigráficas descritas, tais estruturas estão ligadas a enchentes decorrentes da liberação de água de degelo pelas geleiras.

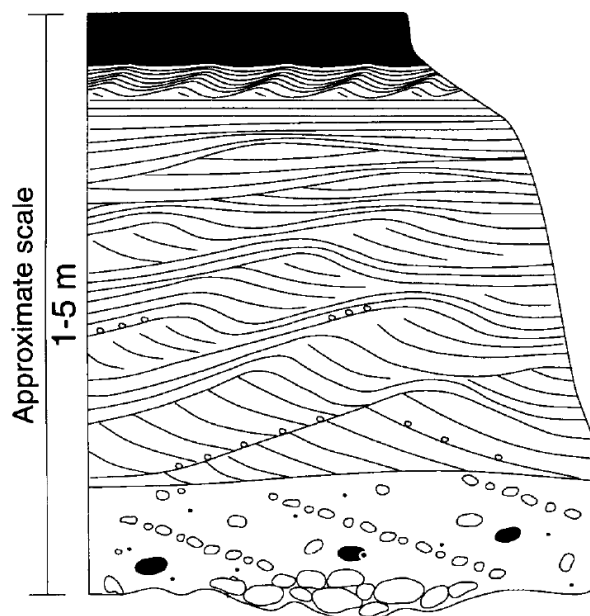


Figura 2: Sequência deposicional ideal gerada por correntes carregadas de sedimentos (*sediment-laden stream flows*) proposta por Mutti et al. (1996): da base para o topo, depositam-se conglomerados maciços, que passam a conglomerados pobremente estratificados; posteriormente há a deposição de conglomerados e arenitos com estratificação cruzada (dunas cavalgantes), que passam a arenitos com *climbing ripples* e, então, há uma fase de decantação de lama.

2.1.1 Tipos de deltas

Uma classificação bastante usual para deltas é a divisão que utiliza a importância relativa entre processos fluviais e processos bacinais (onda e maré). Esses processos são resultantes de uma combinação de fatores controlados pelo clima, tectônica e eustasia, entre eles: descarga e gradiente dos rios, relevo da área fonte, taxa de subsidência e espaço de acomodação da bacia, amplitude de ondas e marés. Dentro desta classificação, os deltas podem ser classificados como: dominado por rio, dominado por onda ou, dominado por maré (Bhattacharya & Walker, 1992; Nichols, 2009).

Em deltas dominados por rios, a influência de ondas e marés é minoritária e, as fácies da frente deltaica mostram predominância de deposição por processos fluviais, registrada na forma de *ripples* unidirecionais, estratos cruzados ou maciços com gradação. Quando há alta taxa de sedimentação, é comum a formação de estruturas de deformação de sedimento inconsolidado. Nas porções mais distais do delta (pro-deltaicas), usualmente, há a formação de lamitos maciços ou bem estratificados, decorrentes da decantação das plumas que carregam sedimento em suspensão e de fluxos densos originados na desembocadura fluvial em momentos de alta descarga (Bhattacharya & Walker, 1992).

Em deltas dominados por ondas, há o retrabalhamento dos sedimentos que adentram a bacia pelas mesmas. As fácies da frente deltaica registram marcas onduladas simétricas e *hummockys* (HCS), além de apresentarem contínua gradação inversa nas camadas. Estruturas como *ripples* unidirecionais e deformação de sedimentos inconsolidados são raros. O pro-delta de deltas dominados por ondas, geralmente, é mais bioturbado, arenoso e menos espesso que o de deltas dominados por rios (Bhattacharya & Walker, 1992).

Por fim, em deltas dominados por marés, a influência da maré se sobrepõe à dos rios e ondas e, assim, há o retrabalhamento dos sedimentos que adentram a bacia, tanto em suspensão, quanto como carga de fundo. A frente deltaica registra fácies que indicam a reversão do sentido do fluxo, assim como períodos de estagnação do mesmo, representados por *ripples* com indicação de fluxos com sentidos opostos, estratificação cruzada do tipo “espinha de peixe” e *drapes* de lama (Bhattacharya & Walker, 1992; Nichols, 2009).

As classificações para deltas evoluíram englobando outros fatores, além da influência dos rios, ondas e marés. Nemec (1990a) indica a classificação de Corner (1990 *apud* Nemec 1990a), por considerar uma abordagem prática, simples e completamente descritiva. Tal classificação é baseada em um diagrama bivariado que considera, por um lado, o tamanho principal das partículas “descarregadas” na frente deltaica e, por outro, o declive da frente deltaica.

Outra classificação bem aceita é a proposta por Postma (1990), na qual o autor combina: 1) sistema alimentador; 2) a profundidade do pro-delta; 3) processos da desembocadura fluvial e; 4) processos difusivos, causados por ondas, marés e gravidade, incluindo deslizamentos e outros fluxos gravitacionais. A combinação dos dois primeiros parâmetros resultou em doze prototipos de deltas.

2.2 FLUXOS GRAVITACIONAIS DE SEDIMENTOS EM AMBIENTE SUBAQUOSO

Fluxos gravitacionais, também chamados fluxos densos, são definidos como uma gama de processos, subaéreos ou subaquosos, que envolvem a movimentação de misturas de sedimento e fluido por gravidade devido ao excesso de densidade. O início desses fluxos necessita energia potencial gravitacional, geralmente relacionada a um declive; porém, para a continuidade do movimento, essa energia potencial pode ser gerada simplesmente pela diferença de espessura do fluxo – mesmo em uma superfície horizontal, o fluxo pode continuar em movimento caso haja uma diminuição na espessura do fluxo corrente abaixo (Nemec, 1990b; Martinsen, 1994; Dasgupta, 2003; Nichols, 2009).

Diferentes propostas de classificação de fluxos gravitacionais foram feitas com base em fatores como: comportamento e tipo de fluido, mecanismos de suporte e de disparo dos fluxos, clima e geologia locais. Martinsen (1994) ressalta que apesar das descrições individuais feitas para os vários tipos de fluxos gravitacionais cada um deles é uma parte de um processo contínuo e que um pode evoluir para o outro com o tempo ou, os efeitos deposicionais de um podem ser o gatilho para o início de outros.

Neste trabalho, combina-se a divisão proposta por Nemeç (1990b) com a classificação de Mulder e Alexander (2001) - baseadas no comportamento do fluxo (plástico a fluido) e em seu mecanismo de suporte – com as observações feitas por Posamentier e Martinsen (2011), separando-se então os fluxos gravitacionais nas categorias: movimentos de massa, fluxos densos não coesivos e, correntes de turbidez (Figura 03).

A revisão da literatura sobre fluxos gravitacionais mostra que há uma certa falta de consenso entre autores quanto à utilização dos termos e significados dos mesmos, ou seja, a depender do autor um mesmo termo pode ser usado com significados diferentes ou o mesmo processo pode ser denominado de maneiras distintas (Postma, 1986; Mulder & Alexander, 2001; Dasgupta, 2003). Objetivando sanar eventuais dúvidas, abaixo são apresentados os termos, definições e principais características dos fluxos gravitacionais subaquosos cujos registros foram reconhecidos na área de estudo. Os fluxos gravitacionais estão divididos em três categorias (movimentos de massa, fluxos densos não coesivos e correntes de turbidez), pois apesar de alguns autores utilizarem o termo “movimento de massa” como sinônimo de fluxo gravitacional (e.g. Martinsen, 1994), aqui considera-se a observação feita por Posamentier e Martinsen (2011) de que movimentos de massa são os processos em que os sedimentos são transportados *en masse*, ou seja, não se movem livremente uns em relação aos outros. Sendo assim, os movimentos de massa não incluem fluxos hiperconcentrados e concentrados (e.g. Mulder & Alexander, 2001), correntes de turbidez e queda de grãos ou rocha, apesar de se reconhecer a continuidade dos processos.

Ademais, emprega-se a o termo genérico “fluxo denso não coesivo” de Mulder e Alexander (2001), ao invés de corrente de turbidez de alta densidade para evitar polêmica oriunda da definição de corrente de turbidez. Enquanto alguns autores usam corrente de turbidez num espectro mais amplo (e.g. Lowe, 1979; 1982), outros, a exemplo de Mulder e Alexander (2001) usam o termo para fluxos em que a turbulência é o único mecanismo de suporte dos grãos. Sendo assim, os adjetivos “alta densidade” ou “alta concentração” seriam incabíveis dentro desta definição, pois a turbulência não seria capaz de sustentar sozinha, ou mesmo como mecanismo principal, fluxos com essas características.

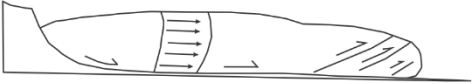

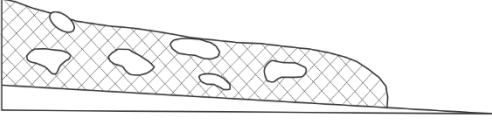
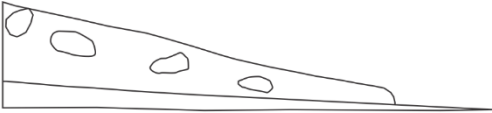
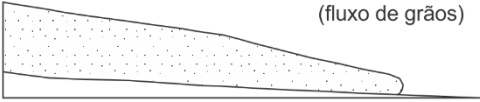
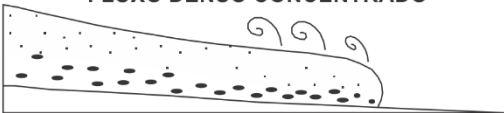

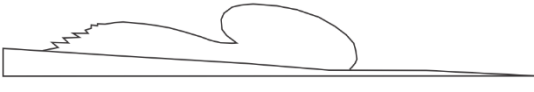
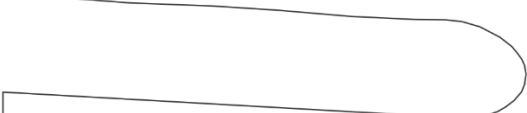
		Mecanismo dominante de suporte dos grãos	TIPOS DE FLUXO	
Movimentos de massa	Deslizamentos	suporte turbulento ————— flutuação - - - - - pressão de poros - - - - - coesão da matriz ————— suporte grão a grão	DESLIZAMENTOS 	
	Escorregamentos		ESCORREGAMENTOS 	
Fluxo de detritos	FLUXO DE DETRITOS 			
Fluxos densos não coesivos	Fluxos hiperconcentrados		FLUXO DENSO HIPERCONCENTRADO 	
	Fluxos não coesivos		FLUXO DENSO HIPERCONCENTRADO (fluxo de grãos) 	
	Fluxos concentrados		FLUXO DENSO CONCENTRADO 	
			FLUXO DENSO CONCENTRADO (transicional) 	
	Correntes de turbidez			CORRENTE DE TURBIDEZ SÚBITA (SURGE-LIKE) 
				CORRENTE DE TURBIDEZ DE LONGA DURAÇÃO 

Figura 3: Divisão adotada para os fluxos gravitacionais no presente trabalho, combinando as classificações de Nemeç (1990b) e Mulder e Alexander (2001) e considerando as

observações feitas por Posamentier e Martinsen (2011) a respeito dos movimentos de massa. Figura modificada de Mulder e Alexander (2001)

2.2.1 Movimentos de Massa

Movimentos de massa são fluxos cujo material movimentado (sedimentos + fluido) se move devido à ação da gravidade, como o nome sugere, em massa, ou seja, o fluxo tem comportamento plástico e as partículas não se movem livremente umas em relação às outras (Posamentier & Martinsen, 2011). Os depósitos resultantes de movimentos de massa são genericamente chamados de depósitos de transporte em massa (DTMs) e envolvem a participação de diferentes tipos de fluxo. A seguir, serão abordadas as principais características de cada categoria de movimento de massa, apontando as particularidades que permitem diferenciar seus depósitos.

2.2.1.1 Deslizamentos (Slides)

Deslizamentos são movimentos de massa que ocorrem sobre uma superfície de cisalhamento, em que o material transportado apresenta nenhuma ou pouca deformação interna, ou seja, é comum em depósitos sedimentares resultantes de deslizamentos que o acamamento e/ou estruturas originais do material transportado possam ser reconhecidos, apesar de normalmente encontrarem-se rotacionados. De acordo com a relação entre a distância que o deslizamento percorre e sua espessura, os deslizamentos podem ser subdivididos em: rotacionais, quando percorrem distâncias curtas quando comparadas à espessura do fluxo ou; translacionais, quando percorrem longas distâncias comparativamente à espessura do fluxo (Martinsen, 1994; Stow et al., 1996).

2.2.1.2 Escorregamentos (Slumps)

Similarmente aos deslizamentos, escorregamentos também são movimentos de massa que ocorrem sobre uma superfície basal cisalhante, porém o material mobilizado, geralmente menos consolidado, sofre intensa deformação interna enquanto é movimentado. O estilo e o grau dessa deformação interna, a qual pode ter comportamento rúptil ou dúctil, são extremamente variáveis e dependentes da posição do material dentro do próprio fluxo. Os depósitos formados por escorregamentos são reconhecidos pela presença de estruturas

deformacionais, porém que ainda possuem preservadas características do acamamento e/ou laminação original (Martinsen, 1994; Stow et al., 1996).

Martinsen (1994) descreve que é comum a ocorrência de dobras, *boudins*, superfícies de cisalhamento interno, microfalhas e falhas em depósitos sedimentares oriundos de escorregamentos. Este autor sugere que os escorregamentos passem por uma fase principal de deformação dúctil, na qual são geradas as dobras e *boudins*, seguida de uma fase final de deformação rúptil, na qual são geradas as falhas. Segundo Stow et al. (1996), dobras geradas por escorregamentos são distinguíveis de dobras tectônicas, por exemplo, devido à presença de estratos não deformados imediatamente acima e abaixo dos estratos deformados.

Como escorregamentos podem ser a evolução de deslizamentos, estabelecer um limite entre esses dois tipos de movimento de massa pode ser complicado, porém um limite arbitrário pode ser estabelecido a partir do ponto em que o acamamento ou estruturas originais aparecem dobradas e/ou rompidas (Martinsen, 1994).

2.2.1.3 Fluxo de Detritos (*Debris Flow*)

Fluxos de detritos são aqui considerados como fluxos coesivos, que carregam sedimentos não selecionados, tendo a coesão da matriz lamosa como principal mecanismo de suporte. São fluxos plásticos em que todo o acamamento e laminação originais são destruídos. Por essa característica reológica, estes fluxos “congelam” quando os esforços coesivos internos superam os esforços cisalhantes externos. Os depósitos de fluxos de detritos são caracterizados por serem maciços ou pobremente acamadados ou gradados. Um dos produtos mais comuns é um sedimento/rocha constituído predominantemente por matriz rica em lama contendo clastos de diferentes tamanhos dispersos caoticamente (diamicito, paraconglomerado ou lamito cascalhoso) (e.g. Eyles, 1993; Stow et al., 1996).

2.2.2 Fluxos densos não coesivos (*Non-cohesive density flows*)

Lowe (1979, 1982) descreveu fluxos de comportamento similar às correntes de turbidez estudadas por Bouma (ver item 2.2.3 deste capítulo), porém que transportam partículas maiores que areia média (areia grossa a blocos), as

quais se sustentariam pela alta concentração de sedimentos, e que foram denominadas correntes de turbidez de alta densidade. Apesar de Lowe (1979, 1982) assumir que a sustentação das correntes de turbidez de alta densidade envolve uma combinação de processos (turbulência, flutuação, decantação dificultada e pressão dispersiva), o termo não foi aceito por autores que preferem a utilização *sensu stricto* ou *sensu lato* do termo “corrente de turbidez”.

Para sanar tais divergências entre autores, Mulder & Alexander (2001) propuseram a categoria “fluxos densos não coesivos”, que engloba “fluxos hiperconcentrados” e “fluxos concentrados”, descritos abaixo.

Fluxos hiperconcentrados são misturas de sedimento + fluido que têm comportamento transicional entre plástico e fluido, possuem diferentes mecanismos de suporte (coesão da matriz, turbulência, pressão dispersiva e flutuação) e seu principal mecanismo de deposição é por congelamento friccional (Mutti et al., 1996, Mulder & Alexander, 2001). Considera-se no presente trabalho que o termo “fluxo hiperconcentrado” de Mulder e Alexander (2001) pode ser utilizado como sinônimo para “corrente de turbidez de alta densidade” de Lowe (1979).

O comportamento não coesivo desses fluxos pode ser explicado pela menor quantidade de partículas coesivas ou então, pela maior agitação interna do fluxo. Mutti et al. (1996) associam a gênese dos fluxos hiperconcentrados a enchentes catastróficas ocorridas em ambientes tectonicamente ativos. Mulder e Alexander (2001) reconhecem também origem glacial para esses fluxos, quando jatos de água de degelo contidos em canais sub ou englaciais adentram corpos d'água.

Fluxos concentrados diferem-se dos hiperconcentrados, obviamente pela menor concentração de sedimentos que carregam e, porque têm comportamento fluido, permitindo decantação dentro do fluxo, gerando separação de partículas. A pressão dispersiva é considerada o principal mecanismo de suporte desses fluxos, porém, turbulência pode atuar fortemente em seu topo.

Os depósitos de fluxos concentrados apresentam base erosiva sobreposta por depósitos arenosos maciços ou com gradação inversa (equivalentes à divisão T_a da Sequência de Bouma), enquanto que o topo desses fluxos, sustentado por turbulência, deposita por suspensão as fácies T_{c-e} ou T_{d-e} de Bouma.

2.2.3 Correntes de turbidez

Correntes de turbidez são comumente definidas como fluxos gravitacionais de sedimentos, de comportamento fluido, em que as partículas ficam em suspensão por turbulência (Hampton, 1972; Lowe, 1979, 1982; Stow et al., 1996), apesar de inicialmente terem sido definidas como misturas turvas de sedimentos e água (Middleton, 1967; Shanmugam, 2000; Mulder & Alexander, 2001). Desde então esses fluxos foram amplamente estudados em relação aos mecanismos de disparo, sustentação e deposição (Hampton, 1972; Lowe 1979, 1982; Normak & Piper, 1992; Kneller & Buckee, 2000) visto que são considerados importantes agentes de transporte de sedimentos clásticos grossos para o ambiente marinho profundo e seus depósitos constituem numerosos e importantes reservatórios de hidrocarbonetos em todo o mundo.

Os depósitos resultantes da desaceleração das correntes de turbidez são os chamados turbiditos, que, dentro das características segundo as quais foram inicialmente descritos, idealmente formam uma sucessão sedimentar conhecida por “Sequência de Bouma” (Bouma, 1962), que engloba partículas com granulometria de argila à areia média. A sequência de Bouma é reconhecida por cinco divisões nomeadas de T_a a T_e , que apresentam granodecrescência ascendente e estruturas conforme apresentado na Figura 04. Apesar das divisões, considera-se que toda a sequência é depositada em um único evento deposicional (D’Ávila et al., 2008).

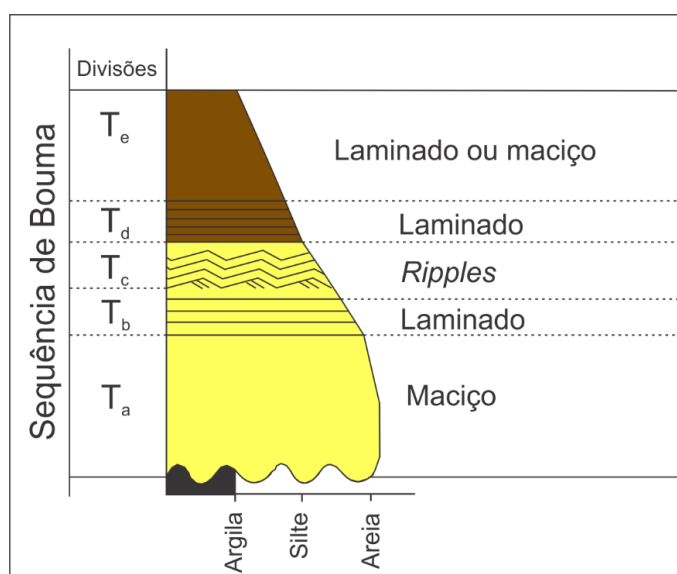


Figura 4: Sequência ideal formada pela desaceleração de uma corrente de turbidez, i.e., Sequência de Bouma.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná, considerada uma bacia intracratônica brasileira, ocupa uma área de aproximadamente 1.600.000 km², que se estende além do território brasileiro para territórios paraguaios, argentinos e uruguaios. Fazem parte de seu registro litológico rochas sedimentares e magmáticas que, segundo Milani et al. (2007), podem atingir até 7.000 metros de espessura em seu depocentro. Tal bacia é estudada desde o início do século XX e diversas propostas foram feitas acerca de sua coluna estratigráfica, assim como a respeito da nomenclatura litoestratigráfica mais apropriada. Schneider et al. (1974), por exemplo, propuseram uma coluna estratigráfica padrão, de caráter regional, baseados em dados de superfície e subsuperfície disponibilizados pela Petrobras.

Posteriormente, Zalán et al. (1987) sugeriram a divisão do registro estratigráfico da bacia em cinco sequências deposicionais, limitadas por discordâncias de escala bacinal. A denominação destas sequências teve por base o período de tempo principal em que foram depositadas, resultando nas sequências: Siluriana, Devoniana, Permo-Carbonífera, Triássica e Juro-Cretácea. As três primeiras registrariam ciclos de regressão e transgressão marinha, enquanto que as duas últimas teriam sedimentação estritamente continental recoberta pelos derrames de lavas gerados pela ruptura e separação do Supercontinente Pangea.

Segundo Milani (1997), a Bacia do Paraná teria se originado em depressões alongadas na direção NE-SW, causadas pela reativação de zonas de fraqueza do seu embasamento brasileiro. Para este mesmo autor, o registro estratigráfico desta bacia pode ser dividido em seis supersequências, as quais foram denominadas como: Rio-Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); Paraná (Devoniano); Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico); Gondwana II (Meso a Neotriássico); Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e; Bauru (Neocretáceo).

Concordantemente a trabalhos anteriores, para Milani (1997), as três primeiras supersequências possuem registro sedimentar de ciclos transgressivos-regressivos ligados a mudanças do nível do mar no Paleozoico e, as três últimas apresentam sedimentação continental, além de rochas ígneas associadas. Tal

contribuição magmática afeta todo o registro sedimentar, pois além de ser representada pelos derrames basálticos (e de rochas intermediárias a ácidas, secundariamente), também é representada pela intrusão de diques e soleiras em todo o registro anterior.

Para este projeto de pesquisa, destaca-se o Grupo Itararé, inserido na sequência Permo-Carbonífera de Zalán et al. (1987) ou, segundo a classificação de Milani (1997), na Supersequência Gondwana I, que será abordado a seguir.

3.2 GRUPO ITARARÉ

A sequência Permo-Carbonífera da Bacia do Paraná engloba rochas dos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, porém a sucessão sedimentar aflorante na área de estudo pertence ao Grupo Itararé, ao qual se dará enfoque. A seguir, serão abordados os trabalhos considerados clássicos no entendimento do Grupo Itararé em relação às suas características litológicas, ambientes de deposição, proveniência de sedimentos e evolução da sedimentação. Da mesma forma, serão apontados aspectos referentes ao interesse econômico que circunda este intervalo estratigráfico.

Leinz (1937) revisou os trabalhos escritos até aquele momento sobre a então chamada “Série Itararé”, apontando que especulações sobre a origem glacial destas rochas são feitas desde o século XIX, tendo esta natureza genética já reconhecida em 1888. Segundo o autor, a partir da década de 1900 houve maior interesse no estudo da glaciação permocarbonífera devido ao que ele chamou de “problema do carvão”, se referindo à lacuna existente no conhecimento do intervalo estratigráfico no qual haviam sido encontradas ocorrências de tal recurso energético.

Para Leinz (1937), o intervalo seria litologicamente constituído por tilitos, arenitos, conglomerados e varvitos. O autor ainda examina o tipo de glaciação que teria formado a “Série Itararé”, já introduzindo a ideia de uma glaciação continental, e não alpina, de caráter cíclico. Ademais, são feitas reflexões acerca da proveniência e direção do avanço do gelo, aspectos que, segundo o autor, eram naquele momento inconclusivos e necessitavam de maiores estudos.

O trabalho de Leinz (1937) é um marco científico importante, pois, em uma época em que a Teoria da Deriva Continental ainda não era aceita, discute não somente os aspectos deposicionais das rochas de idade permocarbonífera, como também ressalta a semelhança das mesmas com o intervalo contemporâneo da África do Sul, compondo assim argumento favorável à teoria de Wegener.

Gordon Jr. (1947) e Maack (1947) foram os pioneiros a utilizar a classificação litoestratigráfica de “grupo” para o Itararé, ao qual definiram como pertencentes os sedimentos de origem glacial ou proglacial permocarboníferos da bacia.

Gordon Jr. (1947) descreve ampla diversidade litológica, relatando a existência de conglomerados, “conglomerados de *drift*”, arenitos de diferentes origens, siltitos, folhelhos variados, varvitos, além de “*loessitos*”, folhelhos carbonosos e carvão. Similarmente, Maack (1947) comenta a existência de depósitos glacio-continentais e glacio-marinhos, que incluem arenitos flúvio-glaciais, varvitos, tilitos, conglomerados glaciais “lavados”, arenitos eólicos e *loess*.

Martin (1964) concentrou-se em analisar as direções de movimentação das geleiras, trabalhando com evidências encontradas dentro do intervalo permocarbonífero da Bacia do Paraná. O autor apresenta revisão bibliográfica sobre o assunto, evidenciando a discrepância de resultados obtidos anteriormente e, a partir disso, discute a confiabilidade dos dados e apresenta o método idealizado por ele a fim de sanar as dúvidas existentes. Segundo Martin (1964), as geleiras teriam se movimentado de E-SE para W-SW.

Contudo, algumas das estruturas medidas pelo autor como se fossem indicativas da movimentação do gelo foram posteriormente interpretadas como, na verdade, deformações geradas por escorregamentos (*slumping structures*), podendo ser no máximo utilizadas como sugestivas da paleoinclinação do talude da bacia (Rocha-Campos, 1967).

O trabalho de Salamuni et al. (1966) marca uma nova fase nos estudos sobre o Grupo Itararé - chamado pelos autores de Formação – que é por eles interpretado como de origem essencialmente glaciomarinha. Trata-se de uma mudança de visão interpretativa sobre as condições de deposição das rochas do intervalo, que acarretou em uma renomeação de alguns litotipos que haviam sido geneticamente denominados.

Segundo Salamuni et al. (1966), rochas pelíticas rítmicas reconhecidas até aquele momento haviam sido indiscriminadamente chamadas de varvitos, os quais, para os autores, teriam uma origem mais complexa ligadas a correntes de turbidez. Ademais, os autores ainda inferem que estas correntes de turbidez estariam geneticamente relacionadas a águas de degelo das calotas polares.

Outra mudança proposta por Salamuni et al. (1966) é a substituição dos termos “tilito”, devido à complexidade que este litotipo apresentava na área estudada pelos autores, não podendo ser assim genericamente chamado; e “conglomerado de *drift*”, cuja designação seria dúbia e mal definida, pelo termo diamictito.

Vale ressaltar que a substituição dos termos reflete uma mudança na interpretação dos depósitos conglomeráticos, que deixou de aceitar uma gênese puramente glacial e passou a conceber a ideia de depósitos subaquosos formados por transporte em massa, mesmo que glacialmente influenciados.

Rocha-Campos (1967) fez amplo trabalho apontando aspectos gerais do intervalo, discussões litoestratigráficas, descrições litológicas e de fauna e flora, além de debater aspectos da glaciação Neopaleozoica - como sua origem continental, duração, ciclicidade e direção de movimentação do gelo. Litologicamente, o chamado “Subgrupo Itararé” por este autor, seria composto principalmente por arenitos de características como cor, seleção, granulometria e estruturas, bastante variáveis; ritmitos, que podem ser interpretados tanto como varvitos, quanto como turbiditos; siltitos; folhelhos e; diamictitos, já considerados como o resultado de escorregamentos.

Medeiros (1971), em excursão de campo, apresenta em superfície os intervalos estratigráficos da Bacia do Paraná que são alvos da exploração de petróleo em subsuperfície. Dentro desses intervalos está a chamada por ele “Formação Itararé”, dividida em três intervalos litoestratigráficos: inferior, médio e superior.

O intervalo inferior seria formado predominantemente por argilitos, com sedimentação interpretada como essencialmente continental, considerando a existência de rios e lagos sob ação das geleiras. Já no intervalo médio predominariam arenitos, desde finos a conglomeráticos, com intercalações de litotipos pelíticos e psefitos; cuja deposição teria se dado em diversos ambientes influenciados por geleiras, explicando a complexidade dos depósitos. O intervalo

superior seria representado por uma intercalação rítmica de argilitos e arenitos muito finos, com grânulos e matacões dispersos sem nenhuma organização, explicada por uma sedimentação em bacia restrita, na qual entrariam correntes de turbidez que trariam as frações mais grossas (Medeiros, 1971).

Durante a excursão de campo descrita por Medeiros (1971), a BR-476 foi percorrida, tendo alguns afloramentos brevemente descritos. Pela seção apresentada pelo autor, a área de estudo desse projeto de mestrado apresentaria rochas dos denominados intervalos inferior e médio e, o arenito Pedra Alta estaria estratigraficamente acima do arenito Lapa.

Schneider et al. (1974) propuseram a subdivisão do Grupo Itararé nas Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, descritas em maior detalhe a seguir, além da Formação Aquidauana que estaria restrita aos estados de Mato Grosso, Goiás e nordeste de São Paulo.

A Formação Campo do Tenente, segundo Schneider et al. (1974), é formada predominantemente por argilitos e diamictitos, aos quais os autores atribuem origem continental, em meio lacustre influenciado por geleiras. O contato com a Formação Mafra não é estabelecido, apesar de que onde pôde ser observado, mostrou-se abrupto e erosivo.

Schneider et al. (1974) descrevem a Formação Mafra como um intervalo predominantemente arenoso, com arenitos de diferentes granulometrias e estruturas, além de ritmitos, argilitos, diamictitos e conglomerados subordinados. Os autores interpretam o desenvolvimento deste intervalo sob condições mistas: os arenitos teriam origem continental, enquanto que as litologias pelíticas teriam origem marinha.

A Formação Rio do Sul, em contato concordante com a Formação Mafra, por sua vez seria composta por litotipos essencialmente argilosos, incluindo argilitos, folhelhos várvidos, ritmitos e diamictitos; interpretados como de origem marinha (Schneider et al., 1974). Os autores comentam sobre a instabilidade causada na borda da bacia devido à rápida entrada e acumulação de sedimentos, provenientes das águas de degelo, responsáveis por escorregamentos e correntes de turbidez que deram origem aos diamictitos e feições de deformação.

Castro (1980) estuda a transição do Grupo Itararé para o Grupo Guatá correlacionando dados de campo com dados de subsuperfície, obtidos a partir de poços. Para o autor, a Formação Rio do Sul (topo do Grupo Itararé) teria sido

formada em um evento transgressivo-regressivo, sendo a base desta formação caracterizada por depósitos glaciomarinhas profundos, que passam progressivamente a depósitos deltaicos glacio-influenciados no topo.

França (1984), objetivando contribuição à exploração de petróleo na Bacia do Paraná, estudou a porosidade de arenitos das “formações” Rio Bonito e Itararé baseado em dados petrográficos e dados de poços. O autor observa que, mesmo em profundidade, a porosidade destes arenitos pode atingir até 15%. Tal porosidade é considerada secundária e estaria relacionada à dissolução de material carbonático intersticial devido à ação do ácido carbônico (H_2CO_3), formado pela combinação de água mais gás carbônico, ou seja, H_2O+CO_2 .

Duas hipóteses principais são levantadas para a origem do CO_2 que formaria o H_2CO_3 : maturação de matéria orgânica ou intrusão de rochas ígneas. A segunda hipótese foi considerada mais plausível devido à extensão do desenvolvimento de porosidade secundária nos arenitos, tanto lateral, quanto verticalmente. Sendo assim, a condição de formação de porosidade secundária nos arenitos, transformando-os em bons reservatórios, seria contemporânea ou posterior às intrusões de diques mesozoicos. Dessa forma, a geração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná teria minimamente idade mesozoica (França, 1984).

O trabalho de França e Potter (1988) é considerado um marco nos estudos do Grupo Itararé, pois os autores propõem uma nova divisão litoestratigráfica para o grupo e, além disto, fazem inferências a respeito da evolução da sedimentação. A divisão proposta é baseada em dados de poços perfurados na Bacia do Paraná e resultam na divisão da unidade nas Formações, da base para o topo: Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. Estas formações seriam correspondentes a três ciclos deposicionais relacionados a mudanças climáticas e consequentes subidas e descidas no nível relativo do mar. Cada um desses ciclos apresentaria empilhamento essencialmente retrogradacional, compostos por unidades arenosas na base sobrepostas por unidades argilosas no topo.

França e Potter (1989) reconhecendo a lacuna existente de estudos de maior detalhe para o potencial das rochas-reservatório do Grupo Itararé, analisam dados de poços e petrográficos, similarmente a França (1984). Diferentemente, os autores reconhecem dois tipos de arenitos para o Grupo Itararé, sendo um de alta argilosidade e baixo potencial como reservatório, e outro, de baixa argilosidade,

com porosidade de até 30%, caracterizando-se assim como de alto potencial como reservatório.

França e Potter (1991) interpretam que os ciclos deposicionais definidos por França e Potter (1988) são consistentes com um modelo de glaciação marinha e terrestre combinadas.

Eyles et al. (1993), baseados na descrição de mais de 1.700 metros de testemunhos de poços, dividem o Grupo Itararé em três sequências deposicionais, concordantemente a trabalhos anteriores, formadas por unidades arenosas basais sobrepostas a unidades lamosas. Contudo, segundo os autores, a deposição dessas sequências esteve sob influência de falhamentos ativos e ressedimentação por fluxos de detritos e correntes de turbidez. Os membros mais arenosos poderiam estar relacionados à progradação de deltas durante momentos de água mais rasa, enquanto que diamictitos e folhelhos representariam deposição em águas mais profundas, em períodos de maior subsidência e inundação.

Em um estudo mais local, França et al. (1996) estudaram a origem dos arenitos Lapa e Vila-Velha, os quais foram interpretados como um sistema canal-lobos subaquosos escavados em trato de sistemas de mar baixo e preenchidos sob tratos de sistemas transgressivos e de mar alto.

D'Ávila (1999) caracteriza o arenito Lapa, que possui geometria alongada, bem definida, segundo direção NNW-SSE, limitado por discordância na base, interpretando-o como resultado do preenchimento de um paleovale glacial. Este autor também descreveu brevemente o arenito Pedra Alta, designando-o como de origem fluvial, visto a abundância de estratificações cruzadas de médio a grande porte.

Campos et al. (1998) revelam a descoberta da primeira acumulação subcomercial de gás da Bacia do Paraná em arenitos da Formação Campo Mourão, capeados por soleiras de diabásio.

Canuto et al. (2001) subdividiram o preenchimento sedimentar do Grupo Itararé em sete sequências de 3ª ordem, que repetiriam ciclicamente associações de fácies representativas de subidas e descidas do nível relativo do mar, sendo então relacionadas aos tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo, de mar alto e regressivo glácio-isostático. O autor ressalta a dificuldade em se aplicar a estratigrafia de sequências em uma bacia intracratônica com geometria em

rampa, ainda mais em um intervalo glaciado ao qual devem ser adicionados fatores glacio-isostáticos aos efeitos de tectônica e eustasia sobre a variação do nível relativo do mar.

Canuto et al. (2001) definiram como trato de sistemas regressivos glacio-isostáticos o momento que segue o trato de sistemas de mar alto, cuja tendência progressiva é acentuada, segundo os autores, devido ao ajuste glacio-isostático positivo causado pelo recuo da geleira. Tal trato seria o último de um ciclo glacial e, em caso de novo avanço glacial, seria seguido por erosão e, então, por um trato de sistemas de mar baixo.

Vesely e Assine (2004) apresentam análise estratigráfica do Grupo Itararé no norte do Paraná. O trabalho envolveu o levantamento de um perfil vertical composto de aproximadamente 800 metros, que possibilitou a divisão da unidade em cinco sequências deposicionais limitadas por discordâncias na base e no topo. Essas sequências teriam, no geral, empilhamento retrogradacional (com tendência de afinamento para o topo) e seriam representativas de ciclos regressivos-transgressivos, nem sempre com registro completo. A correlação com perfis de raios-gama de poços perfurados no interior da bacia mostrou continuidade lateral destas sequências em subsuperfície e permitiu uma análise das mesmas sob o ponto de vista da estratigrafia de sequências. Como as associações de fácies descritas pelos autores foram consideradas geneticamente relacionadas ao padrão de preenchimento sedimentar, cada uma delas foi considerada como depositada em tratos de sistemas deposicionais distintos, sendo eles: trato glacial máximo, trato de deglaciação e trato de avanço glacial.

Vesely (2006) amplia o trabalho de Vesely e Assine (2004), porém a interpretação das cinco sequências deposicionais de padrão retrogradacional, desenvolvido durante o recuo das geleiras, é mantida. Segundo Vesely (2006), o arenito Pedra Alta comporia a base da terceira entre as cinco sequências descritas por ele, com seu limite inferior marcado por discordância, e sua formação teria se dado por leques subaquosos de *outwash* gerados pelo desconfinamento de águas de degelo.

Vesely (2007) concentra-se nas unidades arenosas do Grupo Itararé, propondo um modelo deposicional para as mesmas. Para o autor, as fácies sedimentares por ele descritas teriam se formado em um ambiente subaquoso, pelo desconfinamento de águas de degelo, contendo desde porções proximais de

depósitos de *outwash*, assim como porções distais representadas por lobos turbidíticos. Portanto, tais fácies registrariam a evolução da entrada de fluxos hiperpicnais na bacia.

Vesely et al. (2007) estudaram o arenito Vila Velha apontando que o mesmo seria o análogo aflorante do sistema petrolífero Ponta Grossa – Itararé. Através da análise de fácies e de perfis verticais, os autores propuseram a divisão do arenito Vila Velha em quatro unidades, com associações de fácies distintas e que, portanto, representariam ambientes deposicionais distintos. A partir disto, o potencial dos arenitos como rocha reservatório foi avaliado. Arenitos formados com influência glacial subordinada, encontrados no topo da sucessão, interpretados como lobos deltaicos progracionais retrabalhados por ondas, constituiriam os melhores reservatórios. Secundariamente, arenitos geneticamente relacionados a correntes de turbidez conceberiam reservatórios de potencial moderado.

4 RESULTADOS: FLUVIAL TO SUBAQUEOUS STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE RECORDED IN A PROGLACIAL, LATE-PALEOZOIC, FLUVIO-DELTAIC SYSTEM

4.1 ABSTRACT

This paper aims to document the relationships between fluvial and subaqueous gravity-flow deposits in an ancient fluvio-deltaic system exposed in the eastern border of the Paraná Basin, southern Brazil. The examined interval comprises the Pedra Alta sandstone and associated deposits, which are included in the glacially-influenced, late Paleozoic Itararé Group. Five facies associations were identified and comprise the following depositional settings: A) braided fluvial/delta-plain, B) channel-mouth bars, C) mass-transport deposits, D) distal glaciomarine mudstones and E) non-cohesive density-flow deposits. These facies associations form a conformable, shallowing-upward succession about 200 m thick, whose stacking pattern is interpreted as a deglacial, normal regression. The stratigraphic architecture suggests a genetic correlation between fluvial floods (related to rapid meltwater discharge) and coarse-grained deposits (non-cohesive density-flow deposits) accumulated on the delta slope. Mass-transport deposits were more likely triggered by sediment load increase on delta slope due to high sediment supply, than by relative sea level variations. The deglacial stratigraphic evolution can be reconstructed considering an initial stage characterized by a grounded ice margin and the deposition of mudstones with ice-rafted debris. This stage was succeeded by a second phase in which a fluvial system formed as a result of ice-margin retreat and high sedimentation rates in the proglacial zone. This deglacial stratigraphic succession is different from that recognized by previous workers in the Itararé Group, a conclusion that impact greatly in reservoir prediction and modelling in the Paraná Basin.

Key words: Proglacial delta; catastrophic floods; mass-transport deposits, hyperpycnal flows; normal regression.

4.2 INTRODUCTION

Deposits derived from subaqueous gravity flows play important roles as reservoirs and seals in deep water petroleum systems (Posamentier and Martinsen, 2011). The prediction of these deposits in time and space in a sequence stratigraphic framework requires an understanding of the triggers of gravity flows and the relationships of these triggers with external controlling factors such as eustacy, tectonics and climate (e.g. Mutti et al., 1996; Catuneanu, 2006). Concerning climate, several authors argue that fluvial floods often originate hyperpycnal flows at the river mouth, which, in turn, are efficient in transferring sand to deeper waters and in producing reservoir-quality turbidite deposits (e.g. Mutti et al., 1996; Mutti et al., 2003; Mulder et al., 2003; Mulder and Chapron, 2011). In the geological record, situations where it is possible to establish stratigraphic relationships between fluvial and subaqueous systems in order to link gravity-flow deposits to its source are relatively rare (e.g. Paim et al., 2011), because, often, fluvial and gravity-flow facies form in distinct depositional systems tracts, lacking genetic correlation (e.g. falling-stage turbidites and lowstand incised-valley fills; Catuneanu, 2006). The preservation of time-equivalent and co-genetic fluvial and deep-marine deposits would be favored during normal regressions (i.e. sedimentation rate outpaces the rate of base level rise), when aggradation may occur both in the subaerial and in the subaqueous parts of the depositional profile.

The infilling of the Paraná Basin during the late Carboniferous to early Permian occurred essentially in marine to transitional environments influenced by retreating glaciers of the Late Paleozoic Ice Age (e.g. Rocha-Campos, 1967; França and Potter, 1988; Santos et al., 1996; Vesely and Assine, 2004, 2006; Souza, 2005). In this context, high amounts of sediment supplied by deglaciation gave rise to progradation of deltaic systems even during a general rise in base level. Presumably associated with these episodes of deltaic progradation, turbidites, slumps and debris-flow deposits have been widely described (e.g. d'Ávila et al., 2008; Puigdomenech et al., 2014; Suss et al., 2014; Vesely et al., 2015), although a physical connection among the different facies associations that make up these prograding wedges have not been documented.

In this paper, we describe the stratigraphic architecture of co-genetic fluvial and subaqueous gravity-flow deposits recorded in the Pedra Alta sandstone, an informal sand-rich unit of the Itararé Group that crops out in the eastern margin of the Paraná Basin. The study area provides the opportunity to explore the role of fluvial input in generating gravity flows and the effectiveness of mass-transport in redepositing fluvial-derived sediment on the delta slope. Depicting the stratigraphic architecture of the Pedra Alta sandstone is also significant for hydrocarbon exploration in the Paraná Basin, once several gas/condensate shows and one sub-commercial accumulation were reported in time-equivalent sandstones in subsurface (e.g. Campos et al., 1998). Besides, the present study can also contribute to better delineate reservoir heterogeneities of prolific glaciated basins of Gondwana (e.g. Huuse et al., 2012), in which fluctuations of the ice-margin and melt-water discharges produce complex sediment bodies.

4.3 GEOLOGICAL SETTING AND PREVIOUS WORK

The Paraná Basin is a large (up to 1.600.000 km²) intracratonic basin situated in southern South America, which embraces an Ordovician to Early Cretaceous stratigraphic record divided into five allostratigraphic units. The lower half of the Permocarboniferous sequence comprises glacially-influenced deposits of the late Bashkirian to early Sakmarian Itararé Group (França & Potter, 1988; Holz et al., 2010). The unit is up to 1300 m thick and is composed essentially of transitional to marine deposits, including mudstones, thick and thin-bedded turbidites, mass-transport deposits, subaqueous outwash and deltaic facies (Salamuni et al., 1966; Rocha-Campos, 1967; Medeiros, 1971; Schneider et al., 1974; França and Potter, 1988; Eyles et al., 1993; Vesely and Assine, 2004; Vesely, 2006, 2008; Rocha-Campos et al., 2008). Subglacial to ice-marginal facies are restricted to the lowermost part of the unit resting onto glacially-abraded substrates (e.g. Vesely et al., 2015). Lithostratigraphically, Schneider et al. (1974), based on outcrop data, divided the Itararé Group into three formations, named, from base to top, Campo do Tenente, Mafra and Rio do Sul. França and Potter (1988), in the other hand, proposed a subsurface division based on well-log correlation, in which the Itararé Group would comprise three fining-upward

successions, named from base to top Lagoa Azul, Campo Mourão and Taciba formations.

The formations mapped in subsurface by França and Potter (1988) are several hundreds of meters thick and were interpreted as unconformity-bounded units recording major glacial-deglacial cycles. The stacking pattern of these units are similar and exhibit an essentially retrogradational (fining-upward) pattern with sand-rich intervals at the base, and mud-rich intervals at the top, the latter consisting of an association of pebbly mudstones (diamictites), shales and rhythmites with minor sand interbeds. Although equivalent in terms of log motif and vertical trend, the middle unit (Campo Mourão Formation) is sandier than the other two and can be considered the subsurface extension of the sand-rich Mafra Formation of Schneider et al. (1974). Subsequent workers reinforced the idea of unconformity-bounded successions within the Itararé Group (e.g. Eyles et al., 1993; Vesely and Assine, 2004, 2006). Vesely and Assine (2004) recognized five of these sequences and, besides the characteristic retrogradational trend, they identified in some units coarsening-upward successions on their tops, which would indicate late progradational stages. As in the model of França and Potter (1988), Vesely and Assine (2004, 2006) assumed that the thick (up to 100 m) sand-rich units of the Itararé Group were at the base of the sequences resting on erosional unconformities.

Pedra Alta sandstone, object of the present study, is the informal name for one of these sandy units that crops out for approximately 250 km² west of Lapa, in southeastern Paraná State, southern Brazil (Figure 5A). On the basis of regional correlations and surface mapping, the Pedra Alta sandstone can be placed in the middle part of the Itararé Group (i.e., Mafra Formation of Schneider et al., 1974; or Campo Mourão Formation of França and Potter, 1988), being stratigraphically above the better-known Lapa (França et al., 1996) and Vila Velha (Vesely et al., 2007) sandstones. The natural cliffs of the Pedra Alta sandstone were briefly described by d'Ávila (1999), who interpreted the facies association as fluvial due to the abundance of large-scale trough and planar cross stratification. However, Vesely (2006) suggested a subaqueous outwash-fan origin for the sandstone based on the jet-efflux model of Powell (1990). Also, Vesely (2006) proposed that this sandy unit would be resting above an unconformity (Figure 5B) that cut mud-

rich, submarine gravity-flow facies, being thus the base of a depositional sequence (sequence 3 of author's terminology).

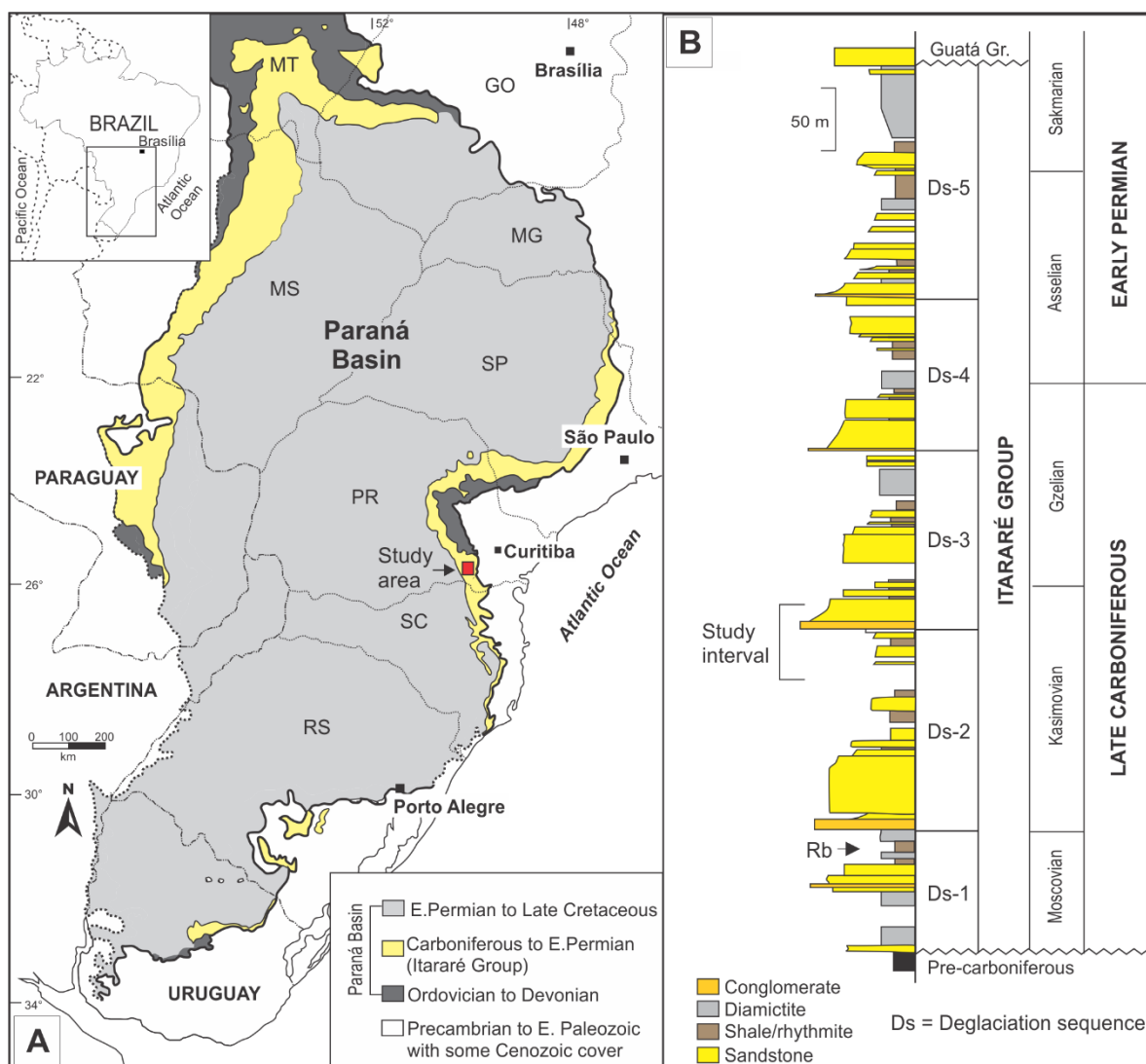


Figure 5: Location and geological setting of study area. A) Simplified map of the Paraná Basin showing the outcrop belt of the Itararé Group and location of the study area. B) Stratigraphic position of the study interval within the sequence-stratigraphic scheme proposed by Vesely and Assine (2004). According to the authors, the Pedra Alta sandstone would represent the base of deglaciation sequence Ds-3. Rb marks the position of the Roncador bed, a usual stratigraphic marker in the Itararé Group.

4.4 METHODS

The Pedra Alta sandstone and subjacent strata were studied through the examination of 86 outcrops in the form of natural cliffs and road cuts (Figure 6). Facies were coded considering the schemes of Miall (1977) and Eyles et al. (1983) and a total of 406 paleocurrent data were measured in cross stratification

and climbing ripples/dunes. Six main stratigraphical logs, at a 1:100 vertical scale, were assembled to describe stacking patterns.

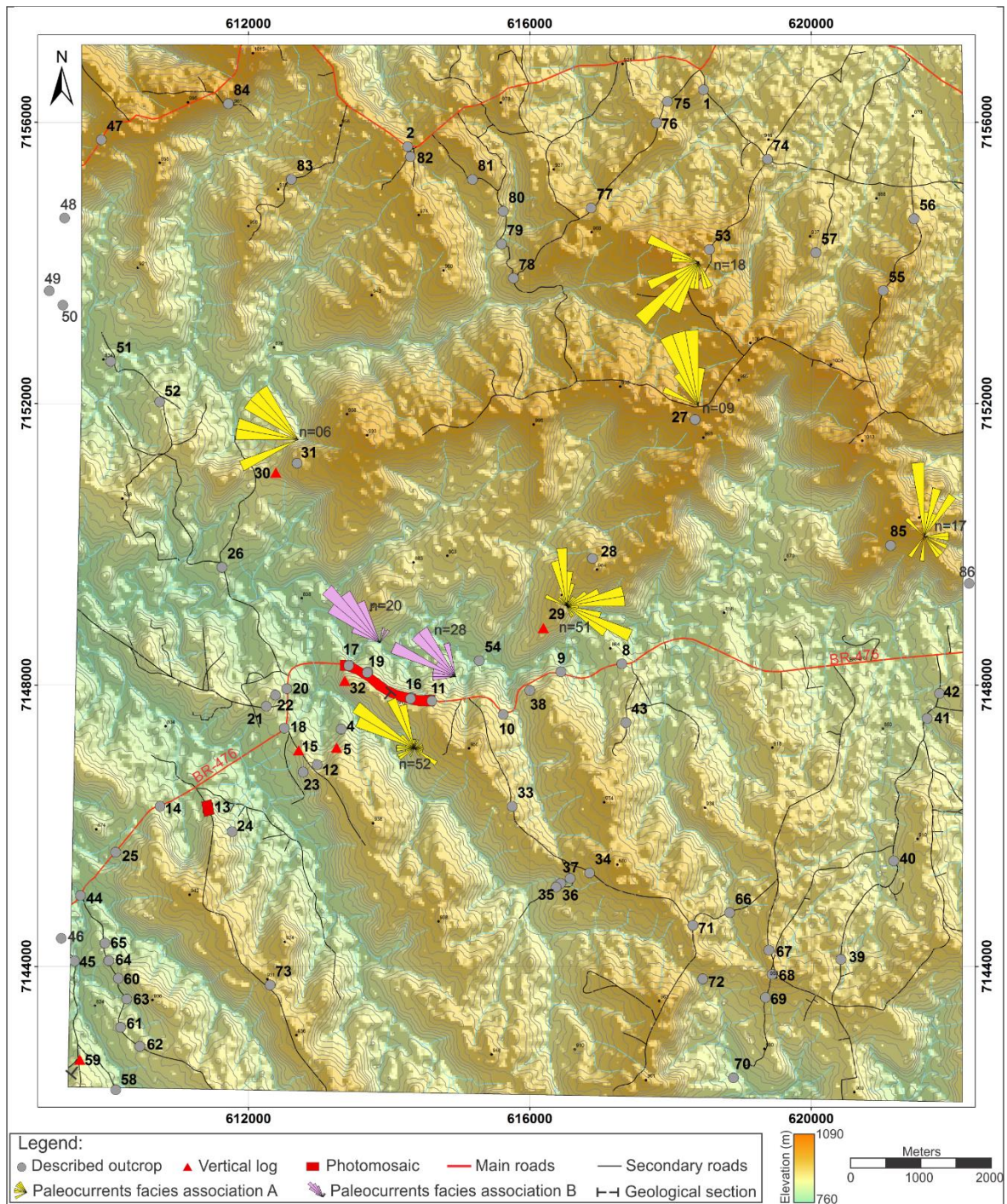


Figure 6: Digital terrain elevation map of the study area (red square in figure 5) showing the location of examined outcrops, paleocurrent data and trace of geological section shown in figure 17B. Outcrop localities where stratigraphic logs and photomosaics were assembled are also indicated.

Laterally extensive outcrops were used to build photo sketches upon which bed and bedset boundaries were drawn aiming to provide a 2D spatial visualization of lateral and vertical facies distribution (facies architecture). Subsequently, described facies were grouped in facies associations considering their paleoenvironmental significance and stratigraphic position.

4.5 RESULTS

Through field descriptions, 15 sedimentary facies were recognized, including conglomerates, sandstones, diamictites, rhythmites and mudstones, whose characteristics and inferred formative processes are summarized in table 2. These facies were grouped into five facies associations (Table 3) taking into account the genetic linkage among depositional processes and lateral/vertical relationships observed in large outcrops.

4.5.1 Facies Association A – braided fluvial system

4.5.1.1 Description

This association crops out in the main natural cliffs that expose the Pedra Alta sandstone (Figure 7A, B, C) and is characterized by medium-grained to pebbly, poorly to moderately sorted sandstones with large scale trough and planar cross stratification (St/Sp; Figure 7D, E, F, G), horizontally stratified sandstones (Sh; Figure 7G) and subordinate trough cross-stratified conglomerates (Gt). Facies St/Sp is defined by trough-like to tabular beds (*sensu* Campbell, 1967), 15 to 200 cm thick, with well-developed normal grading and are bounded by sharp-erosive surfaces. Bedsets are mainly tabular and extent laterally throughout the larger exposures (up to 300 m), forming sheet-like sediment bodies (Figure 7A, B).

Horizontally-laminated facies (Sh) are less common, occur as thin (~ 30 cm) sheet-like beds interstratified with facies St/Sp (Figure 7G), and consist of medium grained, moderately-sorted sandstones. Facies Gt takes place commonly as thin, granule/pebble-dominated conglomerate layers defining the base of trough cross-stratified sandstone beds or, more locally, as trough-like to tabular beds up to 70 cm thick with clasts up to 20 cm.

Table 2: Summary of facies recognized and inferred formative processes. Facies code adapted from Eyles et al. (1983).

Facies	Description	Interpretation
Gm	Massive to crudely stratified ortoconglomerate/paraconglomerate; grain size varies from granules to boulders and the matrix is sandy to muddy-sandy.	Deposition from non-cohesive density flows (hyperconcentrated flows)
Gcd	Climbing-dune cross-stratified and normally-graded conglomerates and gravelly sandstones. Dunes display 1 - 3 meters wavelength.	Migration of subaqueous dunes associated with traction plus fallout under sediment-laden stream flows
Gt	Trough cross-stratified conglomerates commonly disposed as thin layers (<10 cm) associated with facies St/Sp or, more rarely, as beds up to 70 cm thick.	Migration of subaqueous dunes associated with bedload-dominated, hydrodynamic flows under lower flow regime
Sm	Fine to medium, moderately sorted, massive sandstone; it may contain clay intraclasts and floating, extrabasinal, pebbles to cobbles.	Deposition from non-cohesive density-flows (hyperconcentrated to concentrated flows)
Sh	Horizontally stratified, moderately sorted, fine to medium sandstone.	Migration of subaqueous dunes associated with bedload-dominated, hydrodynamic flows under upper flow regime
Sr	Climbing rippled, well sorted, fine to very fine sandstones with rare mud interbeds.	Migration of subaqueous ripples associated with traction plus fallout under hydrodynamic flows
Scd	Medium to fine sandstones with climbing-dune cross-stratification (dunes 20 to 60 cm in wave length).	Migration of subaqueous dunes associated with traction plus fallout under sediment-laden stream flows
St/Sp	Trough/planar cross-stratified, gravelly to fine sandstones; beds are 10 to 200 cm thick.	Migration of subaqueous dunes associated with bedload-dominated, hydrodynamic flows under lower flow regime
Sd	Poorly sorted sandstones with soft-sediment deformation	In situ, plastic deformation of unconsolidated sediment due to loading and gravitational shear
Fl	Thinly laminated mudstones often with dispersed granules to pebbles.	Mud settling combined with deposition of ice-rafted debris
Fl(r)	Folded and contorted, thinly laminated mudstones	Deposition from subaqueous mass movements (slumps)
Rl	Rhythmite characterized by the millimetric alternation of mudstone and fine to very fine sandstone; current ripples may be present in sandstone and dispersed clasts (dropstones) are abundant.	Deposition from turbidity currents combined with deposition of ice-rafted debris
Dm(r)	Massive diamictite with rounded to angular polymytic granules to boulders dispersed in a muddy to sandy-muddy matrix. Structures of penecontemporaneous deformation (faults, folds and rafted blocks) are common	Deposition from subaqueous mass movements (slumps)
Dm	Massive diamictite with rounded to angular, polymytic granules to pebbles dispersed in a muddy to sandy-muddy matrix.	Deposition from subaqueous mass movements (debris flow)

Table 3: Summary of facies associations including their facies composition and interpreted depositional settings.

Facies association	Belonging facies	Fácies occurrence	Depositional setting
A	Gt	Frequent	Fluvial/Delta plain
	St/Sp	Abundant	
	Sh	Frequent	
B	Gt/St	Abundant	Delta mouth bar
	Gcd	Abundant	
	Scd	Frequent	
	Sr	Frequent	
	Sd	Frequent	
C	Fl(r)	Rare	Mass transport deposits
	Dm	Frequent	
	Dm(r)	Abundant	
D	Fl	Frequent	Distal glaciomarine mudstones
	Rl	Abundant	
E	Gm	Abundant	Non-cohesive density-flow deposits
	Sm	Abundant	
	St/Sp	Frequent	

Figure 8A displays three vertical profiles representative of facies association A, in which a maximum thickness of 42 m was measured. A general grain size trend cannot be observed, but the stacking pattern is composed of multiple fining-upward successions about 15 m thick each and lacking muddy interbeds. The bulk of such successions are made up of facies Sp/St and Gt (less common), whereas facies Sh is more typical near the top of the fining upward cycles.

Paleocurrent data taken from cross-stratified facies of different localities and stratigraphic levels show a relatively high degree of dispersion, but mean vectors varying from ENE to NW are dominant. The composite rose diagram presented in figure 8B, including all the 267 measurements taken from this association, has a polymodal pattern, which suggests changes in main paleocurrent direction in time and space. Besides these changes, a general northward paleocurrent trend in this facies association can be recognized.



Figure 7: Field photos of facies association A. A) Overview of the Pedra Alta cliff showing tabular bedsets of cross-stratified sandstone. Photo oriented from NNE to SSW. B) Interpreted bedsets are mainly tabular and extent laterally for hundreds of meters. C) Large scale trough cross-stratification. D) and E) Detail of photos “b” and “c”, respectively, showing a closer view of trough cross-stratified sandstones. F) Oversized clast within lamination of facies St/Sp. G) Horizontally laminated sandstones (facies Sh) and planar cross-stratified sandstones (facies St/Sp).

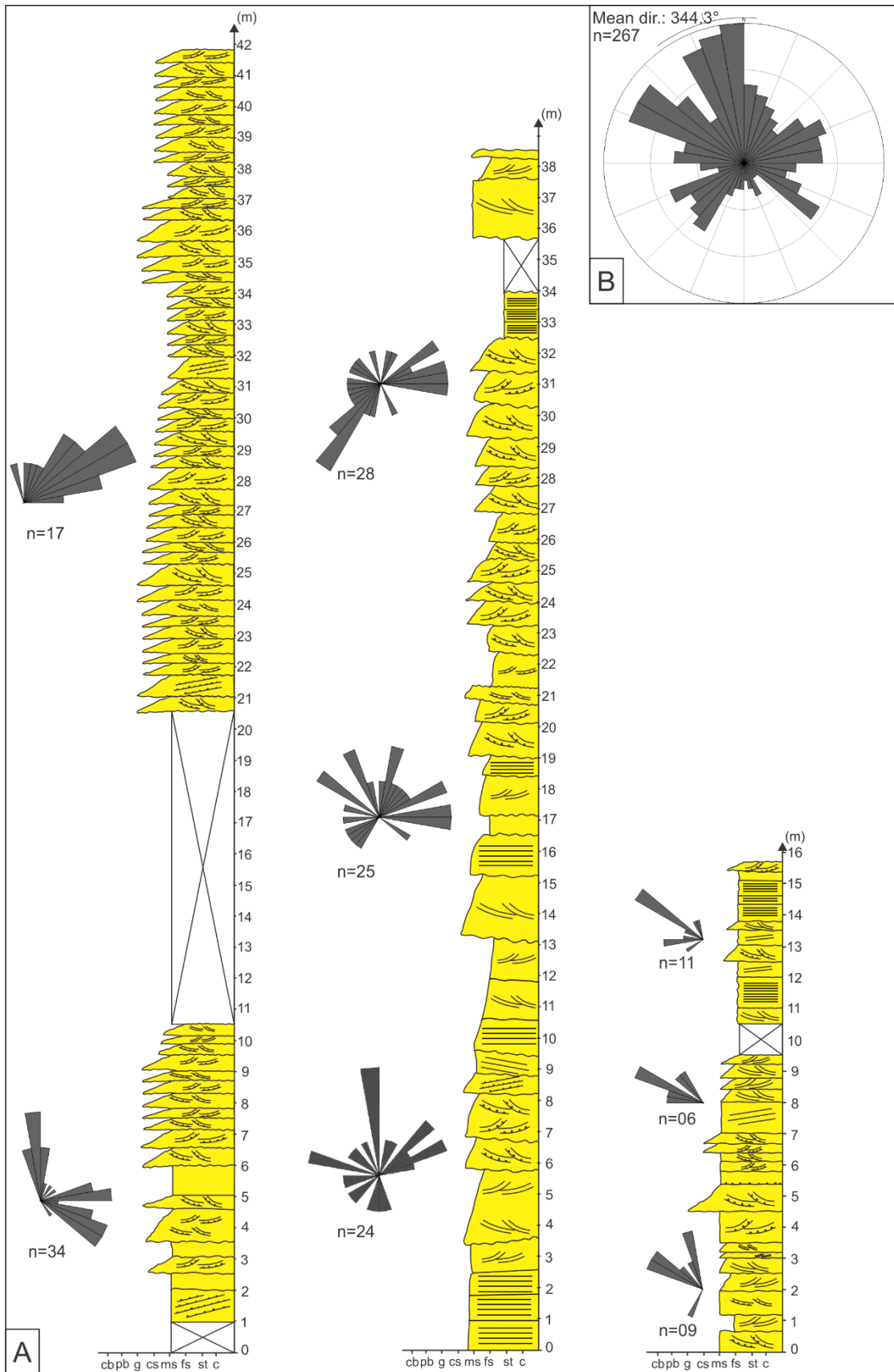


Figure 8: A) Stratigraphic logs representative of facies association A. Notice predominance of trough cross-stratified sandstones. Rose diagrams represent local paleocurrent data with respect to stratigraphic position. B) Synoptic diagram with all paleocurrent data from facies association A.

4.5.1.2 Interpretation

Facies association A is interpreted as a result of deposition in braided (low sinuosity), high energy, fluvial systems (e.g. Miall, 1977). This is supported by the sandy-gravelly composition, absence of mudstones, the presence of fining-upward successions (fluvial cycles), and the omnipresence of large-scale trough and planar cross-stratification. The generally coarse-grained composition, paucity of mudstone, and the abundance of planar cross-bedded sandstone have long been associated with braided-fluvial systems (Coleman, 1969; Medici et al., 2015). These structures result from the migration of large bedforms (subaqueous dunes), under unidirectional, lower-flow regime, bed-load dominated currents and are deposits typically found in ancient, fluvial channel belts (e.g. Miall, 1977; Collinson, 1996; Collinson et al., 2006; Nichols, 2009; Wakefield et al., 2015). Facies Sh is also interpreted as part of the channel-fill, but formed under upper flow regime conditions, probably in shallower flows on bar tops (e.g. Miall, 1977). The scarcity of well-developed foreset macroforms and the absence of lateral accretion points to relatively shallow and mobile channels, which is characteristic of braided systems. Moreover, this is the most common channel-network style in the proglacial zone of retreating glaciers (e.g. Bennett & Glasser, 2009) because of the rapid flow expansion in the exit of meltwater tunnels.

Paleocurrent data (see figure 8) indicate a general paleoflow from south to north, which is similar to results from previous workers dealing with the Itararé Group in adjacent regions (e.g. França et al., 1996). Wave and/or tide action is unlikely because of the lack of structures suggestive of marine influence (e.g. HCS, symmetrical ripples, mud drapes and flow reversals). Although a polymodal paleocurrent pattern is observed, variability of paleocurrent directions is expected within fluvial systems prompt to frequent channel avulsion (e.g. Cain and Mountney, 2009; Mckie and Williams, 2009).

4.5.2 Facies Association B – channel-mouth-bar deposits

4.5.2.1 Description

Facies association B crops out as a series of road cuts along BR-476 highway, which exposes its facies laterally for 1.8 km (localities 11, 16, 19 and 17;

Figure 6). The unit is highly heterogeneous and composed of trough cross-stratified conglomerates and gravelly sandstones (Gt/St), conglomerates and sandstones with climbing-dune cross stratification (Gcd and Scd), and climbing-rippled fine to very fine sandstones (Sr). More locally, it also includes muddy sandstones affected by soft-sediment deformation (Sd), like folds (Figure 9), normal faults, and chaotically deformed beds.

Across the exposures it can be observed that the different facies change laterally and vertically in very short distances. The sketch shown in figure 10, which was assembled based on a photomosaic from the easternmost sector of the main road cut of BR-476 (locality 11 in figure 6), illustrates well this facies changes. In general, this exposure shows a coarsening-upward profile and a reduction of grain size towards the west. Facies Gt/St occurs at the eastern side of the outcrop and comprises truncated, trough-like, finning-upward sediment bodies, about 1-2 m thick, and composed of poorly sorted sand and gravel. It overlies and passes westward to facies Gcd and Scd, which consist of conglomerates and gravelly to medium-grained sandstones displaying climbing dunes 20 to 300 cm of wavelength. The lower and westernmost sector of the exposure is dominated by fine to muddy sandstones displaying climbing ripples (Sr) and soft-sediment deformation (Sd).

Paleocurrents measured from climbing dunes and ripples (facies Gcd, Scd and Sr; Figure 6) show a consistent, unimodal pattern with a mean vector towards the northwest. This is roughly parallel to the architectural sketch of figure 10 and indicates that the horizontal facies change recorded in that outcrop is oriented in the downflow direction.

4.5.2.2 Interpretation

The road cuts that expose facies association B allowed the observation of a laterally continuous section roughly parallel to the paleoflow direction (Figure 10). The high degree of lateral and vertical facies changes suggests a very dynamic depositional environment. It also indicates a clear transition from proximal to distal deposits in the SE-NW direction as well as a coarsening-upward, progradational stacking pattern. Sandy and conglomeratic facies (facies Gt/St) generated by bedload-dominated unidirectional flows are observed in the more proximal and upper part of the exposure, whereas in the distal and lower parts facies generated

by traction-plus-fallout such as sandstones and conglomerates with climbing dunes/ripples and muddier deposits with soft-sediment deformation dominate.

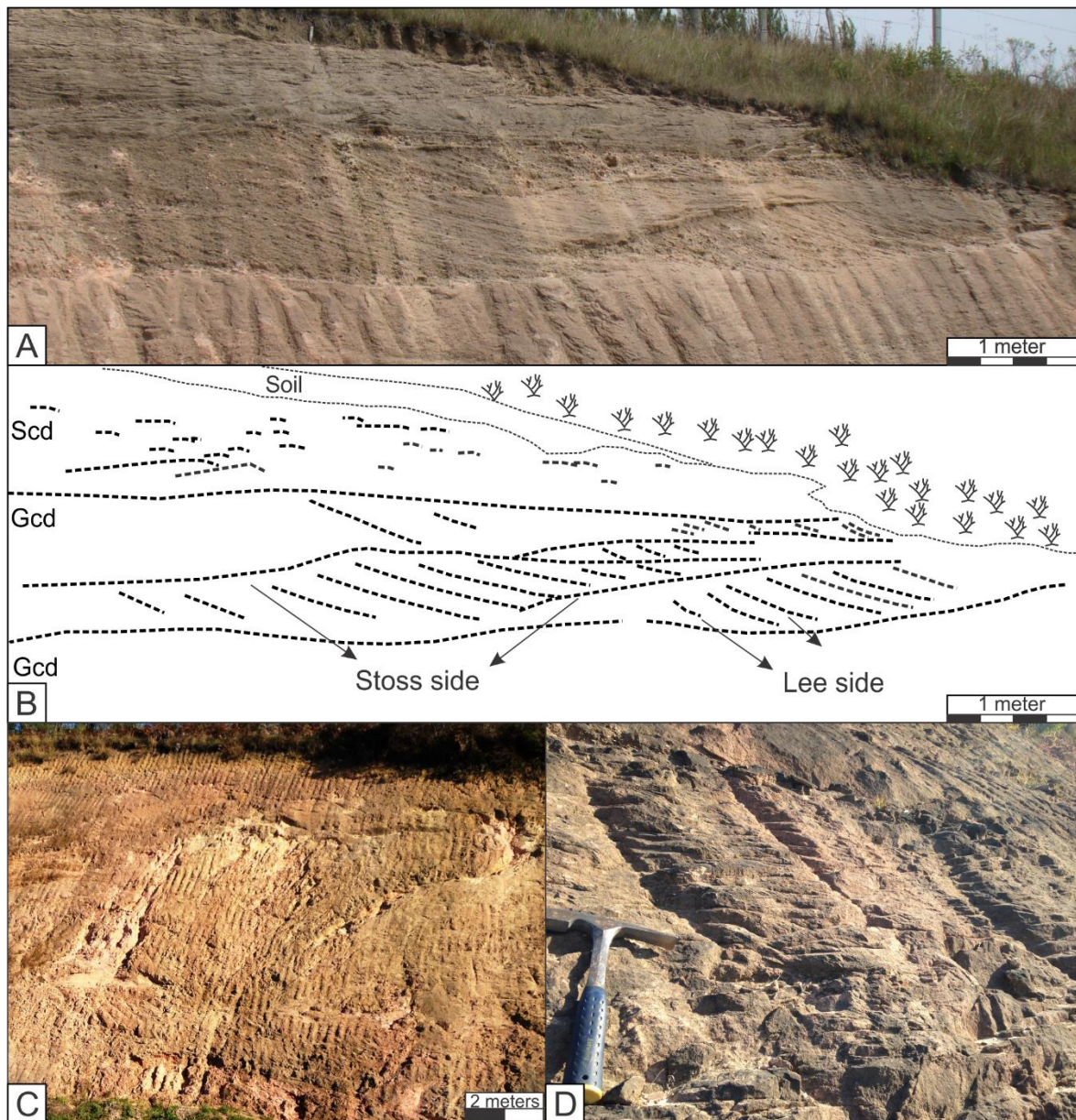


Figure 9: Field photos of facies association B. A and B) Climbing-dune cross-stratified conglomerates (facies Gcd) passing upward to climbing-dune cross-stratified sandstones (facies Scd). Note a reduction in dune size towards the top. C) Plastically deformed muddy sandstones (facies Sd) displaying an asymmetrical fold whose vergence indicates transport towards the NW (to the right in the image). d) Current ripples in fine-grained sandstones (facies Sr).

This downdip transition of facies is interpreted as a result of flow deceleration and expansion in the channel-mouth zone (e.g. Reading & Collinson, 1996). The deformational structures result from *in situ* folding and upward injection of water-saturated soft sediment due to loading. Fold asymmetry (Figure 9C)

indicate a shear component parallel to the main paleocurrent direction, indicating a paleoslope dipping to the NW.

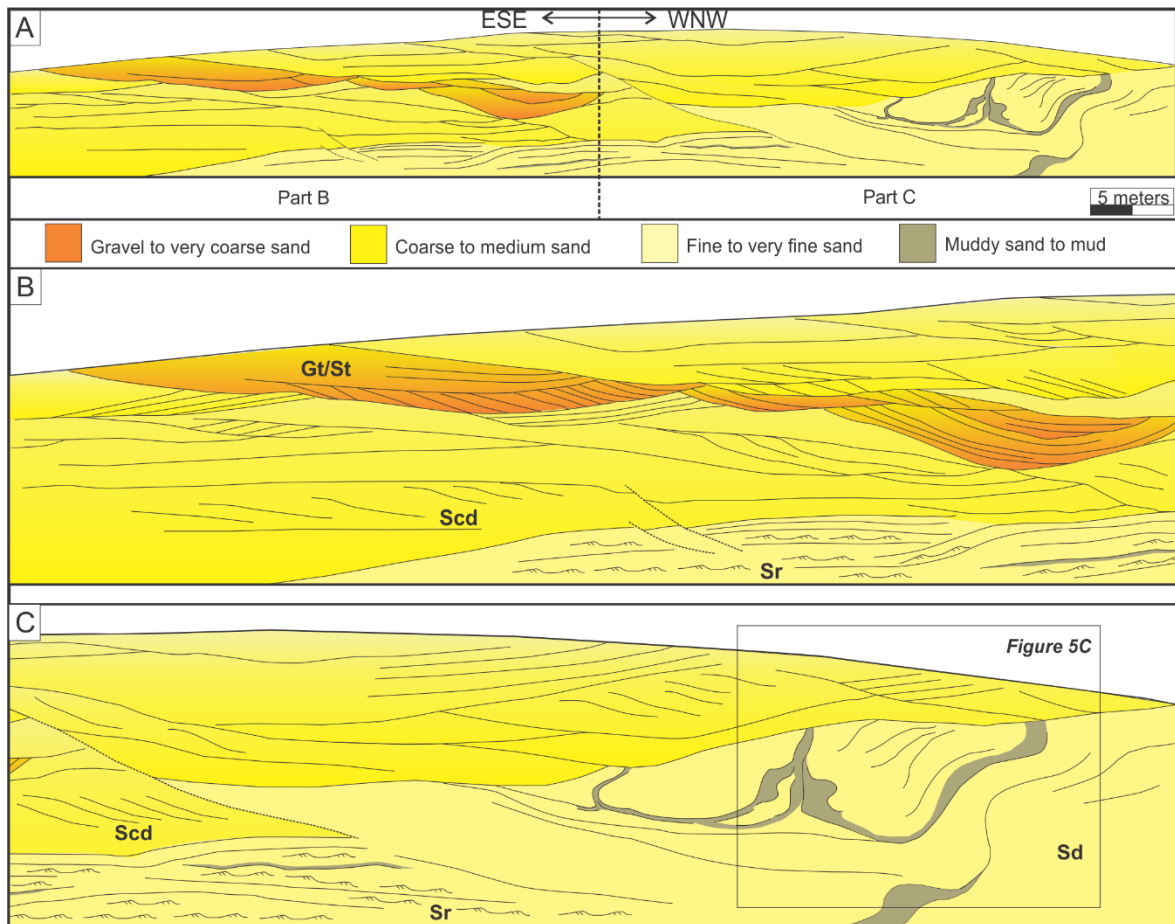


Figure 10: 2D diagram based on the interpretation of a photomosaic from locality 11 (see figure 06). The sketch shows the lateral and vertical facies changes that characterize facies association B. Note a decrease in grain size from left to right (downflow direction) and the general coarsening-upward trend associated with the progradation of channel-mouth bars.

Coarse-grained, climbing dune stratification is usually associated with high energy flows (e.g. Mutti et al., 1996; Ghiene et al., 2010), once its formation requires transport of coarse (sand and gravel) particles as suspended load. These structures are a typical component of the “flood-dominated fluvio-deltaic systems” of Mutti et al. (1996) and its origin, according to these authors, is associated with sediment-laden stream flows. Recent research of Reesink et al. (2015) envisaged other possibilities for climbing dune formation, besides correlation to extreme floods, including slow burial of abandoned dune forms by cohesive clay, fast burial by mass movements processes and local dominance of deposition over dune migration. Therefore, although extreme floods may not be necessary to build

climbing dunes, seems to be clear that its origin is likely related to flows with high concentrations of suspended load.

Based on field evidence, facies association B can thus be interpreted as river-dominated, proximal delta-front deposits. Influence of periodic floods related to rapid meltwater release is also suggested due to proglacial context in which deposition occurred.

4.5.3 Facies association C – mass-transport deposits

4.5.3.1 Description

Facies association C is exposed in scattered outcrops throughout the study area. It is composed of diamictites and mudstones, often with soft-sediment deformational structures and rafted blocks, which include facies FI(r), Dm, Dm(r) (Figure 11). Facies FI consists of laminated mudstones whereas FI(r) is a variety displaying cm-thick, folded horizons (Figure 11A). Diamictites are characterized by subrounded to angular, granules to boulders (less than 5% of rock volume) dispersed in a muddy or sandy-muddy matrix. Clasts within diamictites are mostly of sandstone, mudstone, granite, quartz and schist.

The facies defined as Dm(r) is characterized by heterogeneous diamictites in which re sedimentation features (cf. Eyles et al., 1983) are discernible, such as shear planes, folds and allochthonous sandstone blocks. Sandstone blocks within diamictites range in size from few meters to tens of meters (Figure 11B, C), occur often tilted (up to 80°) and folded and vary in grain size from fine sand to gravel. Because of the low degree of internal deformation in these blocks, original structures can be easily observed in some of the larger ones (up to 50 m), comprising mostly cross-stratification, horizontal lamination and climbing ripples, similar to what is observed in facies associations A and B. Homogeneous and massive diamictites were labeled as facies Dm (Figure 11D), which lack any kind of stratification or deformational feature.

The vertical stacking of facies association C is illustrated in figure 12. The succession is dominated by diamictites with evidence of re sedimentation (Dm(r)) intercalated with sandstone units. These sandstone units, which are up to 5 m thick, often deformed and displaying interpenetrative relationships with adjacent

diamictites, correspond to rafted blocks instead of in situ deposits. On both logs, the diamictite succession is overlain by cross-stratified sandstones of facies association B.

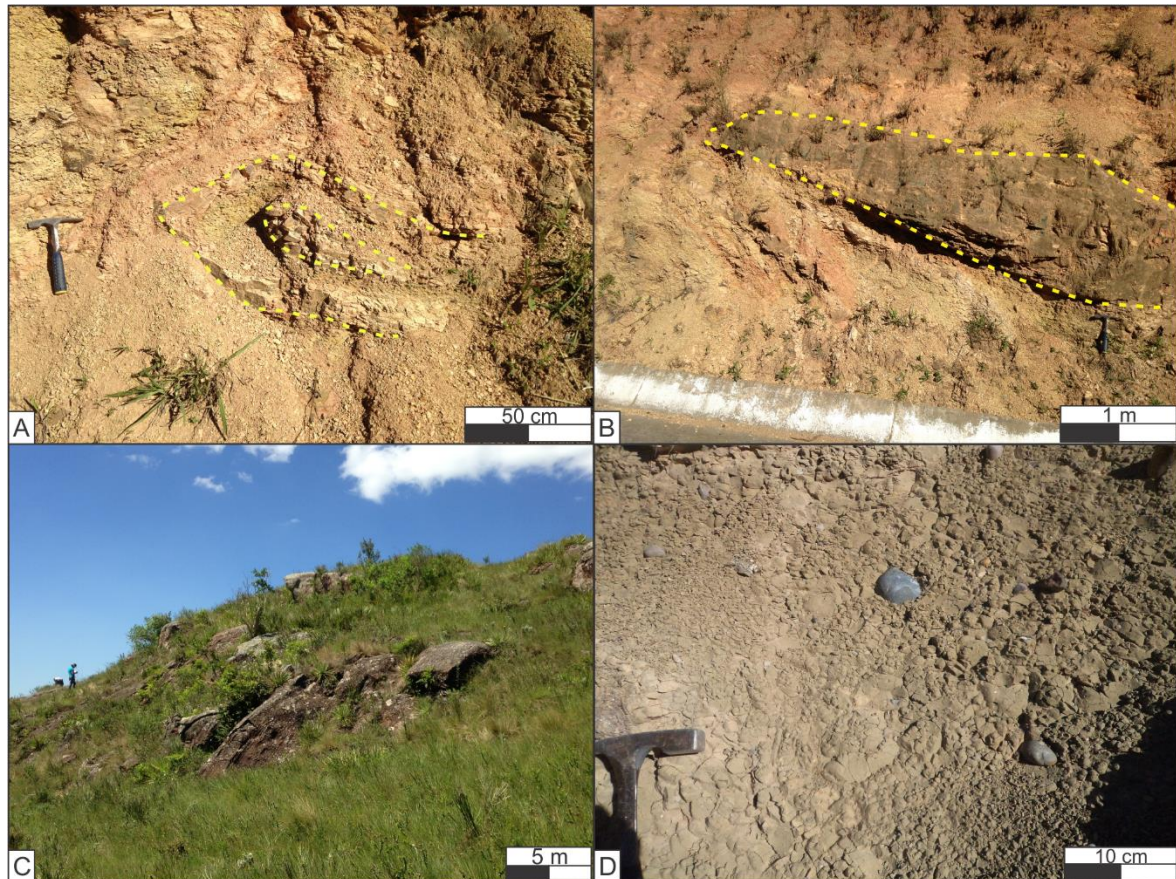


Figure 11: Field photos of facies association C. A) Tight-folded pelites (facies Fl(r)) surrounded by massive diamictites. B) Sandstone block within diamictites (facies Dm(r)). C) Large slide block protruding from vegetated land. This block has the same characteristics as the sandstones of facies association A, is tilted up to 80° and its internal stratification is locally folded. D) Massive diamictite with rounded to subrounded pebbles (facies Dm).

4.5.3.2 Interpretation

Diamictites and deformed mudstones of these facies association are interpreted as subaqueous mass-transport deposits (MTDs). The presence of rafted blocks of fluvial origin and the lack of subglacial features (e.g. striated surfaces and clast pavements) do not support a glaciogenic origin for these facies (e.g. Eyles et al., 1983). MTDs result from resedimentation of previously deposited material by non-Newtonian gravity flows including creeps, slides, slumps and debris flows (e.g. Nemeč, 1990; Martinsen, 1994; Posamentier & Martinsen, 2011). These processes commonly evolve one to another due to flow

transformations that take place as the mass moves downslope and loses its coherence.

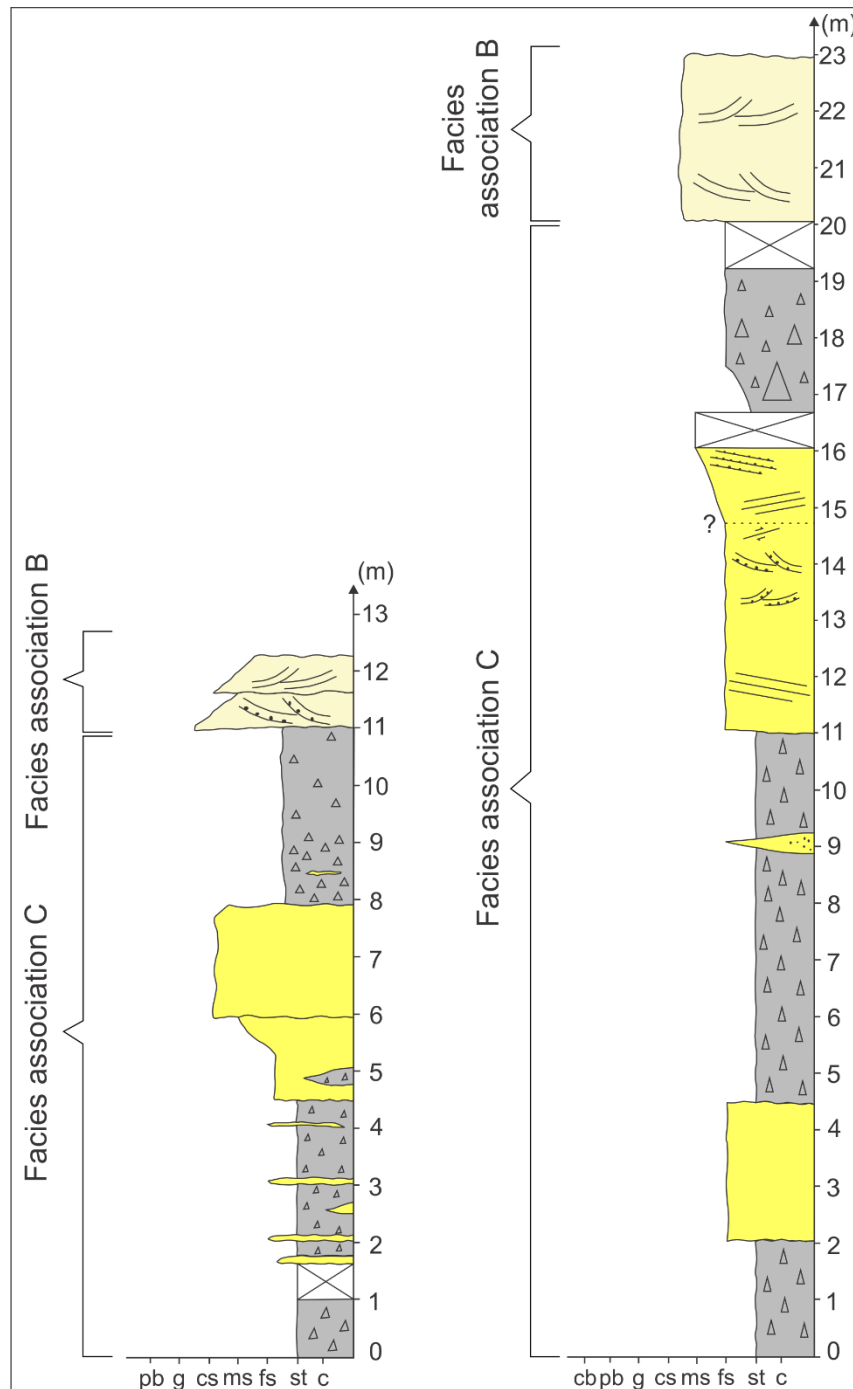


Figure 12: Stratigraphic logs representative of facies association C. The sandstone units within the diamictite succession are large slided blocks.

Large, tilted sandstone blocks that protrude from vegetated land comprise slided blocks derived from instability and collapse of deposits from associations A and B (e.g. Nemeč et al., 1988). Facies Fl(r) and Dm(r), which characteristically

present plastic deformation, are interpreted as deposits of subaqueous slumps derived from failure of muddy slopes whereas massive diamictites (facies Dm) are the product of debris flows, i.e. sediment gravity flows of plastic behavior in which support mechanism is the cohesive strength of the matrix (Stow et al., 1996). By consequence, massive diamictites can be considered as the final product of mass-flows, when remobilized deposits were completely disaggregated, mixed and homogenized (e.g. Eyles & Eyles, 2000).

4.5.4 Facies Association D – glaciomarine mudstones

4.5.4.1 Description

Facies association D corresponds to the lowermost stratigraphic level of the studied succession. It is composed of heterolithic facies characterized by horizontally laminated mudstones with scattered dropstones (FI) and rhythmites (Figure 13), the latter being characterized by a regular (rhythmic) alternation of fine sand to silt and mud in the form of sharp-based, tabular, graded beds with thickness ranging from few millimeters to few centimeters (facies RI). Facies RI also contains polymithic dropstones, some of them striated, ranging in size from granules to boulders and; more rarely, current ripples in sandy zones, trace fossils of the *planolites ichnogenus* and thin (few cm) layers rich in mud intraclasts. Thicker (tens of cm), coarser-grained, and structureless event beds are very rare and display erosive bases with concentrations of mud intraclasts.

The vertical profile of facies association D (Figure14) shows a homogeneous interval, dominated by rhythmites of facies RI. However, it is possible to observe that in the lower eight meters of the interval there is a decrease in the concentration of dropstones from base to top. Dropstones also occur in the upper part of the interval, however, variations on clast-concentration are not present. Moreover, the stratigraphic log comprise a five-meter thick interval of facies from facies association E, which is represented by medium to coarse sandstones and conglomerates.

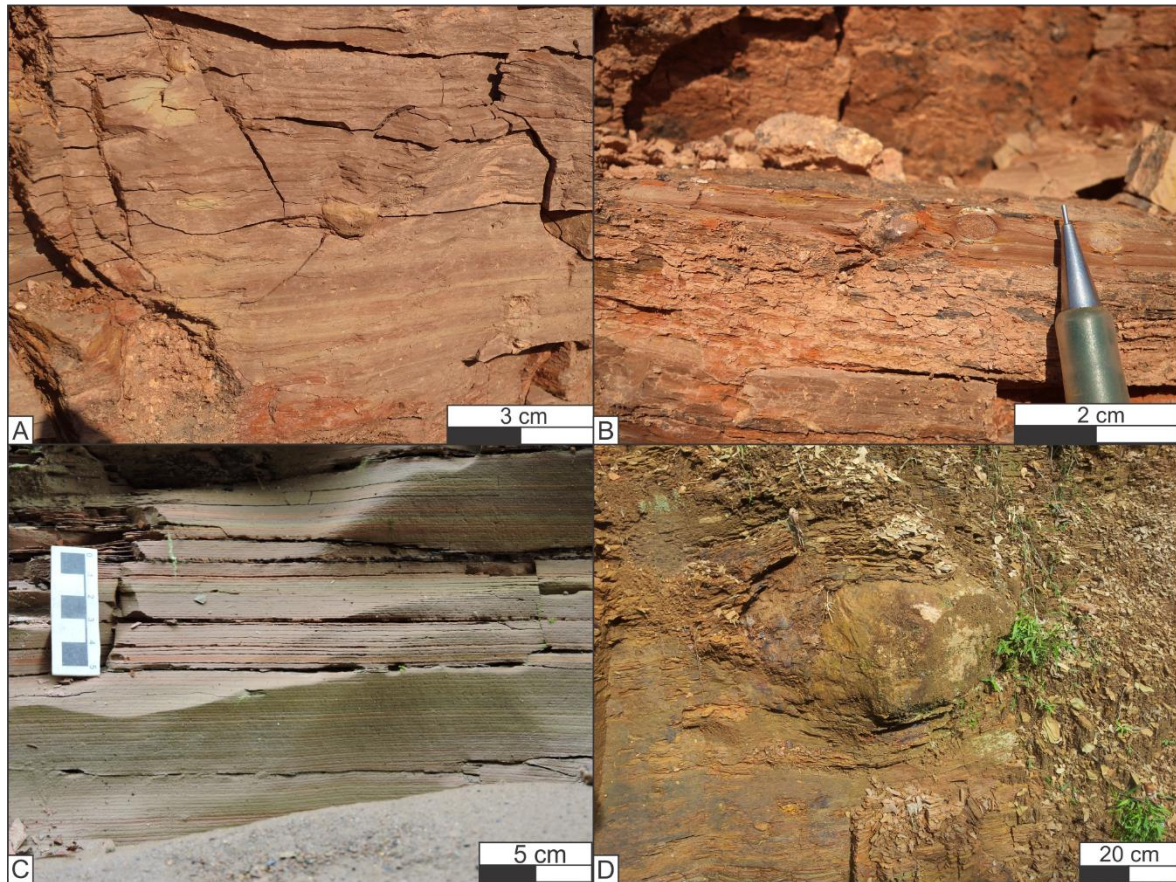


Figure 13: Field photos of facies association D. A and B) Small dropstones in rhythmites. C) Dropstone-free, thinly laminated mudstone. Note the alternation of mm-thick silt (lighter) and clay (darker) layers (scale bar is 5 cm). D) Large granite clast deforming rhythmite lamination.

4.5.4.2 Interpretation

Facies association D is interpreted as a distal glaciomarine environment in which deposition took place below wave base by suspension settling and diluted turbidity currents. Occasional surge-like turbidity currents of larger volume are recorded by the thicker sand-rich beds, while contribution of non-cohesive density-flows is suggested by the presence of coarse sandstones and conglomerates. The occurrence of dropstones indicates that a calving ice-margin was in contact with the water body, delivering ice-rafted debris. The vertical change in the amount of dropstones suggests variation in the rates of iceberg production with time, attesting a possible seasonal control on deposition.

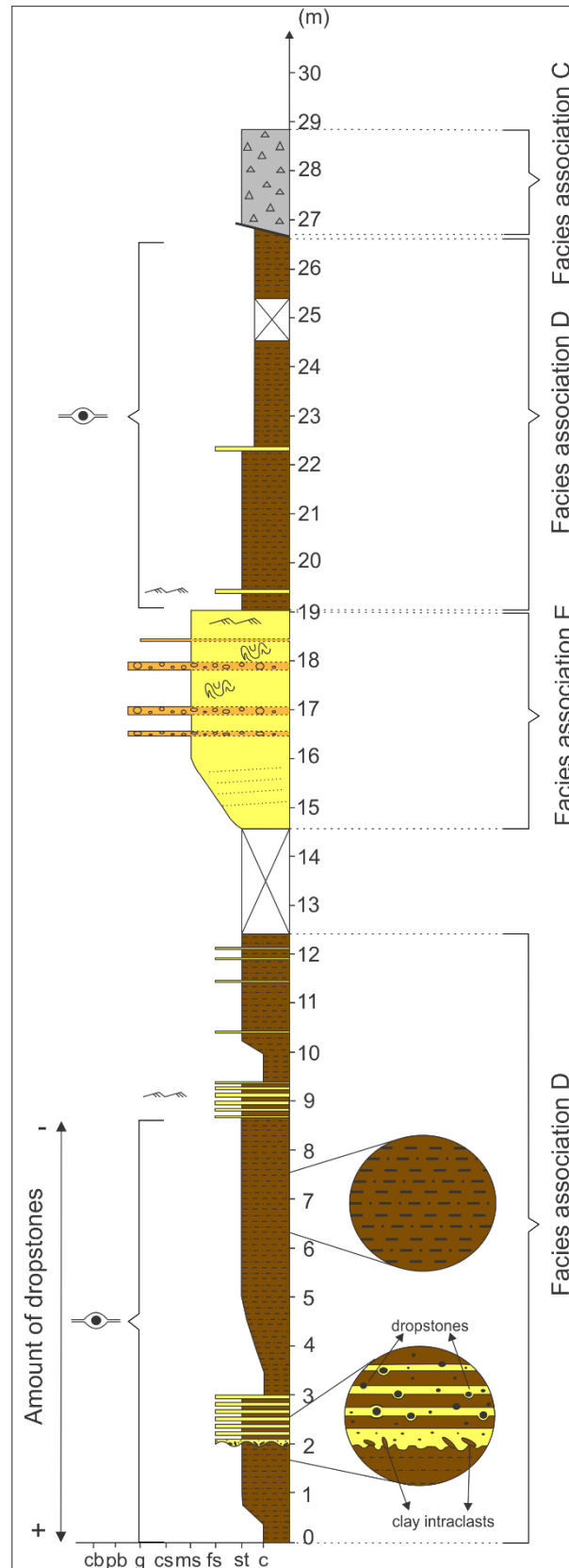


Figure 14: Stratigraphic log representative of facies association D. Note sandstones attributed to association E encased within mudstones and sharp-based diamictite of association C at the top of the succession.

4.5.5 Facies association E – non-cohesive density-flow deposits

4.5.5.1 Description

This facies association occurs as laterally discontinuous, coarse-grained units encased within mudstones of facies associations C and D. It is composed of amalgamated, lenticular, often erosive-based, 1 to 2-m-thick beds of conglomerates and sandstones (Figure 15). Conglomerates are massive to crudely stratified (Figure 16), and may be supported by the clasts or by a silty-sandy matrix (facies Gm). Clasts are granules to boulders, rounded to subangular, composed mostly of sandstone, granite, and quartz and may show a-axis imbrication indicating transport to the northwest (Figure 16A). Massive conglomerates often pass vertically and laterally to crudely-stratified and normally-graded varieties within the same bed (Figure 16A, B). This crude stratification is mostly horizontal, but low-angle, inclined stratification may also be present. Conglomerates often lie on erosive surfaces with a very irregular profile whereas their upper boundaries are sharp and plane.

Facies Sm (Figure 16B, C) occur interbedded with the conglomerates and comprise medium to coarse-grained, massive to crudely, horizontally stratified sandstones often with oversized (floating) clasts up to 25 cm. Sandstone beds have both lower and upper sharp boundaries and do not display any well-developed internal grain size trend. More locally within this facies association, coarse to pebbly sandstones with dune-size cross stratification (facies St/Sp) may also occur (Figure 16A). These cross-stratified units show paleocurrents to the NW like that indicated by clast imbrication in the conglomerates.

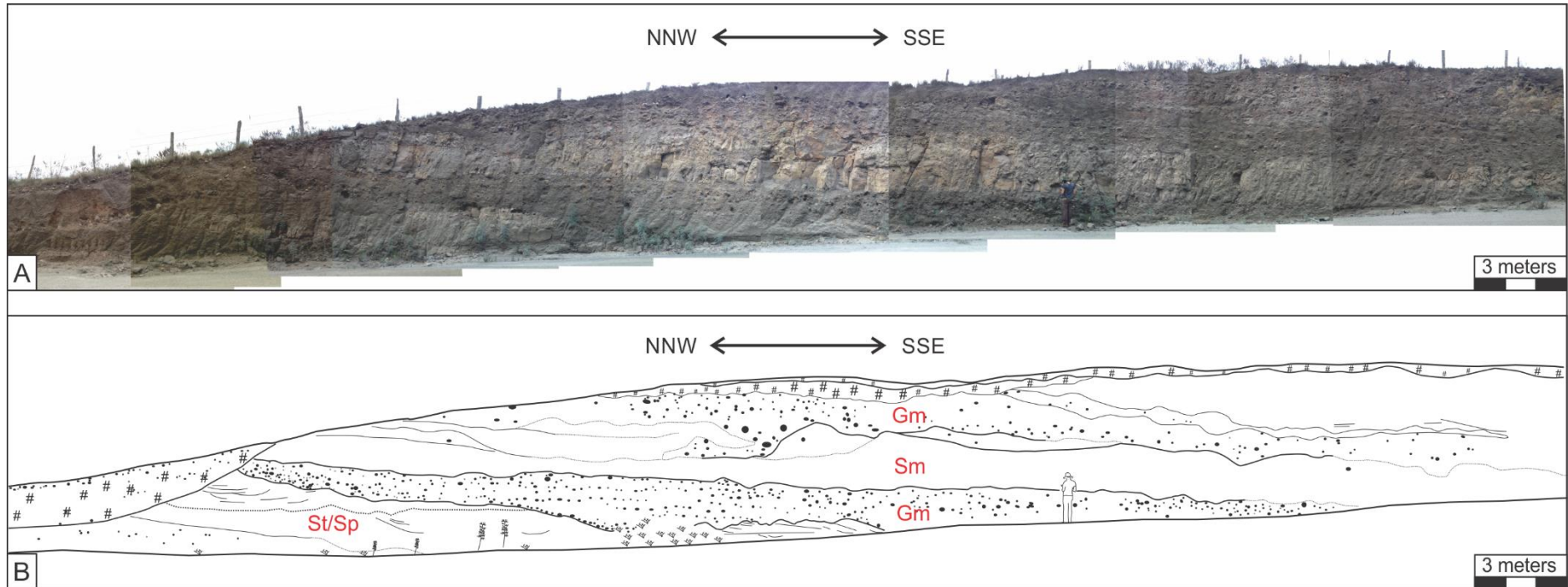


Figure 15: Photomosaic (A) and sketch (B) representing facies association E. Note the erosive and often irregular boundaries between facies (Gm, Sm and St/Sp) and the dominance of lenticular geometries

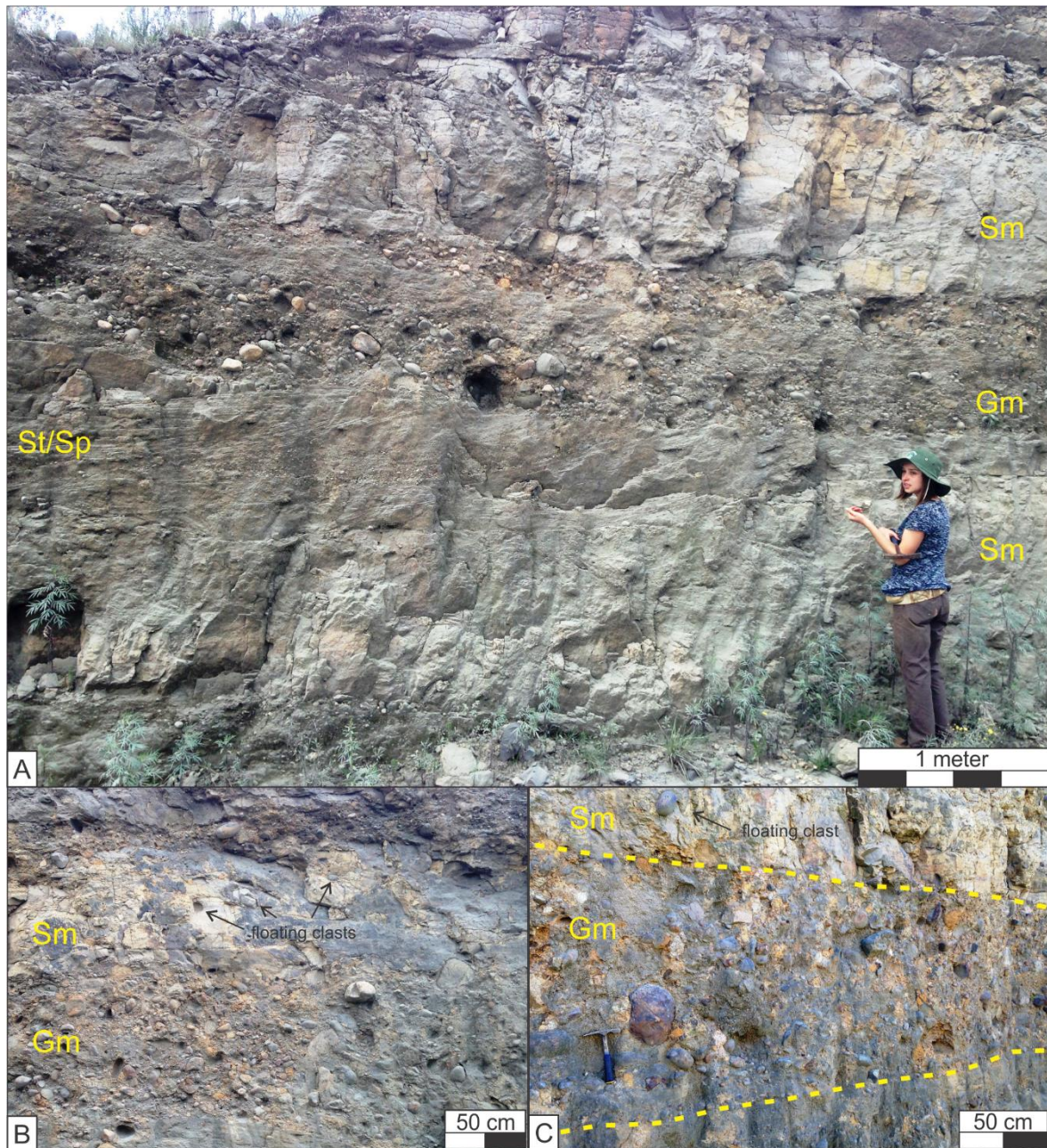


Figure 16: Field photos of facies association E. A) Alternating massive and crudely stratified sandstone and conglomerate. Note the presence of crude stratification and clast imbrication in facies Gm. Paleocurrents are to the left (west) as indicated by clast imbrication and cross-stratification in facies St/Sp. B and C) Details of facies Sm and Gm. Note in B the presence of oversized (floating) clasts in massive sandstones.

4.5.5.2 Interpretation

The dominance of massive to weakly stratified sandstones and conglomerates in facies association E, combined with the presence of floating, oversized clasts and a-axis imbrication indicate the action of highly concentrated flows instead of bedload-dominated currents (e.g. Lowe, 1982; Postma et al.,

1988). In these flows, particles were transported mostly in suspension and secondarily by traction. According to the classification proposed by Mulder and Alexander (2001), the examined deposits lie into the category of non-cohesive density flows, which include hyperconcentrated and concentrated flows. In these flows, which have a transitional rheology between cohesive debris flows and fully turbulent turbidity currents, support mechanisms include grain-by-grain interactions (dispersive pressure), buoyancy and fluid turbulence (Mulder & Alexander, 2001). Other authors, such as Lowe (1982) and Postma et al. (1988), treat these flows as high-density turbidity currents and their corresponding deposits as high-density turbidites.

The participation of turbulence in the deposition of facies association E is indicated by localized traction-generated structures (facies Sp/St) and crude, parallel stratification. Floating cobbles and boulders in massive sandstones, like those observed, have been reported in high-density turbidity currents (Postma et al., 1988). According to these authors, this is more likely to occur in high-density turbidity currents that are confined within subaqueous channels or canyons, where flow velocity, thickness and transport capacity are maximized. In the Itararé Group, floating clasts in sandstones were previously described by França et al. (1996), who also associated it to high-density turbidity currents.

The restricted occurrence of facies association E, its sandy-gravelly nature and the high degree of amalgamation suggests transport and deposition in confined settings. This confinement may be related to subaqueous incisions cut by the density flows or, considering that the spatial association with mass-flow deposits (facies association C), ponding on the irregular top surface of MTDs.

4.5.6 Depositional architecture

According to field observations, the five facies associations described above are part of a conformable stratigraphic succession, about 200 m thick and with a well-defined shallowing upward stacking pattern. Boundaries among the different associations are strongly transitional and, in some instances, interfingering is indicated by lateral or longitudinal shifts from one association to another (Figure 17). These characteristics and the absence of unconformities or major facies breaks in the vertical succession points to a normal-regressive

systems tract (highstand or lowstand) composed of coeval and genetically-related subaerial and subaqueous depositional systems (e.g. Catuneanu, 2006).

A generalized paleodepositional model for this systems tract is illustrated in figure 18, which portrays a progradational deltaic wedge that evolved in response to the high sediment supply promoted by deglaciation. Progradation was probably concomitant with ice-retreat as indicated by an apparent decrease in the degree of ice influence towards the top. When the dropstone-bearing fines of facies association D were deposited, the ice margin was still in contact with the water body in order to supply ice-rafted debris (Figure 18A). Subsequently, an ice-free shoreline probably existed (Figure 18B) because of the development of a fluvio-deltaic complex at the top of the succession (associations A and B). This suggests that the base level rise that usually occurs associated with deglaciation in marine settings was outpaced by sedimentation rate. In this setting, sediment overload at the delta front lead to instabilization, collapse and resedimentation of previously accumulated sediments, forming chaotic MTDs (association C) which rafted blocks of fluvial and deltaic origin. The laterally discontinuous, coarse-grained, non-cohesive density-flow deposits (association E) are probably related to the input of hyperpycnal flows generated by catastrophic floods, also associated to meltwater release (Figure 18C).

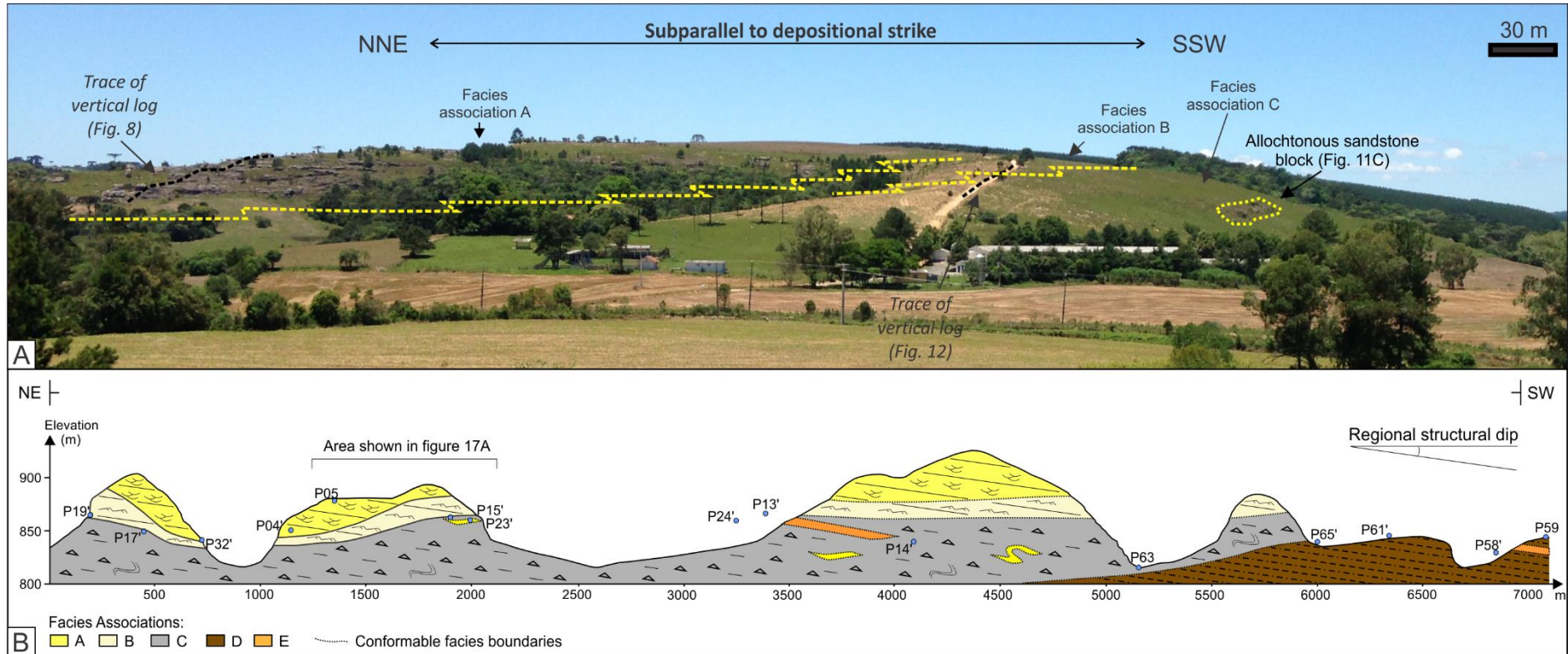


Figure 17: Panoramic view (A) and geological cross section (B) showing the stratigraphic relationships among the different facies associations. Location of vertical logs of figures 8 and 12 and the sandstone block illustrated in figure 11C are indicated in A. Blue dots in B represent described outcrops; numbers followed by an apostrophe (P61', per example) means a projected outcrop.

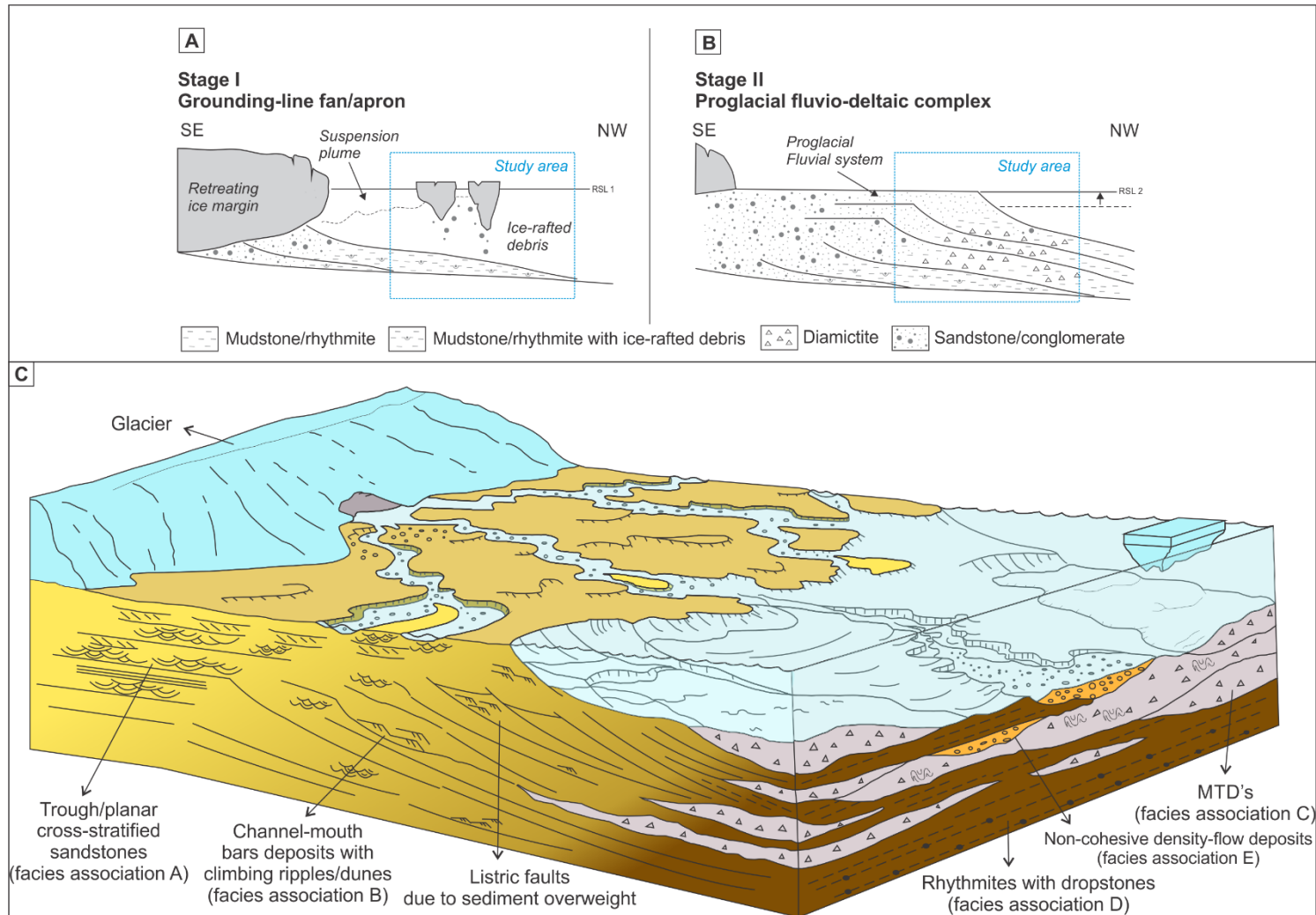


Figure 18: Proposed depositional model for the studied interval. A and B show two different stages of deposition with respect to deglaciation assuming that deposition started when the ice margin was still in contact with water body, originating glaciomarine mudstones (A) and evolved to a proglacial environment influenced by a terrestrial ice margin (B). C) Generalized paleodepositional model showing the relationships among the different subenvironments and their correspondent facies associations.

4.6 DISCUSSION

The group of evidence presented above shows that the Pedra Alta sandstone is part of a conformable, normal-regressive systems tract in which the fluvial feeding system can be stratigraphically connected to co-genetic, subaquatic gravity-flow deposits. The examined succession is thus an excellent study case to address, under an outcrop perspective, two main aspects related to source-to-sink analysis: the relationships between subaqueous density-flow deposits and fluvial floods, and the controls on slope instability and MTD development. Moreover, our results have also important implications for the sequence-stratigraphic architecture of the Itararé Group and, consequently, the heterogeneity of its reservoirs. In the following subsections these three aspects are discussed separately.

4.6.1 Fluvial floods and density-flow deposition

The development of sediment gravity flows due to the entrance of highly-concentrated, flood-generated hyperpycnal flows into a receiver basin has been discussed and accepted by several authors (e.g. Mutti et al., 1996, 2003; Mulder & Alexander, 2001; Zavala et al., 2006; Paim et al., 2008, 2011). As a result, many ancient turbidites and associated deposits have been interpreted as the deposits of hyperpycnal flows (hyperpycnites, Mulder et al., 2001) or treated as “flood-dominated delta-front lobes” (Mutti et al., 1996; 2003), particularly in tectonically active basins characterized by elevated catchments and steep subaerial and submarine gradients.

Facies association A, on the basis of grain size, bedform dimension, facies architecture and paleocurrent pattern, can be interpreted as a high-energy, fan-shaped, braided fluvial system. The basinward association with fine-grained deposits holding ice-rafted debris suggests a proglacial (outwash) fan (e.g. Lønne, 1995) comparable to modern meltwater-fed streams such as the Skeidarársandur in southern Iceland (e.g. Gomez et al., 2000). Such proglacial areas are potentially affected by high-energy floods because of the catastrophic release of meltwater entrapped within the glaciers (outburst floods or jökulhlaups).

Coarse-grained, climbing-dune cross-stratification like those recognized in facies association B has been associated with flood-dominated systems (e.g. Mutti

et al., 1996; Tinterri, 2007; Ghienne et al., 2010). Ghienne et al. (2010) recognized this stratification pattern in glaciogenic, sheet sandstones from the Ordovician of northern Africa and interpreted them as a result of outburst floods in a channel-mouth environment. Similarly, in our study case, these structures are in deposits interpreted as channel-mouth bars and testify that in some moments flood-generated currents by-passed the fluvial plain. The sandy-gravelly density-flow deposits of facies association E, located basinward, can thus be associated with periods of extreme discharges (major floods), during which sediment-laden jets by-passed the channel-mouth zone and evolved into highly concentrated hyperpycnal flows, transferring coarse sediment (up to boulders) to deeper waters (e.g. Mutti et al., 1996). It is very unlikely that these density flows were triggered by slope failure once the observed MTDs are mud-dominated and, often, non-cohesive density-flow facies are surrounded by mass-flow deposits and not downslope from it. Moreover, the supply of boulders like those observed in facies association E (non-cohesive density flow deposits) cannot be explained by the downslope resedimentation of fluvio-deltaic sediments because particles this size were not recognized in facies associations A and B.

Hyperpycnal flows tend to be long-lived, different from slide-induced density flows that are highly depletive (surge-like) currents (e.g. Mulder & Alexander, 2001). A “hyperpycnal system” is considered as the subaqueous continuation of the fluvial system (Zavala et al., 2006). The discrimination of hyperpycnal (flood-generated) and surge-like density-flow deposits is mostly based on the nature of grain-size trends within individual beds, although additional criteria have been suggested (see Paim et al., 2008 for a review). Hyperpycnites show complex grain-size trends because of the long duration (hours to weeks) of the flow, presence of waxing and waning current stages and a common pulsating character - velocity changes within one single flood event (Mulder et al., 2003). Surge-like density flows, on the other hand, generate deposits with a well-developed fining upward trend because of flow unsteadiness (e.g. Mulder & Alexander, 2001).

Although the poor development of normal grading and the presence of cross stratification in facies association E could indicate long-lived instead of surge-like density flows, the typical coarsening-to-fining-upward trend expected for hyperpycnites is lacking. Thus, a flow continuum connecting river jets with subaqueous density flows like suggested by Zavala et al. (2006) cannot be clearly

demonstrated. However, as considered by Paim et al. (2011) in their study on fluvial-derived turbidites from the Neuquen Basin (Argentina), a reacceleration of the flood-derived jets on the delta slope may have occurred, detaching the density flows from its parental floods.

The genetic relationship between fluvial discharges and density flows can be satisfactorily demonstrated in the studied succession by means of stratigraphic relationships among facies associations, in a similar way to what is proposed by Mutti et al. (1996). Considering the discussion above, it is interpreted that the sand-rich deposits described in the present paper and placed in three different facies associations, comprise a downdip facies tract equivalent to the flood-dominated systems (Mutti et al., 1996). The fluvial, river-mouth and turbidite components of this facies tract correspond respectively to facies associations A, B and E.

4.6.2 Controls on mass-transport deposits

Different mechanisms have been suggested to explain the initiation of mass movements (e.g. Stow et al., 1996; Odone et al., 2011; Posamentier & Martinsen, 2011), including: high sedimentation rates, seismic activity, storm-wave activity, base-level change, among others. In sequence stratigraphic models (e.g. Catuneanu, 2006), thick MTDs are placed in the falling-stage systems tract due to the assumption that sea-level drops modify the shelf-slope profile causing instability and failure at the shelf margin. In addition, during base-level fall and lowstand, deltaic clinoforms may prograde to the shelf margin, forming shelf-edge deltas that are potential sites for mass failure (e.g. Porebski & Steel, 2006).

As previously demonstrated, the studied succession has a conformable, progradational stacking pattern indicative of normal instead of forced regression, meaning that the MTDs were emplaced during base-level rise. This indicates that relative sea-level change had a minor role as a trigger for mass-failure in this study case and that a trigger mechanism related to sediment supply seems more likely. The presence of allochthonous blocks of fluvial and deltaic origin within the MTDs suggests successive collapses of the sand-rich segment of the fluvio-deltaic system due to a rapid progradation (e.g. Nemec et al., 1988). It is suggested that the high sediment supply associated with deglaciation caused the rapid advance

of the delta system and built a relatively steep and unstable delta slope (e.g. Lønne, 1995).

Most part of the MTDs identified in the studied succession comprises diamictites (i.e. gravelly sandy-mudstones). Although it is well accepted that thick diamictite successions from late Paleozoic “glaciated” basins consist mostly of subaqueous mass-flow deposits (e.g. Visser, 1983; Gama Jr., 1992; Eyles et al., 1993; Eyles & Eyles, 2000; Kneller et al., 2004; Suss et al., 2014), different models have been proposed to interpret these deposits in terms of timing, trigger mechanisms and the degree of glacial influence. Visser (1983), for instance, interpreted gravity flow “banded” diamictites of the Kalahari Basin of southern Africa as the product of slumping of glaciogenic sediments in front of the grounding line of a marine glacier. In the time equivalent Grant Group of Western Australia, Eyles and Eyles (2000), on the other hand, interpreted diamictites and associated facies as mass-flow deposits in a tectonically active basin without glacial influence.

Similarly to the present paper, Kneller et al. (2004) linked Pennsylvanian MTDs from Argentina to instabilization in the front of deltas that prograded into paleovalleys during late stages of deglaciation. The same was postulated by Suss et al. (2014), who studied a MTD-bearing interval of the Itararé Group few tens of kilometers from the area of the present study. The genetic association between deltaic progradations and mass-flow diamictites corroborates the hypothesis of Eyles and Eyles (2000), in which the progressive mixing of sand, mud and gravel supplied from high-energy rivers may produce diamictites that can be misinterpreted as glaciogenic and consequently lead to unreliable paleoclimatic reconstructions. Although part of the clasts observed in the examined diamictites may have been originally supplied as ice-rafted debris, field evidence suggests that large clasts were also transferred to the subaqueous realm directly by fluvial input via flood-generated flows.

4.6.3 Stratigraphic significance and impacts on reservoir architecture

Previous workers argued that the Itararé Group is composed of essentially retrogradational, unconformity bounded sequences (e.g. França & Potter, 1988; Eyles et al., 1993; França et al., 1996) with thin and poorly-preserved

progradational successions restricted to the upper parts of those sequences (Vesely & Assine, 2006). Based on this model, the thickest (up to 100 m) and more prolific sandstone units would be located in the lower part of the sequences, resting onto erosional unconformities and often confined in paleovalleys (e.g. França et al., 1996, D'Ávila, 1999). According to Vesely (2006), the Pedra Alta sandstone would be one example of these unconformity-bounded, partially confined sandstone units.

The stratigraphic model proposed here differs from these previous studies by documenting a thick (up to 200) progradational succession in the middle part of the Itararé Group. By consequence, the Pedra Alta sandstone, which culminates the progradation, does not rest on an unconformity and is not filling a paleovalley as previously considered. This conclusion has a great impact on reservoir architecture because it implies that the highest-quality reservoirs (the ones with better lateral and vertical continuity) have a complex, interdigitated boundary with non-reservoir facies. In this case, the best reservoir connectivity would be expected in the upper part of the sandstone succession (facies associations A and B) and not at its base as would be the case for an incised-valley-fill.

Unconformity-bounded, valley-fill sandstones are well documented in the Itararé Group, both in outcrop and in subsurface (e.g. França et al., 1996). They are also present in other late Paleozoic basins of Gondwana and seem to be a very common reservoir style in glaciated basins of all ages (papers in Huuse et al., 2012). However, as shown in the present paper, thick, reservoir-quality sandstone units with a very different architectural style may also be present. Moreover, these would be more difficult to map using seismic data because they are not associated with truncations and onlap terminations like is expected for unconformity-related deposits.

4.7 CONCLUSIONS

Through the outcrop analysis of a Carboniferous succession of the Paraná Basin, southern Brazil, it was possible to document the stratigraphic architecture of glacially-influenced and co-genetic fluvial and subaqueous gravity-flow deposits. The obtained results can be summarized as the following conclusions:

- The Pedra Alta sandstone and associated facies are arranged into five conformable facies associations that stack as a shallowing-upward, normal regressive succession deposited during the retreat of an ice margin.
- The succession as a whole comprises a fluvio-deltaic complex in which fluvial, mouth bar and delta slope deposits can be linked through stratigraphic correlation.
- The lowermost interval comprise mudstones and rhythmites with ice-rafted debris, deposited in a distal glaciomarine environment associated with a grounded ice-margin;
- Sedimentation rates larger than base level rise lead to progradation plus aggradation and the development of a subaerial, proglacial area dominated by fluvial processes. When entering the water body, the meltwater streams built channel-mouth bars and, occasionally, evolved to non-cohesive density flows, transferring sand and gravel to the subaqueous delta slope.
- The occurrence of coarse grained, climbing-dune cross-stratified deposits at the mouth-bar zone and the sandy-gravelly density flows are interpreted as a result of fluvial floods.
- Mass failure was also an effective process at the delta slope and generated muddy, chaotic deposits with sandstone rafts and stratified to massive diamictites (mass-transport deposits). Failure was probably a result of instability generated by the increase in slope inclination due to high sedimentation rates. The impact of flood-generated currents may have also played a role as a trigger for mass failure.
- Different from conclusions of previous studies, our results show that the Pedra Alta sandstone is not unconformity-based and is not confined in a paleovalley, impacting greatly in its geometry and internal heterogeneities as a reservoir analog.

4.8 REFERENCES

Bennett, M.R. and Glasser, N.F., 2009, *Glacial geology: Ice Sheets and Landforms*: New York, Wiley-Blackwell, 385 p.

- Cain, S.A. and Mountney, N.P., 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology*, 56: 1774-1800.
- Campbell, C.V., 1967. Lamina, Laminaset, Bed and Bed set. *Sedimentology*, 8: 07-26
- Campos, L., Milani, E., Toledo, M, Queiroz, R., Catto, A., Selke, S., 1998. Barra Bonita: a primeira acumulação comercial de hidrocarboneto da Bacia do Paraná. In: Rio Oil & Gas Conference. Rio de Janeiro. Brazilian Petroleum Institute (IBP)
- Catuneanu, O, 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375 p.
- Coleman, J.M., 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, 3: 129–239.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial Sediments. In: Reading H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd ed. Oxford: Blackwell Science. 688 p.
- Collinson, J.D., Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary Structures*. Terra Publishing, England. 292 p.
- D'Ávila, R.S.F., 1999. Análise de fácies e estratigrafia física do Arenito Lapa, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 349p.
- D'Ávila, R. S. F.; Arienti, L. M.; Aragão, M. A. N. F.; Vesely, F. F.; Santos, S. F.; Voelcker, H. E.; Viana, A. R.; Kowsmann, R. O.; Moreira, J. L. P.; Coura, A. P. P.; Paim, P. S. G.; Matos, R. S.; Machado, L. C. R. 2008. Ambientes de águas profundas. In: Silva, A. J. C. L. P.; Aragão, M. A. N. F.; Magalhães, A. J. C. (org.) 2008. *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. Beca, São Paulo, p: 244-300.
- Eyles, C.H., Eyles, N., França, A.B., 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40: 1-25.
- Eyles, C.H., Eyles, N., 2000. Subaqueous mass flow origin for Lower Permian diamictites and associated facies of the Grant Group, Barrow Terrace, Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology*, 47: 343-356.
- 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*, 30(3): 393-410.

- 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*. Rio de Janeiro. **2**(2): 147-191.
- França, A.B., Winter, W.R, Assine, M.L., 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacia, Grupo Itararé (C – P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**(1): 43-56.
- Gama Jr, E. G., Perinotto, J. A. J., Ribeiro, H. J. P. S., Pádula, E. K., 1992. Contribuição ao estudo de ressedimentação do Subgrupo Itararé: trato de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 228-236.
- Ghienne, J.-F., Girard, F., Moreau, J., Rubino, J.L., 2010. Late Ordavician climbing-dune cross-stratification: a signature of outburst floods in proglacial outwash environments? *Sedimentology*, **57**: 1175-1198
- Gomez, B., Smith, L.C., Magilligan, F.J., Mertes, L.A.K., Smith, N.D., 2000. Glacier outburst floods and outwash plain development: Skeidarársandur, Iceland. *Terra Nova*, **12**: 126-131.
- 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**: 381–399
- Huuse, M., Le Heron, D.P., Dixon, R., Redfern, J., Moscariello, A., Craig, J., 2012. Glaciogenic reservoirs and hydrocarbon systems: an introduction. In: Huuse, M., Redfern, J., Le Heron, D. P., Dixon, R. J., Moscariello, A. & Craig, J. (eds) 2012. *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*. Geological Society, London, Special Publications, **368**.
- Kneller, B., Milana, J. P., Buckee, C., 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): the role of catastrophic sedimentation. *GSA Bulletin*, vol. 116, p. 348-367.
- Lønne, I., 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. In: Chough, S.K. & Orton, G.J. (Eds). *Fan Deltas: Depositional Styles and Controls*. *Sedimentary Geology*, **98**: 13—43.
- Lowe, D.R., 1982. Sedimentary Gravity Flows II: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**(1): 279-297.
- Martinsen, O., 1994. Mass movements. In: Maltman, A. (Ed.). *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, p: 127–165.

- McKie, T., Williams, B., 2009. Triassic palaeogeography and fluvial dispersal across the northwest European Basins. *Geological Journal*, **44**: 711–741.
- Medeiros, R.A., 1971. Roteiro da excursão à Bacia Sedimentar do Paraná – Excursão No. 2. *In: XXV Congresso Brasileiro de Geologia. Simpósio Geologia do Petróleo no Brasil. São Paulo, Anais.* p: 15-25.
- Medici, G., Boulesteix, K., Mountney, N.P., West, L.J., Odling, N.E., 2015. Palaeoenvironment of braided fluvial systems in different tectonic realms of the Triassic Sherwood Sandstone Group, UK. *Sedimentary Geology*, **329**: 188-210.
- Miall, A.D., 1977. A review of the Braided-river Depositional Environment. *Earth-Science Reviews*, **13**(1): 1-62.
- Mulder, T. & Chapron, E., 2011. Flood deposits in continental and marine environments: Character and significance, *In: Slatt, R.M. & Zavala, C. (eds.) Sediment transfer from shelf to deep water - Revisiting the delivery system. AAPG Studies in Geology*, **61**: 1-30.
- Mulder, T. & Alexander, J., 2001 The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology*, **48**:269–299
- Mulder T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.-C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, **21**: 86-93.
- Mulder, T., Syvitski, J. P. M., Migeon, S., Faugeres, J. C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Mar. Petrol. Geol.*, **20**: 861-882
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavala, C., 1996. The Importance of Ancient Fluvio-Deltaic Systems Dominated by Catastrophic Flooding in Tectonically Active Basins. *Estratto da Memorie di Scienze Geologiche*, **48**: 233-291
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevenelli, G., di Biase, D., Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 733-755.
- Nemec, W., 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. *In: Coella A. & Prior D.B. (eds.) Coarse-grained Deltas. International Association of Sedimentologists Special Publication*, 10: 29-73.
- Nemec, W., Steel, R.J., Gjelberg, J., Collinson, J.D., Prestholm, E., Øxnevad, 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.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2nd ed. Chichester, UK; Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell, 419 p.

- Odonne, F., Callot, P., Debroas, E.-J., Sempere, T., Hoareau, G., Maillard, A., 2011. Soft-sediment deformation from submarine sliding: Favourable conditions and triggering mechanisms in examples from the Eocene Sobrarbe delta (Ainsa, Spanish Pyrenees) and the mid-Cretaceous Ayabacas Formation (Andes of Peru). *Sedimentary Geology*, **235**: 234-248.
- Paim, P.S.G., Silveira, A.S., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Leanza, H.A., Teixeira de Oliveira, J.M.M., D'Ávila, R.S.F., 2008. High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group – Jurassic) at La Jardinera Region, Neuquén Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **63**(4): 728-753.
- Paim, P.S.G., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Silveira, A.S., Leanza, H., D'Ávila, R.S.F., 2011. Fluvial-derived turbidites in the Los Molles Formation (Jurassic of the Neuquén Basin): Initiation, transport, and deposition, in R. M. Slatt & C. Zavala (eds.) *Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system*. AAPG Studies in Geology, **61**: 95-116.
- Porebski, S.J. & Steel, R.J., 2006. Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 390–403.
- Posamentier, H.W. & Martinsen, O., 2011. The character and genesis of submarine Mass-Transport Deposits: Insights from outcrop and 3D seismic data. In: *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. SEMP (Society for Sedimentary Geology) Special Publications, **96**: 7 – 38.
- Postma, G., Nemec, W., Kleinspehn, K.L., 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, **58**: 47-61
- Powell, R.D., 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. In: Dowdelwell, J. A. & Scourse, J. D. (eds), 1990, *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publication No 53, p: 53-73.
- Puigdomenech, C.N., Carvalho, B., Paim, P.S.G. and Faccini, U.F., 2014. Lowstand Turbidites and delta systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **44**: 529-544.
- Reading, H.G & Collinson, J.D., 1996. *Clastic Coasts*. In: Reading H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd ed. Oxford: Blackwell Science. 688 p.
- Reesink, A.J.H., Van den Berg, J.H., Parsons, D.R., Amsler, M.L., Best, J.L., Hardy, R.J., Orfeo, O., Szupiany, R.N. Extremes in dune preservation: Controls on the completeness of fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, **150**: 652-665.

- Rocha-Campos, A.C., 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: Bigarella J.J., Becker R.D. & Pinto I.D. (eds.) Problems in Brazilian Gondwana Geology. Curitiba: CNP. 344 p.
- Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R., Canuto, J.R., 2008. Late Paleozoic glacial deposits of Brazil: Paraná Basin. Geological Society of America Special Papers, **441**: 97-114.
- Salamuni, R., Marques Filho, P., 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): 05-31.
- Santos, P.R. dos, Rocha-Campos, A.C., Canuto, R.J., 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **125**: 165-184.
- Schneider, R. L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. A., Daemon, R. A., Nogueira, A. A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre. Anais. v **1**: 41-65.
- Souza, P.A., 2005. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **138**: 9– 29.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996. Deep Seas. In: Reading H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd ed. Oxford: Blackwell Science. 688 p.
- 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 deltaico com influência glacial. *Revista Geociências UNESP*, **33**(4): 701-719.
- Tinterri, R., 2007. The Lower Eocene Roda Sandstone (South-Central Pyrenees): an Example of a Flood-Dominated River-Delta System in a Tectonically Controlled Basin. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **113**(2): 223-255.
- Vesely, F. F., 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé no centro-leste da Bacia do Paraná. Curitiba. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Paraná. 226 p.
- Vesely, F.F., 2008. Subaqueous sandstones deposited by meltwater-fed density flows in a Late Paleozoic glaciomarine succession, eastern Paraná Basin, Brazil. AAPG Hedberg Conference, Ushuaia-Patagonia, Argentina.
- Vesely, F.F. & Assine, M.L., 2004. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(2): 219-230.

- 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., 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.
- 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.
- Visser, .N.J., 1983. Glacial marine sedimentation in the late Paleozoic Karoo Basin, Southern Africa. In: Molnia, B.F. (ed.) *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum, New York. pp. 667-702.
- Wakefield, O.J.W., Hough, E., Peatfield, A.W. 2015. Architectural analysis of a Triassic fluvial system: The Sherwood Sandstone of the East Midlands Shelf, UK. *Sedimentary Geology*, **327**: 1-13.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H., Asensio, M., 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rosayo Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 41-59.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo apresentado ao longo desta dissertação apresentou resultados significativos em relação a três aspectos principais, sendo eles: a arquitetura estratigráfica do arenito Pedra Alta; a cogeneticidade de fluxos densos não coesivos e fluxos catastróficos fluviais e; o mecanismo principal de disparo dos movimentos de massa que deram origem aos DTMs descritos na área.

Ao contrário do previsto na maioria dos trabalhos previamente publicados sobre o Grupo Itararé, as pesquisas sobre o sistema Pedra Alta indicaram um sistema progracional, com tendência de engrossamento para o topo, em que a unidade arenosa descrita não é limitada por discordância na base e não constitui a base de uma sequência de deglaciação.

A influência glacial na deposição do intervalo é cada vez mais indireta em direção ao topo, visto que a presença de *dropstones* nas porções inferiores do intervalo sugerem deposição em um momento que as margens da geleira se encontravam em contato com o corpo d'água, disponibilizando *icebergs* que liberavam detritos à medida em que descongelavam; já o desenvolvimento de uma planície deltaica, registrada na porção superior do intervalo, implica no afastamento das massas de gelo.

A variação entre associações de fácies apresenta caráter essencialmente transicional. Isto, associado ao fato de que não foram identificadas discordâncias, implica em uma maior dificuldade na identificação desses possíveis reservatórios em subsuperfície com dados sísmicos, visto que não são lateralmente contínuos e não estão associados a truncamentos e terminações em *onlap*, como acontece em reservatórios limitados por discordância.

O empilhamento estratigráfico descrito indica que o aporte de sedimentos liberado pelo degelo superou a elevação do nível relativo do mar, possibilitando a instalação de um sistema deltaico que, portanto, foi construído em um trato de sistemas com padrão de empilhamento de regressão normal.

Algumas das fácies descritas, arenitos e conglomerados com *climbing dunes* (fácies Gcd e Scd), indicaram a atuação de fluxos catastróficos, segundo interpretação já exemplificada em trabalhos anteriores (e.g. Mutti et al., 1996; Ghienne et al., 2010) durante o desenvolvimento desse sistema. Sugere-se que a liberação desses fluxos estaria relacionada à rápida liberação de água de degelo,

durante o recuo das geleiras. A presença de depósitos de fluxos densos não coesivos, registrados em porções mais basais do intervalo, foi então relacionada à entrada desses fluxos altamente concentrados na bacia, sob forma de fluxos hiperpicnais, que transportariam sedimentos grossos para regiões mais distais. Apesar da preservação de sistemas fluviais e sistemas gravitacionais subaquosos cogenéticos ser rara, tal correlação foi anteriormente sugerida por diversos autores (e.g. Mutti et al., 1996, 2003; Mulder & Alexander, 2001; Zavala et al., 2006; Paim et al., 2008, 2011). Neste caso, a preservação de ambos depósitos foi favorecida pela criação de espaço de acomodação tanto nas porções proximais quanto nas porções distais da bacia.

A geometria confinada dos depósitos de fluxos densos não coesivos e sua localização em meio aos DTMs e lamitos glaciomarinheiros distais favorecem a hipótese de que sua origem está mais provavelmente relacionada às enchentes continentais do que à evolução dos movimentos de massa em fluxos mais diluídos. Corroborando esta hipótese, a moda granulométrica dos depósitos interpretados como resultantes de fluxos hiperconcentrados e concentrados (areia, seixos e blocos) é muito maior que a dos depósitos de transporte em massa, que são predominantemente lamosos; sendo assim, seria difícil explicar a origem dos primeiros a partir do segundo.

Por fim, o estudo do sistema Pedra Alta demonstrou ocorrência significativa de depósitos de transporte em massa, mesmo em trato de sistemas com padrão de empilhamento de regressão normal. Geralmente, DTMs são relacionados a regressões forçadas, que apresentam condições mais favoráveis à sua formação (e.g. Catuneanu, 2006). Porém, propõe-se que o alto aporte sedimentar resultante do recuo das geleiras (aumento do peso da coluna de sedimentos no talude deltaico), neste caso, tenha tido maior influência nos disparos dos movimentos de massa do que as variações do nível relativo do mar.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bhattacharya, J.P. & McEachern, J.A., 2009. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *Journal of Sedimentary Research*, **79**: 184-209
- Bhattacharya, J.P & Walker, R.G., 1992. *Deltas*. In: Walker, R.G. & James, N.P. (eds.) *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada. 409p.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier Publishing Company. 168p.
- Campos, L., Milani, E., Toledo, M, Queiroz, R., Catto, A., Selke, S., 1998. Barra Bonita: a primeira acumulação comercial de hidrocarboneto da Bacia do Paraná. *In: Rio Oil & Gas Conference*. Rio de Janeiro. Brazilian Petroleum Institute (IBP)
- Canuto, J.R., dos Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., 2001. Estratigrafia de sequências do Subgrupo Itararé (Neopaleozoico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(1): 107-116.
- Castro, J. C., 1980. Fácies, ambientes e sequências deposicionais das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina. *In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*. Balneário Camboriú, *Anais*, v. **1**, p. 283-299.
- D'Ávila, R.S.F., 1999. Análise de fácies e estratigrafia física do Arenito Lapa, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. *Dissertação de mestrado*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 349p.
- D'Ávila, R. S. F.; Arienti, L. M.; Aragão, M. A. N. F.; Vesely, F. F.; Santos, S. F.; Voelcker, H. E.; Viana, A. R.; Kowsmann, R. O.; Moreira, J. L. P.; Coura, A. P. P.; Paim, P. S. G.; Matos, R. S.; Machado, L. C. R., 2008. Ambientes de águas profundas. *In: Silva, A. J. C. L. P.; Aragão, M. A. N. F.; Magalhães, A. J. C. (org.) 2008. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. Beca, São Paulo, BR, 244-300.
- Dasgupta, P., 2003. Sediment gravity flow – the conceptual problems. *Earth Science Reviews*, **62**: 265-281.
- Eyles, C.H., Eyles, N., França, A.B., 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, **40**: 1-25.
- Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Sciences Reviews*, **35**: 1-248.
- 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*, **30**(3): 393-410.
- França, A.B., 1984. Porosidade secundária nos arenitos das Formações Rio Bonito e Itararé e sua possível implicação na exploração de petróleo na Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **14**(1): 35-46.
- 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*. Rio de Janeiro. **2**(2): 147-191.
- França, A.B. & Potter, P.E., 1989. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro. **3**(1): 17-28.
- França, A.B. & Potter, P.E., 1991. Stratigraphy and Reservoir Potencial of Glacial Deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, **75**(1): 62-85.
- França, A.B., Winter, W.R., Assine, M.L., 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacia, Grupo Itararé (C – P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* **26**(1): 43-56.
- Ghienne, J.-F., Girard, F., Moreau, J., Rubino, J.-L., 2010. Late Ordovician climbing-dune cross-stratification: a signature of outburst floods in proglacial outwash environments? *Sedimentology*, **57**: 1175-1198.
- Gordon Jr., N., 1947. Classificação das formações Gondwanicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*. Rio de Janeiro. **38**: 1-20.
- Hampton, M.A., 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**(4): 775-793.
- 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**: 381–399
- Kneller, B. & Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, **47**: 62-94
- Leinz, V., 1937. Estudo sobre a glaciação Permocarbonífera do sul do Brasil. *DNPM/SFPM*, Bol. **21**, 47 p.
- Lowe, D.R., 1979. Sediment Gravity Flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM Society for Sedimentary Geology Spec. Pub.* **27**: 75-82.

- 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.
- Maack, R., 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas*. Curitiba. **2**: 63-154.
- Martin, H., 1964. The directions of flow of the Itararé ice sheets in the Paraná Basin, Brazil. *Boletim Paranaense de Geografia*, **10-15**: 25-76.
- Martinsen, O., 1994. *Mass movements*. In: Maltman, A. (Ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, p: 127–165.
- McConnico, T.S. & Bassett, K.N., 2007. Gravelly Gilbert-type fan delta on the Conway Coast, New Zealand: Foreset depositional processes and clast imbrications. *Sedimentary Geology*, **198**: 147-166
- McPherson, J.G., Shanmugam, G., Moiola, R.J., 1987. Fan-deltas and Braid-deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, **99**: 331 – 340.
- Medeiros, R.A., 1971. Roteiro da excursão à Bacia Sedimentar do Paraná – Excursão No. 2. In: XXV Congresso Brasileiro de Geologia. Simpósio Geologia do Petróleo no Brasil. São Paulo, *Anais*. p: 15-25.
- Miall, A.D., 1977. A review of the Braided-river Depositional Environment. *Earth-Science Reviews*, **13**(1): 1-62.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Miall, A.D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Calgary. p. 597-604.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**: 261-308.
- Middleton, G.V., 1967. Experiments on density and turbidity currents. III: deposition of sediment. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.4: 475 – 505.
- Milani, E. J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 2v, 255p.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro. **15**(2): 265-287.
- Mulder, T. & Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**: 269-299.

- Mulder, T. & Chapron, E., 2011. Flood deposits in continental and marine environments: Character and significance, In: Slatt, R.M. & Zavala, C. (eds.) Sediment transfer from shelf to deep water - Revisiting the delivery system. AAPG Studies in Geology, 61: 1-30.
- 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**: 285-299.
- 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**: 861-882.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavala, C., 1996. The Importance of Ancient Fluvio-Deltaic Systems Dominated by Catastrophic Flooding in Tectonically Active Basins. *Estratto da Memorie di Scienze Geologiche*, **48**: 233-291
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevenelli, G., di Biase, D., Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 733-755.
- Nemec, W., 1990a. Deltas – Remarks on terminology and classification. In: Coella A. & Prior D.B. (eds.) Coarse-grained Deltas. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, **10**: 3-12.
- Nemec, W., 1990b. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: Coella A. & Prior D.B. (eds.) Coarse-grained Deltas. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, **10**: 29-73.
- Nichols, G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy. 2nd ed. Chichester, UK; Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell, 419 p.
- Normak, W.R. & Piper, D.J.W., 1992. Turbidity current processes. In: Magoon L.B. (ed) The Petroleum System – Status of Research and Methods. *U.S Geological Survey Bulletin*, **2007**: 22-31.
- Paim, P.S.G., Silveira, A.S., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Leanza, H.A., Teixeira de Oliveira, J.M.M., D'Ávila, R.S.F., 2008. High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group – Jurassic) at La Jardinera Region, Neuquén Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 728-753.
- Paim, P.S.G., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Silveira, A.S., Leanza, H., D'Ávila, R.S.F., 2011. Fluvial-derived turbidites in the Los Molles Formation (Jurassic of the Neuquén Basin): Initiation, transport, and deposition, in R. M. Slatt & C. Zavala (eds.) Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system. AAPG Studies in Geology, 61: 95-116.

- Parsons, J.D. Bush, J.W.M., Syvitski, J.P.M., 2001. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, 48: 465-478.
- Petter, A.L. & Steel, R.J., 2006. Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90(10): 1451-1472.
- Posamentier, H.W. & Martinsen, O., 2011. The character and genesis of submarine Mass-Transport Deposits: Insights from outcrop and 3D seismic data. In: *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. SEMP (Society for Sedimentary Geology) Special Publications, 96: 7 – 38.
- Postma, G., 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14: 291-294.
- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Coella A. & Prior D.B. (eds.) *Coarse-grained Deltas*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 10: 13-27.
- Potter, P.E., França, A.B., Spencer, C.W., Caputo, M.V., 1995. Petroleum in glacially-related sandstones of Gondwana: a review. *Journal of Petroleum Geology*, 18(4): 397-420.
- Reading, H.G & Collinson, J.D., 1996. *Clastic Coasts*. In: Reading H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd ed. Oxford: Blackwell Science. 688 p.
- Rocha-Campos, A.C., 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: Bigarella J.J., Becker R.D. & Pinto I.D. (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba: CNP. 344 p.
- Salamuni, R., Marques Filho, P., 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): 05-31.
- Schneider, R. L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. A., Daemon, R. A., Nogueira, A. A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre. Anais. v 1: 41-65.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm(1950s – 1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 285-342.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. & Collinson, J.D., 1996. *Deep Seas*. In: Reading H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd ed. Oxford: Blackwell Science. 688 p.

- Vesely, F. F., 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé no centro-leste da Bacia do Paraná. Curitiba. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Paraná. 226 p.
- Vesely, F.F., 2007. Sistemas subaquosos alimentados por fluxos hiperpicnais glaciogênicos: modelo deposicional para arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(1): 07-25.
- Vesely, F.F. & Assine, M.L., 2004. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do estado do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 34(2): 219-230.
- 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., 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.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A., 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Curitiba. v.1: 441-477
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H., Asensio, M., 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rosayo Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. Journal of Sedimentary Research, 76: 41-59.