



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILISOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

TAYNAH BURATTO REBELO

**TRATOS DE SISTEMAS GLACIO-ISOSTÁTICOS DA FORMAÇÃO TACIBA
(EOPERMIANO) NA REGIÃO DE ALFREDO WAGNER E ITUPORANGA,
CENTRO-LESTE DE SANTA CATARINA**

FLORIANÓPOLIS

2015

TAYNAH BURATTO REBELO

**TRATO DE SISTEMAS GLACIO-ISOSTÁTICOS DA FORMAÇÃO TACIBA
(EOPERMIANO) NA REGIÃO DE ALFREDO WAGNER E ITUPORANGA,
CENTRO-LESTE DE SANTA CATARINA**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina. Apresentado na forma de monografia junto à disciplina TCC II, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Professor Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento

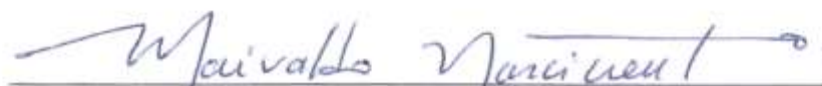
FLORIANÓPOLIS

2015


UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "**TRATOS DE SISTEMAS GLACIO-ISOSTÁTICOS DA FORMAÇÃO TACIBA (EOPERMIANO) NA REGIÃO DE ALFREDO WAGNER, CENTRO-LESTE DE SANTA CATARINA**" elaborado por Taynah Buratto Rebelo, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

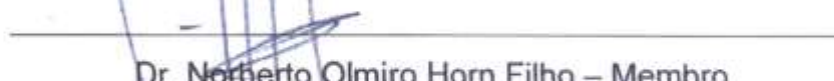
Comissão Examinadora:



Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento – Orientador
Departamento de Geociências – UFSC



Dr. Paulo/Sérgio Gomes Paim – Membro
UNISINOS



Dr. Norberto Olmiro Horn Filho – Membro
Departamento de Geociências UFSC

FLORIANÓPOLIS – SC

Dezembro de 2015

Aos meus pais e irmão.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família, especialmente Jair, Janete e Bruno, pelo apoio incondicional.

Fernando, por entender a minha ausência e por estar sempre presente.

Aos professores que pacientemente me ensinaram o valor da ciência.

Ao professor e orientador Marivaldo dos Santos Nascimento pelo aprendizado incessante, pelos croquis geológicos inspiradores, disponibilidade e paciência.

Aos amigos e colegas de turma que tornaram a jornada mais leve e os momentos inesquecíveis.

À Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) e à Universitetet i Oslo (UiO) responsáveis pela minha formação acadêmica.

RESUMO

O Grupo Itararé é uma unidade estratigráfica da Bacia do Paraná que contém o registro glacial gondwânico e compreende três formações denominadas Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. Este trabalho apresenta a reconstituição deposicional e do arcabouço estratigráfico de sucessões sedimentares da Formação Taciba na região de Alfredo Wagner e Ituporanga, Santa Catarina. Através de análise de afloramentos, foram identificadas 15 litofácies, agrupadas em seis associações de fácies, da base para o topo: depósitos de leques de *outwash* (AF1), depósitos de transporte em massa (AF2), depósitos de leques submarinos distais (AF3), depósitos de frente deltaica (AF4), depósitos de prodelta (AF5) e depósitos de *shoreface* (AF6). A partir destas associações, foram interpretados três sistemas deposicionais: sistema de leques de *outwash* (AF1), sistema marinho profundo (AF2 e AF3), e sistema deltaico-marinho raso (AF4, AF5 e AF6). O sistema deposicional de leques de *outwash* corresponde à porção basal da sucessão estudada e teve sua deposição relacionada a fluxos de detritos impulsionados por água de degelo em um contexto de trato de sistemas de nível alto glacial (*TSAg*), limitado no topo por uma pseudo superfície de inundação máxima (*PSIM*), e que correspondente ao Membro Chapéu do Sol. Os sistemas deposicionais deltaico-marinho raso e marinho distal compreendem um trato de sistema regressivo deglacial (*TSRd*), desenvolvido por compensação glácio-isostática causada pelo recuo definitivo de geleiras. A base deste trato de sistema é definida por uma pseudo superfície de regressão forçada (*PSRF*), caracterizada por um contato abrupto que separa estratos deltaicos (acima) de estratos de marinhos (abaixo). Na área de estudo, este trato compreende, na sua porção inferior estratos do Membro Chapéu do Sol e na porção superior estratos do Membro Rio segredo, unidade superior da Formação Taciba.

Palavras chave: Sistemas Deposicionais. Tratos de sistemas glaciais. Bacia do Paraná. Gondwana.

ABSTRACT

The Itararé Group is a stratigraphic unit of the Paraná Basin that contains the sedimentary record of the Gondwana glaciation and comprises three formations named: Lagoa Azul, Campo Mourão and Taciba. This study presents a depositional reconstruction and the stratigraphic framework of the sedimentary successions of the Taciba Formation in the Alfredo Wagner and Ituporanga regions, Santa Catarina state. Based on the outcrops analysis, fifteen lithofacies were identified and grouped into six facies associations (AF): outwash fans deposits (AF1), mass transport deposits (AF2), distal submarine fans deposits (AF3), delta front deposits (AF4), prodelta deposits (AF5) and shoreface deposits (AF6). From these associations three depositional systems were interpreted: subaqueous outwash fans system (AF1), deep marine system (AF2 and AF3), and deltaic- to shallow-marine systems (AF4, AF5 and AF6). Outwash fan depositional system corresponds to the basal portion of the studied sequence and had its deposition related to debris flow driven by the defrost water in a context of glacial high stand system tract (*TSAg*). This depositional system is bounded at the top by a pseudo maximum flooding surface (*PSIM*) and corresponds to the Chapéu do Sol Member, the intermediate portion of Taciba Formation. The deep marine and deltaic- to shallow-marine depositional systems comprise a deglacial falling stage system tract (*TSRd*) implemented due a glacio-isostatic compensation caused by the definitive retreat of the glaciers. This system tract is bounded by a pseudo forced regression surface (*PSRF*) at the base and is characterized by an abrupt contact between deltaic strata (above) and marine strata (below). In the studied area, this system tract comprises, in its lower portion, the strata from the Chapéu do Sol Member and in its upper portion the strata is related to the Rio Segredo Member, top of the Taciba Formation.

Key Words: Depositional Systems, Glacial Systems Tracts, Paraná Basin, Gondwana.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa de localização da área de trabalho. (A) Visão geral da Bacia do Paraná e sua localização no continente sul-americano. (B) Área de estudo com a localização dos afloramentos estudados, escala 1:100.000. Base Geobank/CPRM. 14
- Figura 2:** Mapa geológico da Bacia do Paraná com contorno estrutural do embasamento cristalino (modificado de Milani, 2004 apud CHRISTIANO-DE-SOUZA et al., 2014). 16
- Figura 3:** Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná com destaque para a Supersequência Gondwana I, foco do presente trabalho. (Adaptada de Milani et al. 2007). 17
- Figura 4:** Arcabouço tectônico-estrutural da Bacia do Paraná, mostrando seus principais lineamentos e feições geomorfológicas, (Zalán et al. 1990). 20
- Figura 5:** Eustasia, nível relativo do mar e profundidade da lâmina d'água em função do nível do mar, do fundo do mar e da superfície de referência, ou DATUM, que mede o total de subsidência ou soerguimento na bacia em relação ao centro da Terra (modificado de Catuneanu, 2006 apud Lykawka, 2011). 29
- Figura 6:** Trajetória da linha de costa em eventos de regressão normal, regressão forçada e transgressão. (Modificado de Catuneanu, 2002). 31
- Figura 7:** Relação entre os ciclos de variação do nível de base e as superfícies estratigráficas correspondentes. Modificado de Catuneanu, 2006. 36
- Figura 8:** Curvas de variação relativa do nível de base mostrando o contexto em que cada trato de sistema é formado. (A) Trato de sistema de mar alto formado no final da subida do nível de base (NB); (B) Trato de sistema de mar baixo formado no início da subida do NB, em evento de regressão normal; (C) Trato de sistema de mar em queda, formado durante a queda do NB em eventos de regressão forçada e (D) Trato de sistema transgressivo formado na subida do NB. 37
- Figura 9:** Arquitetura de fácies e superfícies estratigráficas na zona de transição entre ambiente fluvial e marinho raso (Modificado de Catuneanu, 2002). (A) Depósitos formados no trato sistema de mar em queda, (B) Trato de sistema de mar baixo, (C) Trato de sistema transgressivo e (D) Trato de sistema de mar alto. 40
- Figura 10:** Litofácies descritas: (A) **Dmm**: diamictito maciço; (B) **Sm** - Arenito médio a grosso, maciço com seixos caídos; (C) **Ss**: arenito médio a grosso com laminação ondulada incipiente; (D) **Sh**: arenito médio com laminação plano paralela e **So** - Arenito fino a médio com laminação ondulada simétrica; (E) ; **Sr** - Arenito fino a médio com laminação ondulada assimétrica; (F) **Shw** - Arenito fino a grosso com estratificação cruzada tipo hummocky /swaley; (G) **Sp**- Arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular; (H) **St**: arenito fino com estratificação cruzada acanalada. 43
- Figura 11:** Litofácies identificadas durante o trabalho de campo. (I) **Sf** - Arenito fino com acamamento flaser (J) **Hfc** - Heterolito de arenito fino e argila, convoluto; (K) **Hw**- Heterolito de areia e argila com laminação ondulada e marcas de objetos; (L) **Hh** - Heterolito de argila e silte com laminação plano paralela; (M) **FI**- Folhelho com laminação plano-paralela e seixos caídos; (N) **Fm** - Pelito cinza escuro maciço; 44

Figura 12: Interpretação litoestratigráfica da porção inferior do afloramento BP05. (A) Visão geral da primeira parte do afloramento. (B) Detalhe do arenito maciço com clastos (fácies Sm) e do arenito com laminação suavemente ondulada (fácies Ss) ; (C) Arenito com laminação ondulada assimétrica (fácies Sr); (D) Visão geral da segunda parte do afloramento e sua coluna litoestratigráfica correspondente; (E) Detalhe do contato entre folhelhos com clastos dispersos (fácies Fl) e arenitos/diamictitos (fácies Sr)..... 46

Figura 13: Afloramento BP-66 que contém a associação de fácies de MTDs; (A) Foto Panorâmica do afloramento e (B) Foto interpretação; (C) Detalhe de bloco de arenito; (D) Detalhe de bloco de composição granítica; (E) Detalhe de seixos e clastos de menores dimensões. 48

Figura 14: Visão geral do afloramento Bp29; (B) Coluna litoestratigráfica do afloramento; (C) Detalhe do heterolito com laminação ondulada (fácies Hw); (D) Detalhe para a sucessão mostrando a intercalação entre os heterolitos com laminação plano-paralela e os heterolitos com laminação ondulada; (E) Marcas de objeto. 49

Figura 15: Interpretação litoestratigráfica da porção superior do afloramento BP05; (A) Visão geral do afloramento com foto interpretação; (B) Detalhe do contato entre os folhelhos com clastos caídos (fácies Fl) e os heterolitos convolutos (fácies Hfc); (C) Detalhe do contato entre os arenitos e heterolitos que não apresentam feições de deformação plástica (So e Sf) com os heterolitos convolutos. 52

Figura 16: Interpretação litoestratigráfica do afloramento BP64; (A) Visão geral e interpretação litofaciológica do afloramento Bp64; (B) Coluna litoestratigráfica; (C) Detalhe do contato entre folhelhos (fácies Fl) E arenitos (fácies Sp); (D) e (D') detalhe e fotointerpretação de arenito com laminação ondulada simétrica (fácies So) e laminação ondulada assimétrica (fácies Sr)..... 53

Figura 17: (A) Visão geral do afloramento Bp66; (B) coluna litoestratigráfica do afloramento; (C) Detalhe do padrão de granocrescência ascendente dos estratos; (D) e (D') Detalhe e fotointerpretação de arenito com laminação ondulada simétrica e assimétrica (fácies So/Sr), arenito com laminação suavemente ondulada e arenito com estratificação cruzada tipo hummocky/swaley (fácies Shw). 54

Figura 18: Interpretação faciológica do afloramento BP-07. (A) Imagem panorâmica e fotointerpretação do afloramento. (B) Coluna litoestratigráfica do afloramento. 56

Figura 19: Interpretação faciológica do afloramento BP-07. (A) Imagem panorâmica e fotointerpretação do afloramento. (B) Coluna litoestratigráfica do afloramento. 58

Figura 20: Modelo representativo para o sistema deposicional de leques de outwash. Sem escala. 60

Figura 21: Bloco-diagrama elaborado segundo as associações de fácies que definem um sistema deposicional marinho profundo e um deltaico-marinho raso que correspondem aos Membros Chapéu do Sol e Rio Segredo, na área investigada. 61

Figura 22: Seção composta para os sistemas deposicionais e suas relações cronológicas em um arcabouço sedimentar glacio-influenciado. As seções colunares foram dispostas de forma a compor o arcabouço sedimentar. 67

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1:** Correlação entre os subdivisões propostas por Schneider et al. (1974) e França e Potter (1988) para o Grupo Itararé. (Weinschütz e Castro 2004 apud Puigdomenech, 2014).21
- Tabela 2:** Classificação de litofácies fluviais de acordo com Miall 1996..25
- Tabela 3:** Tabela com as litofácies identificadas nos 6 afloramentos estudados. Estão listadas uma breve descrição de cada fácies, a geometria das suas camadas e a interpretação dos processos deposicionais.....42

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
1.1	RELEVÂNCIA DO TEMA E LOCALIZAÇÃO	13
1.2	OBJETIVOS	14
1.2.1	Principais.....	14
1.2.2	Específicos.....	14
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	15
2.1	A BACIA DO PARANÁ	15
2.2	ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DO PARANÁ.....	17
2.3	ARCABOUÇO ESTRUTURAL	19
2.4	GEOLOGIA LOCAL.....	20
3	MÉTODOS	23
3.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
3.2	ESTUDOS DE CAMPO	24
3.3	ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	24
3.4	ANÁLISE DE PALEOCORRENTES.....	26
4	REFERENCIAL TEÓRICO	26
4.1	ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	26
4.2	FATORES QUE CONTROLAM A SEDIMENTAÇÃO	28
4.3	NÍVEL DE BASE E ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO	28
4.4	TRAJETÓRIAS DA LINHA DE COSTA	30
4.5	SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS.....	32
4.6	TRATOS DE SISTEMAS.....	36
5	RESULTADOS.....	41
5.1	FÁCIES SEDIMENTARES.....	41
5.2	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	45
5.2.1	Associação de Fácies de Leques de <i>Outwash</i> (AF1)	45
5.2.2	Associação de Fácies de Transporte em Massa (AF2).....	47
5.2.3	Associação de Fácies de Leques Submarinos (AF3)	48
5.2.4	Associação de Fácies de Frente Deltaica (AF4).....	50
5.2.5	Associação de Fácies de Barras Distais/Prodelta (AF5).....	55
5.2.6	Associação de Fácies de Fácies Litorânea (AF6).....	57
6	DISCUSSÃO	59
6.1	SISTEMAS DEPOSICIONAIS.....	59

6.1.1	Sistema Deposicional de Leques de <i>Outwash</i>	59
6.1.2	Sistema Deposicional Deltaico-Marinho Raso	60
6.1.3	Sistema Deposicional Marinho Profundo.....	63
6.2	ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA.....	65
7	CONCLUSÕES.....	69
8	REFERÊNCIAS bibliográficas	70

1 INTRODUÇÃO

1.1 RELEVÂNCIA DO TEMA E LOCALIZAÇÃO DO ESTUDO

O estudo de sequências deposicionais glaciais formados em alta latitude é fundamental para a interpretação precisa de ciclos glaciais no registro geológico e, para reconstituições palaeogeográfica e paleoclimática. As sucessões sedimentares estudadas neste trabalho fazem parte da Supersequência Gondwana I (Milani, 2007), da Bacia do Paraná, que é formada por um ciclo transgressivo-regressivo com influência glacial em algumas de suas unidades litoestratigráficas (p.e. na Formação Taciba).

Diversos trabalhos já abordaram o registro glacial e os sistemas deposicionais da Supersequência Gondwana I, especialmente, nos estados do Paraná, Rio Grande do Sul e São Paulo: Castro (1999), Weinschütz e Castro (2006), Vesely e Assine (2006), Arab, Perinoto e Assine (2009), Lykawka (2011). No entanto, no Estado de Santa Catarina, onde ocorrem as mais exuberantes exposições desta supersequência, estudos sobre este registro são esporádicos, destacando-se os trabalhos de Tognoli (2006), Sampaio (2013), Suss *et al.*, (2014), Puigdomenech *et al.* (2014) e Zielinski & Nascimento (2014), na região leste de Santa Catarina.

Arenitos do Grupo Itararé são considerados reservatórios de hidrocarbonetos e água subterrânea. Além disso, merecem destaque, os depósitos de argila para cerâmica e carvão mineral (Camadas do Rio Bonito). Estudo das relações estratigráficas contribuem para o entendimento da detalhado da paleogeografia e para contribui com a exploração de bens minerais. Tendo em vista estas considerações, o presente trabalho aborda a reconstituição de sistemas deposicionais glacio-influenciados da Formação Taciba, porção superior do Grupo Itararé para contribuir os avanços de estudos estratigráficos e paleoambientais de detalhe que vêm sendo realizados em unidades deposicionais da Supersequência Godwana I, na borda sudeste da Bacia do Paraná, centro-leste de Santa Catarina.

A área de pesquisa localiza-se nas imediações dos municípios de Alfredo Wagner e Ituporanga, margem sudeste da Bacia do Paraná. Foram estudados seis afloramentos, localizados ao longo da rodovia SC-350 (BP05, BP07, BP29, BP64 e BP66) e no próprio município de Alfredo Wagner (BP22) (Figura 1).

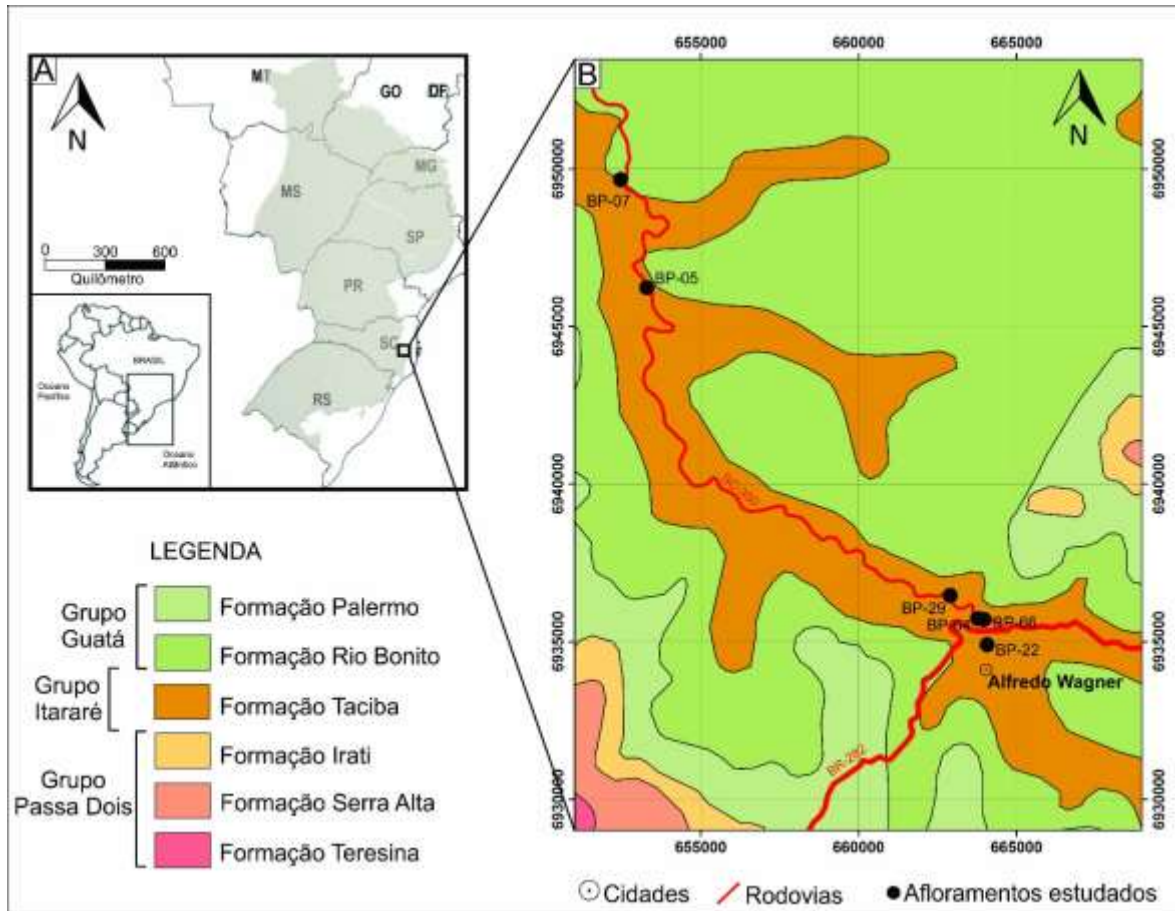


Figura 1: Mapa de localização da área de trabalho. (A) Visão geral da Bacia do Paraná e sua localização no continente sul-americano. (B) Área de estudo com a localização dos afloramentos estudados, escala 1:100.000. Base Geobank/CPRM.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Principais

Este trabalho tem como objetivos principais: (1) caracterizar sistemas deposicionais de estratos do Permiano Superior que afloram na borda sudeste da Bacia do Paraná; (2) definir a evolução estratigráfica das unidades investigadas aplicando princípios da estratigrafia de sequências dedicados a estratos glaciais.

1.2.2 Específicos

Os objetivos específicos são: (1) definir os processos deposicionais por meio da caracterização de fácies; (2) analisar as tendências deposicionais e as relações verticais e laterais entre as unidades; e (3) caracterizar trato deposicionais e superfícies estratigráficas.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 A BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma das maiores áreas sedimentares do continente Sul-Americano, com aproximadamente 1,5 milhão km² e abrange porções territoriais do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai (Figura 2). Esta bacia tem uma forma ovalada com eixo maior N-S (Milani et al., 2007), e é limitada a norte pelo Alto de Goiânia/Alto Paranaíba, com direção NO-SE, e a sul pelo Arco do Rio Grande com direção NO (Figura 2). Os limites leste e oeste são o Arco de Ponta Grossa e o Arco de Assunção, respectivamente (Figura 2). O seu formato foi influenciado por diversos eventos tectônicos que afetaram o continente sul americano durante o Mesozoico e o Cenozoico.

A sua localização geográfica atual permite classifica-la como uma bacia intracratônica, ou seja, inteiramente localizada em uma zona continental estável sem relação direta com as margens da placa tectônica. No entanto, de acordo com Milani (2007) a presença de espessos pacotes marinhos indica que esta denominação não reflete as condições presentes na bacia no momento da sua formação e evolução, na realidade, estes pacotes indicam que a Bacia do Paraná esteve ligada ao oceano Panthalassa por um considerável período de tempo, o que a tornava uma bacia de interior.

A sedimentação na Bacia do Paraná ocorreu entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. Sua rochas totalizam uma espessura máxima de aproximadamente 7.000 m (Milani et al., 2007). Ainda de acordo com Milani o embasamento da bacia é constituído por blocos de rochas pré-cambrianas de diferentes origens e composições. Estas rochas constituíam o Supercontinete Gondwana e foram amalgamadas a crátoms Arqueanos durante ao ciclo orogênico brasileiro entre 800 e 450 Ma.

De acordo com Zalán et al. (1990) o embasamento aflora em três regiões que bordejam a bacia na margem leste/sudeste na forma de dois cinturões móveis de direção NE, chamados de faixas Dom Feliciano e Ribeira separadas pelos crátoms Rio de La Plata e Luiz Alves. Na margem norte/nordeste aparece na forma de um cinturão móvel de direção NO denominado faixa Uruaçu e em dois maciços de idade Arqueana, denominados Guaxupé e Goiás. Por fim, na margem oeste/noroeste da

bacia o embasamento aflora na forma de um cinturão móvel chamado de faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia.

Milani (1997) e Zalán et al. (1990) sugerem que a subsidência na bacia se iniciou no final do Ordoviciano através da reativação de lineamentos Proterozóicos orientados a NE-SW. De acordo com Ramos (1986) esta reativação ocorreu através de esforços transtensivos ligados à Orogenia Oclóyica, atuante durante todo o Fanerozóico, na margem sudoeste do Gondwana devido à convergência entre o bloco siálico e a litosfera oceânica do Panthalassa (Jacques et al., 2014). Estes esforços geraram depressões alongadas que seguem a trama do substrato pré-cambriano (NE-SW), aonde foi depositada a primeira unidade cratônica da bacia: a Supersequência Rio Ivaí (Milani, 1997). Esta unidade marca o início da sedimentação na Bacia do Paraná que ocorreu em torno de 450 Ma.

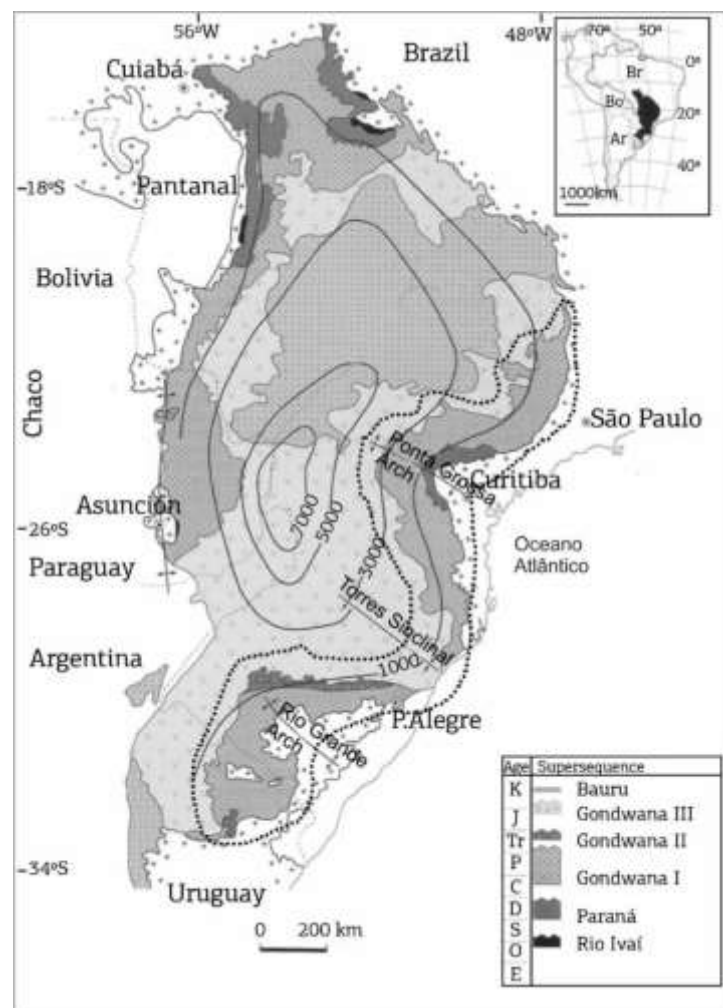


Figura 2: Mapa geológico da Bacia do Paraná com contorno estrutural do embasamento cristalino (modificado de Milani, 2004 apud CHRISTIANO-DE-SOUZA et al., 2014).

2.2 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DO PARANÁ

A primeira coluna estratigráfica para Bacia Geológica do Paraná foi proposta por White em 1908. A partir do seu estudo novas unidades foram sendo registradas em diversos trabalhos como: Schneider et al. (1974), Soares et al. (1978), Zalán et al. (1990) e Milani et al. (1997). Atualmente, a coluna estratigráfica da Bacia do Paraná encontra-se subdividida em seis supersequências (Milani, 1997): Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru que registram a história da evolução da Bacia do Paraná (Figura 3).

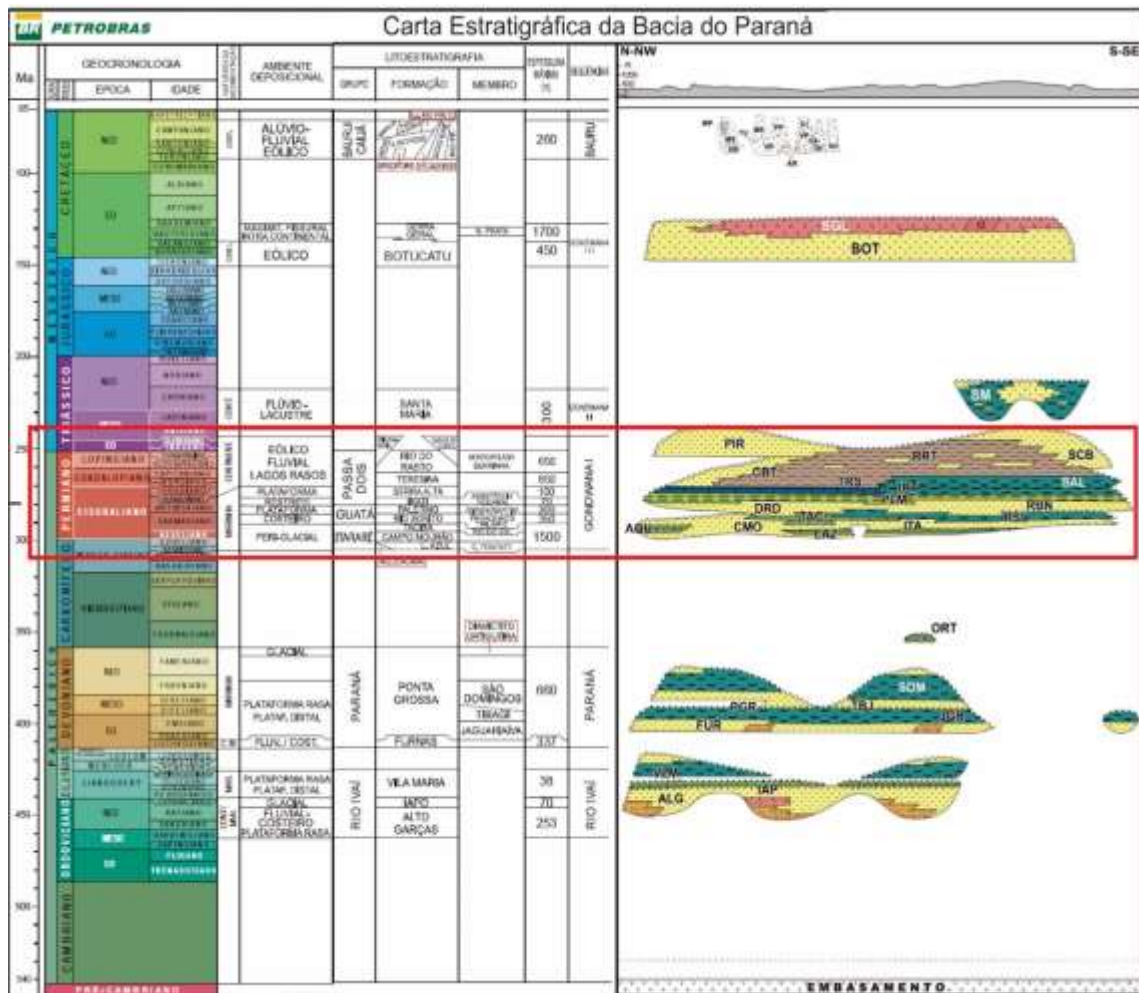


Figura 3: Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná com destaque para a Supersequência Gondwana I, foco do presente trabalho. (Adaptada de Milani et al. 2007).

A **Supersequência Rio Ivaí** representa a fase rifte da bacia (Teixeira, 2001) e inclui sucessões sedimentares pré-devonianas depositadas sobre o embasamento. Fazem parte desta supersequência as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. A

Formação Alto Garças apresenta na sua porção basal conglomerados quartzosos que gradam para arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas de médio porte, depositados em ambiente fluvial. No topo desta formação encontram-se arenitos finos a médios com estratificações truncadas por ondas, depositados em condições marinhas litorâneas (Assine 1994). Na Formação Iapó predominam diamictitos com diferentes colorações com clastos polimíticos. Segundo (Milani et al., 2007), o contato abrupto desta formação com os arenitos da Formação Alto Garças denota uma importante descontinuidade da história de sedimentação da bacia. A Formação Vila Maria é composta por folhelhos fossilíferos na base e por arenitos finos com estratificações cruzadas e laminações truncadas por ondas intercalados com siltitos, que indicam ambiente deposicional marinho raso (Assine, 1994).

A **Supersequência Paraná** registra o segundo ciclo transgressivo-regressivo da bacia (Milani et al., 2007) ocorrido no Devoniano. Contém as formações Furnas e Ponta Grossa. A Formação Furnas é predominantemente arenosa. Na sua porção inferior ocorrem arenitos feldspáticos/caoliníticos grossos, arenitos conglomeráticos e conglomerados e na porção superior arenitos mais finos com estratificações cruzadas de vários tipos. A Formação Ponta Grossa é subdividida em três membros denominados: Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos (Lange e Petri, 1967 apud Milani et al., 2007). Eles são representados por folhelhos com lentes de arenitos finos, rochas areno-siltosas e pelitos, respectivamente. A Formação Ponta Grossa registra em seus estratos o afogamento dos sistemas transicionais da porção superior da Formação Furnas e uma nova inundação em ampla escala (Milani et al., 2007).

A **Supersequência Gondwana I** foi depositada entre o Moscoviano (Neocarbonífero) e o Scythiano (Eotriássico) (Milani et al., 2007). Esta unidade engloba o Grupo Itararé, a Formação Aquidauana, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois, Formação Pirambóia e Formação Sanga do Cabral. De acordo com Milani (1997), a porção basal desta supersequência é de caráter transgressivo, ela compreende os grupos Itararé, de origem glácio-marinha (arenitos e lamitos com gradação normal, varvitos e tilitos), e Guatá, depositado durante a deglaciação e consequente subida do nível relativo do mar, ele é representado pela alternância de pacotes arenosos e pelíticos (Milani et al., 2007). A sua porção superior, regressiva, corresponde ao Grupo Passa Dois depositado em ambiente marinho e transicional e representado por folhelhos cinza-escuros laminados, pelitos e arenitos eólicos. Os últimos estratos

desta supersequência correspondem às Formações Pirambóia e Sanga do Cabral que representam depósitos fluviais e eólicos (Milani et al., 2007).

A **Supersequência Gondwana II** corresponde ao intervalo Triássico de deposição na Bacia do Paraná (Milani et al., 2007) e está restrita à sua porção meridional. Suas rochas são agrupadas na Formação Santa Maria que registra deposição em ambientes fluviais e lacustres. Diversos autores dedicaram-se ao estudo do conteúdo fossilífero desta unidade, porém, de acordo com Milani et al., (2007), este pacote foi submetido a intensa erosão durante o desenvolvimento da superfície de deflação eólica relacionada ao deserto de Botucatu dificultando a reconstituição paleoambiental desta unidade.

A **Supersequência Godwana III** foi depositada no Jurássico-Eocretáceo e registra a abertura do oceano Atlântico. De acordo com Milani et al., (2007), esta supersequência é representada pelas formações Botucatu, composta por arenitos eólicos de ambientes desérticos, e Serra Geral, formada por rochas magmáticas efusivas, principalmente basaltos, relacionadas a eventos de vulcanismo fissural.

A **Supersequência Bauru** se formou no Neocretáceo e se assenta em discordância erosiva sobre os basaltos Serra Geral (Milani, 1997). Esta unidade encerra a história deposicional na Bacia do Paraná, e é formada pelos grupos cronocorrelatos Caiuá e Bauru (Milani et al., 2007) que apresentam tratos de sistemas eólicos de clima semiárido.

2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

De acordo com Zalán et al., (1990) bacias localizadas em regiões de intraplaca têm sua atividade tectônica associada principalmente à reativação de estruturas do embasamento. Na Bacia do Paraná, isto é evidenciado pela presença de importantes lineamentos estruturais orientados nas direções preferenciais NW-SE, NE-SW e E-W (Zalán et al., 1987, Rostirolla et al., 2003) que seguem a orientação de estruturas antigas do embasamento.

Os lineamentos das direções NW-SE e NE-SW podem corresponder a falhas ou zonas de falhas que podem ou não estar associadas a estruturas em flor e dobras escalonadas. De acordo com Zalán et al., (1990), as estruturas de direção NW-SE foram reativadas durante o evento de quebra do Gondwana (Juro-Cretáceo) e permitiram o alojamento de diques de diabásio e outros corpos ígneos

relacionados ao magmatismo Serra Geral. Atualmente, estes lineamentos são caracterizados por amplas zonas de falhas que exibem um padrão retilíneo onde se concentram falhas e diques.

Os lineamentos NE-SW são provenientes de dois cinturões móveis Brasileiros, que afloram nas margens leste e sudeste da bacia (Zalán et al., 1990) e diferentemente dos lineamentos a NW, permaneceram inativos durante o Eocretáceo.

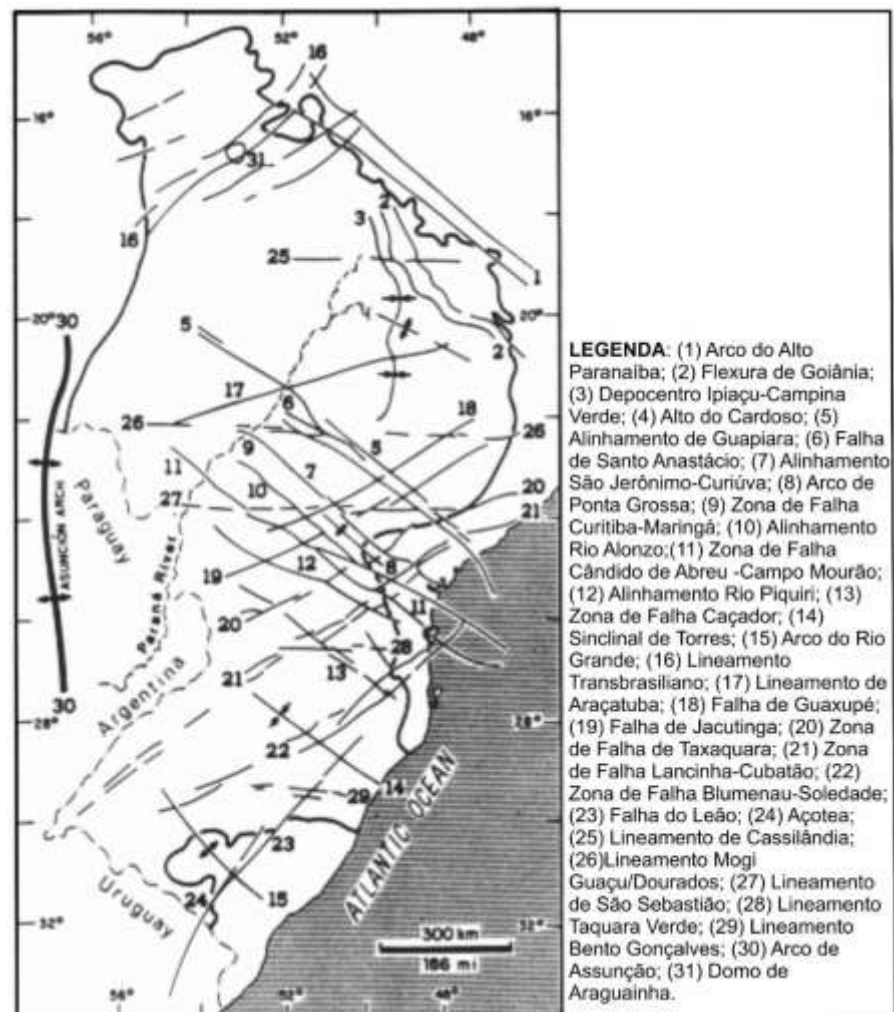


Figura 4: Arcabouço tectônico-estrutural da Bacia do Paraná, mostrando seus principais lineamentos e feições geomorfológicas, (Zalán et al. 1990).

2.4 GEOLOGIA LOCAL

As unidades estudadas neste trabalho pertencem à supersequência Gondwana I, mais detalhadamente, tratam-se dos grupos Itararé e Guatá. A Supersequência Gondwana I é uma das unidades mais importantes da bacia devido ao seu grande

volume sedimentar, totalizando uma espessura máxima da ordem de 2500m (Milani et al., 2007), e também devido ao seu potencial petrolífero e às ocorrências de carvão e urânio em alguns dos seus estratos. Além disso, os sedimentos desta unidade registram intensas mudanças climáticas passando de um clima glacial no Neocarbonífero até árido no Mesozóico (Milani et al., 2007).

O grupo Itararé é cronocorrelato à Formação Aquidauana na porção norte da bacia, ele contém os registros sedimentares da glaciação gondwânica neopaleozóica na Bacia do Paraná (Vesely e Assine, 2004). Schneider et al. (1974) sugerem que esta unidade surgiu da denominada “Série Itararé” definida por Oliveira (1916) para nomear os sedimentos com influência glacial que ocorrem na bacia do rio Itararé, em São Paulo.

França e Potter (1988) identificaram nesta unidade três grandes ciclos deposicionais cujo teor de argila aumenta em direção ao topo, registrando a ciclicidade das mudanças climáticas atuantes no momento da deposição, pois indicam três avanços maiores de geleiras sobre a bacia (Sampaio, 2013). Deste modo, eles propuseram a compartimentação do Grupo Itararé no estado do Paraná em três formações denominadas: Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, equivalentes às formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul definidas por Schneider et al., (1974) na borda leste da Bacia do Paraná (Tabela 1), com a diferença de que para França e Potter o Folhelho Lontras (com o status de Membro) constitui o topo do segundo ciclo/formação, e não a base do terceiro ciclo, como havia sido proposto por Schneider et al. (Sampaio, 2013).

Tabela 1: Correlação entre os subdivisões propostas por Schneider et al. (1974) e França e Potter (1988) para o Grupo Itararé. (Weinschütz e Castro 2004 apud Puigdomenech, 2014).

Schneider et al., (1974)		França e Potter (1988)		
Grupo Itararé	Form. Rio do Sul	Depósitos heterolíticos	Form. Taciba	Membro Rio Segredo (arenito)
		Folhelho Lontras		Membro Chapéu do Sol (diamictito)
	Form. Mafra	Arenitos Siltitos e Diamictios		Form. Camp o Mourão
		Ritimito siltoso, lamoso	Diamictito, arenito	
		Arenito		
	Form. Campo do Tenente	Folhelho, diamictito, arenito e conglomerado	Form. Lagoa Azul	Membro Tarabaí (diamictito)
				Membro Cuiabá Paulista (arenito)

De acordo com França e Potter (1988) a Formação Lagoa Azul trata-se de uma unidade não aflorante composta por arenitos, folhelhos e diamictitos relacionados a ambientes subglaciais marinhos. A ocorrência destas unidades é restrita ao centro-sul do estado de São Paulo, norte do Paraná e sudeste do Mato Grosso do Sul.

A Formação Campo Mourão trata-se do principal pacote arenoso do Grupo Itararé e apresenta ampla distribuição na bacia. Ela é constituída por siltitos, folhelhos e lamitos seixosos, intercalados com arenitos. Por fim, a Formação Taciba, também com ampla distribuição, é composta por intercalações de folhelhos e arenitos no sul da bacia e diamictitos na porção central e no norte da bacia (Silva et al., 2006). Esta unidade é subdividida, da base para o topo, nos membros: Rio Segredo, Chapéu do Sol e Rio do Sul.

A porção arenosa do Grupo Itararé compõe a maior parte do pacote glacial da Bacia do Paraná e sua deposição está associada ao contexto de sedimentação turbidítica. Os diamictitos representam os depósitos glaciogênicos da Bacia do Paraná, eles são lamitos seixosos cujos seixos e blocos são de variadas litologias e áreas fonte (Milani et al., 2007).

De acordo com Vesely e Assine (2006) a base do grupo Itararé é caracterizada por uma discordância erosiva com os folhelhos neodevonianos da Formação Ponta Grossa, ela é chamada de “Discordância Neodevoniana” e demarca um hiato de aproximadamente 70 Ma. Sua origem tem sido interpretada como decorrente primordialmente de fatores tectônicos ligados à Orogenia Herciniana (Zalán, 1991; López-Gamundí e Rosello, 1993 apud Milani et al., 2007)

O Grupo Guatá foi definido por Gordon Jr. (1947 apud Tognoli, 2006). Esta unidade foi depositada em um contexto de sedimentação pós-glacial com tendência transgressiva (Milani et al., 2007) entre as idades Sakmariana e Artinskiana, no início do Permiano. Ele divide-se em duas formações denominadas Palermo e Rio Bonito.

Segundo White (1908) a Formação Rio Bonito é caracterizada por um conjunto de rochas areníticas associadas a pelitos e camadas de carvão. Esta Formação compreende da base para o topo, os Membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis (Schneider et al., 1974).

O Membro Triunfo é constituído principalmente por arenitos e conglomerados, registra-se também a ocorrência secundária de folhelhos, siltitos e camadas de

carvão. Esta sequência indica a presença de um sistema deltaico com domínio progradante sobre os lamitos do Grupo Itararé, que correspondem ao pró-delta deste sistema.

O Membro Paraguaçu apresenta um contato abrupto com o Membro Triunfo e ocorre em toda a borda leste da bacia, desde o sul de Santa Catarina até o sul de São Paulo (Tognoli, 2006). Ele é composto principalmente por siltitos, e folhelhos e secundariamente por arenitos finos laminados e bioturbados. Esta unidade foi depositada sob influência marinha e registra o afogamento do sistema deltaico.

O Membro Siderópolis ocorre de forma contínua no estado de Santa Catarina e de maneira descontínua no interior da bacia e nos estados do Paraná e São Paulo (Tognoli, 2006). Ele é composto por um espesso pacote de arenitos intercalados com camadas argilosas e carboníferas. De acordo com Medeiros e Thomaz (1973) este membro foi depositado sob condições litorâneas e progradou sobre a sedimentação marinha do membro Paraguaçu, acredita-se que as turfeiras que originaram as camadas de carvão se formaram sob condições de restrição lagunar.

A Formação Palermo foi depositada ao final da época Cisuraliana, de acordo com Milani et al., (2007) ela é predominantemente composta por siltitos e siltitos arenosos cinza-amarelados com a presença frequente de bioturbação. Registra-se a ocorrência local de arenitos finos com estratificação do tipo hummocky, pequenas lentes de conglomerados com cimento carbonático e de folhelhos cinza escuros que servem como um horizonte de correlação regional conexo à superfície de máxima inundação da Supersequência Gondwana I (Milani, 1997). Segundo Lopes et al., (1986) esta unidade foi depositada em ambiente plataformal, sob condições transgressivas e com influência de ondas e marés.

3 MÉTODOS

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica ocorreu durante todas as etapas de desenvolvimento deste trabalho. Foram realizadas pesquisas sobre a evolução tectônica e estratigráfica da Bacia do Paraná com enfoque principal nos processos que atuaram na borda leste da bacia. Também foram coletadas informações referentes aos conceitos da ciência da estratigrafia de sequências e suas

aplicações. Por fim, foram buscadas informações referentes às características dos ambientes deposicionais identificados através da interpretação estratigráfica: frente deltaica, pró-delta, *shoreface*, turbiditos, depósitos de *outwash* e MTDs.

3.2 ESTUDOS DE CAMPO

Nesta etapa de pesquisa foram realizados quatro dias de trabalhos de campo na região de Alfredo Wagner – Santa Catarina com o objetivo de coletar dados de detalhe de afloramentos pré-definidos. Para fim de localização e representação gráfica precisa foram marcados pontos de GPS em cada um dos afloramentos estudados. Para que os registros de campo fossem organizados e detalhados, a descrições dos afloramentos foi complementada pela construção de perfis colunares e do registro dos atributos deposicionais primários de cada camada, como: geometria e espessura da camada, tamanho de grão, presença de estratificação, texturas e estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, suas relações laterais e verticais, etc. Durante o trabalho de campo também foi realizado o registro fotográfico dos afloramentos e das feições relevantes de cada camada descrita, estas imagens foram posteriormente utilizadas na construção de fotomosaicos que auxiliaram na interpretação dos sistemas deposicionais.

3.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA

A partir dos dados coletados em campo foi realizada a classificação dos estratos em diferentes fácies seguindo a metodologia adotada por Miall (1996), que propôs uma classificação simples inicialmente dedicada a depósitos de canais entrelaçados. Esta metodologia parte do princípio de que condições de deposição similares geram produtos deposicionais similares, que são então suscetíveis a uma classificação universal. A nomenclatura adotada também foi baseada no método de Miall fazendo uso de um código composto de duas ou três letras para facilitar a rápida identificação e documentação destes dados (Tabela 2). Sendo assim, a primeira letra (maiúscula) indica a granulometria da rocha, a segunda letra caracteriza a estrutura interna primária de cada estrato e a terceira letra, nem sempre utilizada, indica estruturas secundárias ou peculiaridades. Além das fácies previamente definidas por Miall foram incorporadas novas fácies, seguindo a mesma metodologia. As fácies definidas na etapa anterior foram agrupadas nas chamadas

associações de fácies. Estas unidades foram definidas por Collinson (1969 apud Catuneanu, 2006) como um grupo de fácies geneticamente relacionadas entre si e que têm algum significado ambiental. A análise faciológica é um método essencial para a reconstrução dos ambientes deposicionais antigos, para o entendimento das mudanças climáticas e da história de subsidência da bacia sedimentar (Catuneanu, 2006) e para a interpretação das superfícies estratigráficas importantes.

Tabela 2: Classificação de litofácies fluviais de acordo com Miall 1996.

Código	Fácies	Estuturas	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente;	Fluxos de detritos plásticos de alta viscosidade e coesão.
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal;	Fluxos de detritos pseudoplásticos de alta viscosidade e baixa coesão.
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa;	Fluxos de detritos pseudoplástico ricos em clastos.
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplásticos.
Gh	Cascalho clasto-suportado fracamente estratificado	Acamamento horizontal, imbricamento;	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais.
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada acanalada;	Preenchimento de canais de pequena proporção.
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada planar;	Formas de leito transversais crescimento deltaico a partir de barras remanescentes.
St	Areia fina a muito grossa, pode ser cascalhosa	Estratificação cruzada acanalada agrupada ou solitária;	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguoides.
Sp	Areia fina a muito grossa, pode ser cascalhosa	Estratificação cruzada planar agrupadas ou solitárias;	Dunas transversais 2D.
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas;	Marcas onduladas, regime de fluxo inferior.
Sh	Areia muito fina a grossa, pode ser cascalhosa	Laminação horizontal ou lineação de partição;	Formas de leito plano, regime de fluxo superior.
Sl	Areia muito fina a grossa, pode ser cascalhosa	Estratificação cruzada de baixo ângulo (< 15°);	Preenchimento de depressões suaves, dunas atenuadas ou antidunas.
Ss	Areia muito fina a grossa, pode ser cascalhosa	Depressões largas e rasas;	Preenchimento de depressões suaves.
Sm	Areia fina a grossa	Maciço ou com laminação fraca;	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidização ou intensa bioturbação.
Fl	Areia, silte, lama	Laminação fina, marcas onduladas de pequeno porte;	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação.
Fsm	Silte, lama	Maciço;	Depósitos externos ao canal, canais abandonados.
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração;	Depósitos externos ao canal, canais abandonados.
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes bioturbação;	Solo incipiente.
C	Carvão, lama carbonosa	Plantas, filmes de lama;	Depósitos de pântanos.
P	Paleossolo carbonático	Feições pedogênicas, nódulos, filamentos;	Solo com precipitação química.

3.4 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES

Etapa fundamental para a análise dos elementos arquiteturais, pois fornece informações sobre a direção das correntes atuantes no momento da deposição e sobre a paleogeografia do ambiente deposicional. Para este fim, foram medidas as paleocorrentes em estruturas sedimentares como estratificações cruzadas, marcas de sola (turboglifos) e laminações cruzadas de marcas onduladas com o uso de bússola *brunton*. As medidas de paleocorrentes obtidas foram plotadas em diagramas de roseta através do programa *StereoNet* e interpretadas juntamente com os dados estratigráficos.

4 REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

A estratigrafia de sequências é uma das áreas de estudos mais recentes no campo da geologia sedimentar, ela integra a sedimentologia com a análise de bacias e vários tipos de estratigrafia convencional. De acordo com Catuneanu (2002), a estratigrafia de sequências utiliza-se de múltiplas fontes de dados e a aplicação dos seus conceitos requer um bom conhecimento nas áreas de sedimentologia e análise faciológica. O surgimento desta nova vertente da estratigrafia permitiu obter maior precisão no mapeamento das superfícies limitantes, na correlação de fácies e das suas relações crono-estratigráficas.

O desenvolvimento da estratigrafia de sequências foi impulsionado pela estratigrafia sísmica, que emergiu na década de 70, com os trabalhos de Vail (1975) e Vail et al. (1977) (Catuneanu, 2002) para a companhia Exxon após o surgimento de dados sísmicos de alta qualidade.

Mesmo antes do desenvolvimento da estratigrafia moderna o termo “sequência” já havia sido introduzido por Sloss et al. (1949) para designar uma unidade estratigráfica limitada por inconformidades subaéreas (Catuneanu, 2002). Este autor já ressaltava a importância das superfícies limitantes e do tectonismo na formação das sequências sedimentares, ideia que apesar de aceita atualmente, era descreditada no princípio da estratigrafia de sequências. O conceito de “sequência”

introduzido por Sloss somente foi formalizado em 1994 pelo “*European International Stratigraphic Guide*” (Catuneanu, 2006).

Até a década de 1990 considerava-se a eustasia (mudança absoluta do nível do mar) como a principal força na formação de sequências sedimentares. De acordo com Catuneanu (2006), a publicação dos trabalhos de Hunt e Tucker, 1992; Posamentier e James, 1993; Posamentier e Allen, 1999 e outros, fez com que a eustasia deixasse de ser o foco na formação de sequências sedimentares e o termo “nível relativo do mar” fosse introduzido com o objetivo de ponderar tanto os efeitos da eustasia como os efeitos da subsidência tectônica.

Desenvolvidos os conceitos, a aplicação do método da estratigrafia de sequência era dificultada pela problemática relacionada a descontinuidade lateral das superfícies limitantes. Elas eram comuns nas margens das bacias sedimentares, mas diminuía em número em direção ao centro da bacia. De acordo com Catuneanu (2006), a introdução do termo “concordâncias correlatas”, para se referir à extensão das inconformidades da margem em direção centro da bacia, resolveu esta problemática e marcou o nascimento da estratigrafia moderna.

Uma das definições de “sequência deposicional” mais aceitas foi dada por Mitchum (1977), que descreveu o termo como: “uma unidade estratigráfica composta por sucessões relativamente concordantes com estratos geneticamente relacionados, limitada no topo e na base por inconformidades ou suas concordâncias correlatas” (Mitchum 1977, tradução).

Outro importante marco na estratigrafia moderna foi a subdivisão das sequências deposicionais em tratos de sistemas, feita pelos autores Posamentier e Vail (1988) (Vail 1987, Posamentier et al 1988, Posamentier e Vail 1988, Van Wagoner et al 1988, 1990 apud Catuneanu 2002) que definiram os seguintes termos: trato de sistema de mar baixo (LST: lowstand system tract), trato de sistema de mar alto (HST: highstand system tract) e trato de sistema transgressivo (TST: transgressive system tract), assumindo que o limite de sequência estaria entre os tratos de sistemas de mar alto (HST) e de mar baixo (LST).

De acordo com Lykawka (2011) o trato de sistema de mar em queda (FSST: Falling stage system tract) foi introduzido pelos trabalhos de Hunt e Tucker (1992, 1995) e Plint e Nummedal (2000), estes autores consideraram o limite de sequência entre os tratos de sistemas de mar em queda (FSST) e de mar baixo (LST).

4.2 FATORES QUE CONTROLAM A SEDIMENTAÇÃO

A sedimentação é o resultado da interação entre o suprimento sedimentar, o retrabalhamento e modificação destes sedimentos por processos físicos, químicos e biológicos e as variações no espaço de acomodação (Reading 1996). A sedimentação é controlada por processos autogênicos e alogênicos (Catuneanu 2006). Os autogênicos influenciam a arquitetura interna das sucessões sedimentares e têm sua importância atribuída a menores escalas de observação. Os alogênicos são externos à bacia sedimentar, relacionados às variações eustáticas, tectônica e clima (Catuneanu, 2011).

O suprimento sedimentar se refere à quantidade e ao tipo dos sedimentos trazidos das áreas-fonte para a bacia pela gravidade, água e vento (Catuneanu, 2006). É influenciado principalmente pelo clima e tectônica, que exercem controle na litologia, no local de deposição e no padrão de empilhamento dos elementos deposicionais. O suprimento sedimentar contribui tanto com a destruição como na criação da paleobatimetria (espaço de acomodação). Apresenta relação importante com a energia de fluxo do sistema, o equilíbrio entre a energia do agente transportador e sua carga sedimentar controla a ocorrência de erosão ou deposição e as mudanças neste equilíbrio podem ser causadas por qualquer um dos fatores alogênicos (Catuneanu, 2006).

4.3 NÍVEL DE BASE E ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO

O nível de base refere-se a uma superfície dinâmica na qual tanto a erosão como a deposição marinha podem ocorrer (Catuneanu, 2002). O posicionamento desta superfície varia de acordo com as mudanças eustáticas e tectônicas, mas ela está geralmente localizada logo abaixo do nível do mar. Seu conceito também pode ser aplicado para ambientes continentais, neste caso, utiliza-se o termo “perfil de equilíbrio fluvial” (Figura 5). Este equilíbrio é atingido quando o rio consegue transportar sua carga sedimentar sem causar erosão ou assoreamento dos canais fluviais (Leopold e Bull, 1979). A utilização do nível de base definido na linha costeira juntamente com o perfil de equilíbrio fluvial permite determinar um nível de base estratigráfico que define uma superfície de equilíbrio entre a erosão e a deposição tanto em ambientes fluviais (continentais) como costeiros (Catuneanu, 2002)



Figura 5: Eustasia, nível relativo do mar e profundidade da lâmina d'água em função do nível do mar, do fundo do mar e da superfície de referência, ou DATUM, que mede o total de subsidência ou soerguimento na bacia em relação ao centro da Terra (modificado de Catuneanu, 2006 apud Lykawka, 2011).

Para que ocorra a deposição dos sedimentos é necessário que exista espaço de acomodação suficiente. O espaço de acomodação é o espaço disponível, dentro de um sistema sedimentar, que pode ser preenchido durante um ciclo de deposição. A criação ou destruição do espaço de acomodação está diretamente relacionada às variações do nível de base, mas também são dependentes de fatores como o aporte sedimentar e as mudanças da energia do sistema.

O tectonismo e a eustasia exercem o principal controle na criação do espaço de acomodação, através da formação de feições geomorfológicas e bacias sedimentares e das variações do nível do mar. A subsidência em uma bacia é sem dúvida o principal mecanismo para a criação de espaço de acomodação (Catuneanu, 2006). As variações climáticas podem ser controladas pela força orbital, que causam a mudanças globais, ou pelos processos tectônicos, que tendem a atingir escalas mais locais. O clima afeta a criação de espaço de acomodação através das mudanças na eustasia, mas também influencia na energia dos processos deposicionais. De acordo com Catuneanu (2006), o clima também é capaz de controlar o suprimento sedimentar e a eficiência dos processos de intemperismo e erosão.

4.4 TRAJETÓRIAS DA LINHA DE COSTA

A posição da linha de costa varia conforme a interação entre as mudanças no nível de base e sedimentação que controlam as variações da profundidade da lâmina d'água bem como as variações na posição da linha de costa. O avanço da linha costeira em direção ao continente e o recuo da mesma, respectivamente, são denominadas de **Transgressão** e **Regressão**. Ambas são resultado da combinação de fatores que incluem mudanças no nível de base, no espaço de acomodação e no aporte sedimentar (Catuneanu 2006). A transgressão causa aprofundamento da lâmina d'água do mar na região costeira e aumenta o espaço de acomodação nesta região. Os estratos depositados durante um episódio transgressivo apresentam um padrão de empilhamento retrogradacional (Figura 6C). Por outro lado, durante a regressão da linha de costa diminuindo o espaço de acomodação, e as camadas depositadas apresentam um empilhamento com padrão progradacional.

Os episódios regressivos podem ser de dois tipos: **regressão forçada** e regressão normal. O primeiro tipo ocorre quando a linha de costa sofre um recuo devido à queda do nível de base e é independente do aporte sedimentar (Figura 6B). O segundo ocorre nos estágios finais ou iniciais da subida do nível de base, quando o aporte sedimentar é mais significativo que a subida do nível de base (Figura 6A).

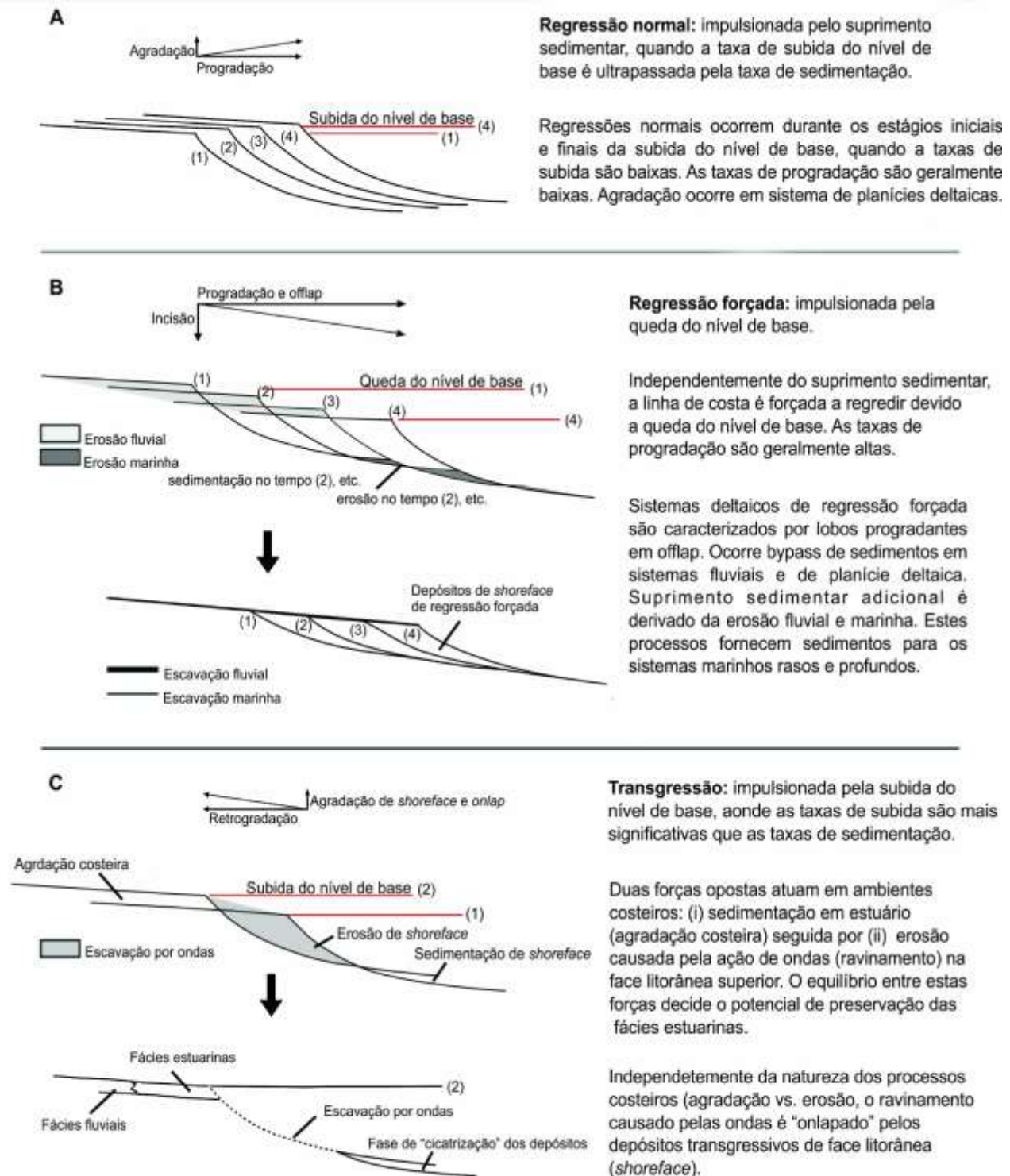


Figura 6: Trajetória da linha de costa em eventos de regressão normal, regressão forçada e transgressão. (Modificado de Catuneanu, 2002).

4.5 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

As superfícies estratigráficas são fundamentais para a interpretação genética de qualquer sucessão sedimentar por que registram as mudanças que ocorreram ao longo do tempo no regime deposicional (Catuneanu, 2006). A hierarquização das superfícies estratigráficas foi primeiramente realizada por Brookfield (1977) em sedimentos eólicos, ele identificou superfícies de primeira, segunda e terceira ordem; relacionadas à migração de dunas, migração de dunas transversais e laminações formadas por eventos locais dentro do ciclo deposicional, respectivamente.

De acordo com Galloway (2004) as superfícies estratigráficas podem ser classificadas em 3 categorias: **superfícies dependentes do ambiente deposicional**, **superfícies geométricas** e **superfícies conceituais**. A primeira categoria, superfícies dependentes do ambiente deposicional, diz respeito às superfícies formadas em ambientes específicos e que indicam um determinado contexto estratigráfico, como por exemplo, a superfície de incisão fluvial. O segundo caso, superfícies geométricas, corresponde às superfícies definidas pelo padrão de empilhamento dos estratos e das suas terminações, por exemplo, superfície em onlap. Por fim, as superfícies conceituais são aquelas que apresentam alguma importância relacionada ao modelo da estratigrafia de sequências, por exemplo, superfície de máxima inundação. As superfícies genéticas podem ser identificadas utilizando diversos critérios como as terminações estratais, o tipo do contato, a natureza e as características icnológicas das fácies relacionadas e tendências deposicionais registrados nos estratos localizados acima e abaixo da superfície (Catuneanu, 2006)

4.5.1 SUPERFÍCIES CONCEITUAIS

Discordância Subaérea – é uma superfície de erosão ou não deposição formada geralmente devido à queda do nível de base. Esta superfície corresponde ao maior hiato deposicional no registro sedimentar e, portanto, separa estratos que não são geneticamente relacionados, marcando uma mudança abrupta de fácies. De acordo com Catuneanu (2006) este hiato é variável devido às diferentes taxas de incisão fluvial e de erosão em direção ao centro da bacia durante a queda do nível de base. A discordância subaérea pode ser formada durante episódios de regressão normal

ou regressão forçada, mais raramente, se forma durante transgressão acompanhada de erosão costeira e durante períodos de acomodação fluvial negativa. Esta superfície pode se desenvolver sobre qualquer tipo de sistema deposicional, mas está sempre recoberta por depósitos não marinhos que podem apresentar caráter regressivo ou transgressivo. Os depósitos localizados abaixo desta superfície podem ser tanto fluviais como marinhos rasos depositados durante episódios de regressão normal ou forçada. Esta superfície pode ser identificada em afloramentos ou poços pelo seu caráter erosivo, pela natureza das fácies justapostas e trends deposicionais e pela mudança abrupta de fácies. A discordância subaérea tem uma superfície correlata marinha cuja formação está relacionada ao final da queda do nível de base na linha de costa. São sinônimos para discordância subaérea: inconformidade de mar baixo (Schlager, 1992), superfície regressiva de erosão fluvial (Plint e Nummedal, 2000) e superfície de incisão fluvial (Galloway, 2004) (Catuneanu, 2006).

Concordância Correlata – É uma superfície em downlap que se forma em ambiente marinho no estágio final da queda do nível de base (Figura 8) na linha de costa (Hunt e Tucker, 1992 apud Catuneanu, 2006). Posamentier et al (1988) e Posamentier e Allen (1999) definiram concordância correlata como o antigo fundo mar no início de uma regressão forçada (Catuneanu, 2006) mas este conceito dividiu opiniões. Hoje, acredita-se que a superfície definida pelos autores se trata da chamada “superfície basal de regressão forçada” e que a concordância correlata é de fato formada ao final da queda do nível de base. Mitchum (1977) sugeriu que a concordância correlata é temporalmente equivalente a um limite de sequência e Posamentier e Allen (1999) definem esta superfície como uma linha temporal (time line). Segundo Catuneanu (2006), um dos principais problemas relacionados à concordância correlata diz respeito a dificuldade de reconhecer esta superfície em afloramentos e poços, porém em escalas maiores é possível inferir a posição aproximada da superfície através de dados sísmicos.

Superfície basal de regressão forçada - Foi introduzido por Hunter e Tucker (1992) para definir a base de todos os depósitos que se acumulam em ambiente marinho durante a regressão forçada da linha de costa (Catuneanu 2006). Esta superfície corresponde à concordância correlata de Posamentier et al (1988) e Posamentier e Allen (1999), e se aproxima do antigo assoalho oceânico no início da

queda do nível de base na linha de costa. Ocorre totalmente em domínio marinho separando estratos depositados de regressão normal na base de estratos de regressão forçada no topo (Catuneanu 2006). De acordo com Catuneanu (2002) esta superfície é controlada pelas variações do nível de base na linha costeira e é independente das variações do nível de base no interior da bacia que são controladas pelas taxas diferenciadas de tectônica vertical. Hunt e Tucker (1992) sugerem que a superfície basal de regressão forçada pode ser estendida em direção às águas profundas e colocada abaixo do complexo de leques submarinos progradantes.

Superfície Regressiva de erosão marinha – esta superfície subaquática de erosão marinha é formada durante a regressão forçada em contexto plataformal dominado por ondas (Catuneanu, 2002; Figura 8). Pode ser identificada pela superposição de sedimentos grossos abruptamente sobre sedimentos mais finos. De acordo com Catuneanu (2002), termos sinônimos para “superfície regressiva de erosão marinha” são: “superfície regressiva de ravinamento” (Galloway, 2001) ou “superfície regressiva de ravinamento por onda” (Galloway, 2005).

Superfície de máxima regressão - De acordo com Catuneanu (2006) esta superfície registra uma mudança na trajetória da linha de costa, que passa de uma regressão para uma transgressão. Sendo assim, ela separa os estratos com padrão de gradação inversa, depositados durante a regressão normal, daqueles com padrão de gradação normal, depositados durante a transgressão. Esta mudança no padrão de empilhamento dos estratos ocorre quando a subida do nível de base na linha de costa é mais significativa que a taxa de sedimentação. A superfície de máxima regressão é geralmente concordante por isso pode se desenvolver como uma superfície estratigráfica discreta em boa parte da bacia sedimentar, de ambientes marinhos a fluviais e costeiros. O potencial de preservação desta superfície tende a ser maior em ambientes marinhos profundos a rasos aonde ela é geralmente “onlapada” por estratos transgressivos agradantes. Em ambiente costeiros e fluviais o potencial de preservação é menor aonde ela pode ser submetida a erosão por ondas durante a transgressão da linha de costa.

Superfície de máxima inundação - Esta superfície marca o tempo de máxima inundação ou transgressão na plataforma e se encontra entre o trato de sistema transgressivo e o trato sistema de mar alto. Ela delimita ciclos com diferentes padrões de gradação, que passam de retrogradacional para progradacional; de acordo com Catunenanu (2006) esta mudança ocorre durante a subida do nível de base na linha de costa, quando a taxa de sedimentação se torna mais significativa que a taxa de subida do nível de base. A superfície de máxima inundação geralmente, mostra evidências de deposição lenta, tais como construção de galerias, mineralização, e acumulações fósseis e é normalmente caracterizada pela presença de sedimentos finos ricos em matéria orgânica. Segundo Catuneanu (2006) as superfícies de máxima inundação têm em geral, um alto potencial de preservação, já que são recobertas por depósitos regressivos normais de mar alto, e podem ser identificadas em todos os ambientes deposicionais de uma bacia. De acordo com Galloway (1989), Posamentier e Allen (1999) apud Catuneanu (2006), as superfícies de máxima inundação são os marcadores mais utilizados na subdivisão das sucessões estratigráficas, especialmente em ambientes marinhos e costeiros, por estarem em uma região central em relação à posição da linha costeira após a transgressão. Além disso, a sua ampla extensão areal assim como a associação consistente com depósitos de sedimentos finos de baixa energia fazem esta superfície mais fácil de identificar do que as inconformidades subaéreas e mais úteis como marcadores estratigráficos. Sinônimos para o termo “superfície de máxima inundação” são: “superfície máxima transgressiva” (Helland-Hansen e Martinsen, 1996) ou “superfície transgressiva final” (Nummendal et al., 1993) (Catuneanu 2006).

Superfície transgressiva - Segundo Catuneanu (2011) esta é uma superfície de caráter erosional formada pela ação de ondas e marés durante episódios de transgressão em ambiente costeiro e marinho raso. Ela separa os depósitos praias do trato de sistema de mar baixo (LST) dos depósitos de *shoreface* do trato de sistema transgressivo (TST). Segundo Catuneanu (2006), se durante a transgressão a intensidade da erosão for muito elevada os depósitos praias e fluviais abaixo desta superfície podem ser erodidos e não estarão mais presentes. Neste caso, as fácies encontradas abaixo da superfície transgressiva podem variar desde fluviais até costeiras e marinhas rasas, as fácies acima desta superfície, no entanto, serão sempre marinhas rasas. A superfície transgressiva é considerada a primeira

superfície de inundação relevante de uma sequência, marcando o início do período em que a criação de espaço de acomodação é mais expressiva que taxa de sedimentação.



Figura 7: Relação entre os ciclos de variação do nível de base e as superfícies estratigráficas correspondentes. Modificado de Catuneanu, 2006.

4.6 TRATOS DE SISTEMAS

Trato de Sistemas (TS) compreende a análise de um conjunto de sistemas deposicionais geneticamente relacionados que compõem partes fundamentais de uma sequência deposicional (Catuneanu, 2006). Representam a resposta sedimentar específica para interação entre fluxo sedimentar, fisiografia, energia do ambiente e variações no espaço de acomodação (Posamentier e Allen, 1999). São interpretados com base no padrão de empilhamento estratal, posição dentro da sequência e tipo de superfície limítrofes.

O primeiro modelo de tratos de sistemas foi apresentado pelos cientistas da Exxon e dividia as sequências deposicionais em quatro componentes: trato de mar baixo, transgressivo, de mar alto e de margem de plataforma. Estes tratos de sistemas foram inicialmente definidos em relação a uma curva de variação eustática que foi posteriormente substituída por uma curva de variação do nível de base. A

partir deste novo referencial considera-se que uma sequência deposicional pode conter quatro tratos de sistemas, denominados: trato de sistema de nível alto (HST) formado nos estágios finais da subida do nível relativo do mar (regressão normal) (Figura 8A); trato de sistema de mar baixo (LST) que se forma nos estágios iniciais de uma subida do nível do mar relativo (Figura 8B); trato de sistema de mar em queda (FSST) formado durante a regressão forçada (Figura 8C) e trato de sistema transgressivo (TST) que se forma quando a subida do nível do mar relativo é mais significativa que o aporte sedimentar (Figura 8D).

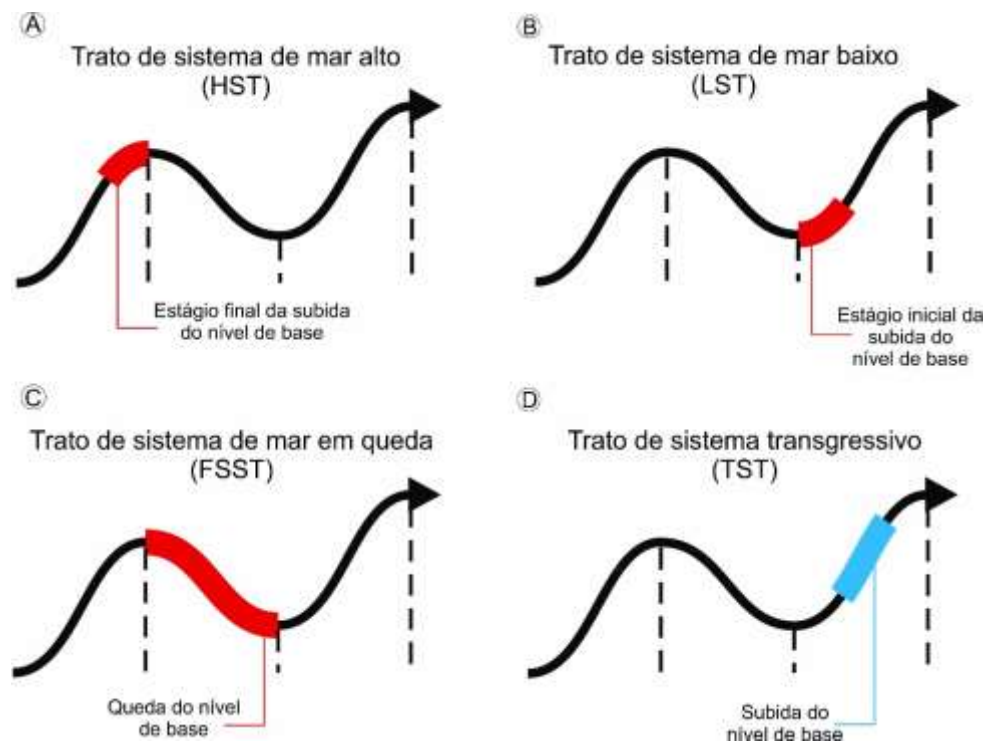


Figura 8: Curvas de variação relativa do nível de base mostrando o contexto em que cada trato de sistema é formado. (A) Trato de sistema de mar alto formado no final da subida do nível de base (NB); (B) Trato de sistema de mar baixo formado no início da subida do NB, em evento de regressão normal; (C) Trato de sistema de mar em queda, formado durante a queda do NB em eventos de regressão forçada e (D) Trato de sistema transgressivo formado na subida do NB.

Os tratos de sistema são interpretados baseando-se no padrão de empilhamento dos estratos, na sua posição dentro da sequência e de acordo com as suas superfícies limitantes (Van Wagoner et al., 1987, 1990; Van Wagoner 1995 apud Catuneanu et al. 2009). Os tratos de sistemas HST, FSST e LST compõem um pacote progracional chamado de trato de sistema regressivo (RST; Embry e Johannessen apud Catuneanu et al. 1998). De acordo com Miall (2010), os tratos de sistema foram nomeados com alusão às suas posições dentro do ciclo de variação

eustática, estes nomes estão relacionados com a resposta esperada da bacia de acordo as mudanças do equilíbrio entre espaço de acomodação e aporte sedimentar. No entanto, o mesmo autor afirma que a correlação dos tratos de sistema com os estágios do nível do mar não é uma verdade absoluta e que as características que supostamente caracterizam cada trato de sistemas não são necessariamente diagnósticas do nível do mar e podem estar relacionadas a diversos outros fatores.

Trato de sistema de nível alto (HST) - Abrange os depósitos progradacionais formados nos estágios finais da subida do nível relativo do mar (Figura 8A), quando as taxas de acumulação sedimentar são mais significativas que o aumento de espaço de acomodação, gerando uma regressão normal da linha de costa. De acordo com Catuneanu (2002), este trato de sistema é limitado na base pela superfície de máxima inundação e no topo pela inconformidade subaérea e sua concordância correlata (Figura 9D). Em termos de padrões de empilhamento, a sua porção fluvial geralmente apresenta perfis com gradação normal enquanto que a porção marinha é caracterizada por perfis com gradação inversa. Segundo Miall (2010), os depósitos do trato de sistemas de mar alto são pouco significativos na maioria das bacias não marinhas pois são sucedidos por uma queda do nível de base que pode resultar na erosão dos depósitos recém-formados.

Trato de sistema de nível baixo (LST) - Este trato de sistema se forma durante os primeiros estágios da subida do nível de base (Figura 8B), quando a taxa de subida se torna mais significativa que taxa de sedimentação. De acordo com Catuneanu (2002) este trato de sistema inclui a fração de sedimentos mais grossos das seções marinhas e não marinhas e é limitado na base por uma inconformidade subaérea e sua conformidade correlativa e no topo pela superfície de máxima regressão (Figura 9B). Os processos deposicionais deste trato de sistema são caracterizados pelas baixas taxas de agradação e progradação através de toda a bacia sedimentar, os depósitos gerados apresentam padrão de empilhamento retrogradacional marcado pela presença de superfícies de inundação bem desenvolvidas (com aprofundamento pronunciado). O preenchimento inicial de vales incisos e de alguns cânions submarinos é depositado durante esta fase (Miall, 2010), porém, o potencial de preservação dos estratos costeiros e fluviais do trato de sistema de mar baixo pode ser pequeno devido a subsequente erosão por

ravinamento. Deste modo, as sequências deposicionais costumam conter poucos estratos que podem ser seguramente relacionados ao trato de sistema de mar baixo.

Trato de sistema de mar em queda (FSST) - De acordo com Catuneanu et al. (2011) este trato de sistema inclui todos os depósitos regressivos formados entre uma queda e uma subida do nível relativo do mar (Figura 8C), o que caracteriza a regressão forçada da linha de costa. O trato de sistema de mar em queda é limitado na base pela superfície basal de regressão forçada (BSFR) e as suas superfícies correlatas e no topo por uma inconformidade subaérea as suas superfícies correlatas (Figura 9A). De acordo com Catuneanu (2006) os depósitos de regressão forçada consistem em fácies marinhas rasas e profundas que se acumulam ao mesmo tempo em que uma inconformidade subaérea na porção não-marinha da bacia é formada (Figura 9A). Os depósitos deste trato de sistema podem apresentar diferentes padrões de empilhamentos, que variam de acordo com a inclinação do perfil de deposição, do aporte sedimentar e da taxa de queda do nível relativo do mar.

Trato de sistema transgressivo (TST) - O trato de sistema transgressivo (TST) se forma durante a subida do nível de base (Figura 8D), quando as taxas de criação de espaço de acomodação (devido à subida do nível relativo do mar) ultrapassam o aporte sedimentar na linha de costa, o que lhe confere uma arquitetura retrogradacional. Os estratos desta unidade são tipicamente caracterizados por um aprofundamento em direção ao topo (Posamentier e Allen, 1999; Catuneanu, 2002, 2006). De acordo com Catuneanu (2002) e Catuneanu et al., 2011 este trato de sistema é delimitado na base pela superfície de máxima regressão ou por uma superfície regressiva e no topo, pela superfície de máxima inundação (Figura 9C). Este trato de sistema pode incluir depósitos continentais, de barreiras, costeiros e marinhos profundos (Posamentier e Allen, 1999; Catuneanu, 2006). Tanto em sucessões marinhas como em não-marinhas o trato de sistema transgressivo tende a apresentar um padrão de empilhamento retrogradacional. No caso de grande aporte sedimentar as parassequências podem se tornar agradacionais. De acordo com Catuneanu (2002), a porção fluvial do trato de sistema transgressivo sofre influência de maré e seus perfis apresentam gradação normal devido à diminuição gradual dos gradientes topográficos e da energia fluvial devido ao assoreamento costeiro. Em ambientes costeiros, este trato de sistema, inclui depósitos praias e fácies estuarinas associadas a sistemas de ilha barreira. A

sua porção marinha se desenvolve principalmente em ambientes rasos próximos a linha de costa.

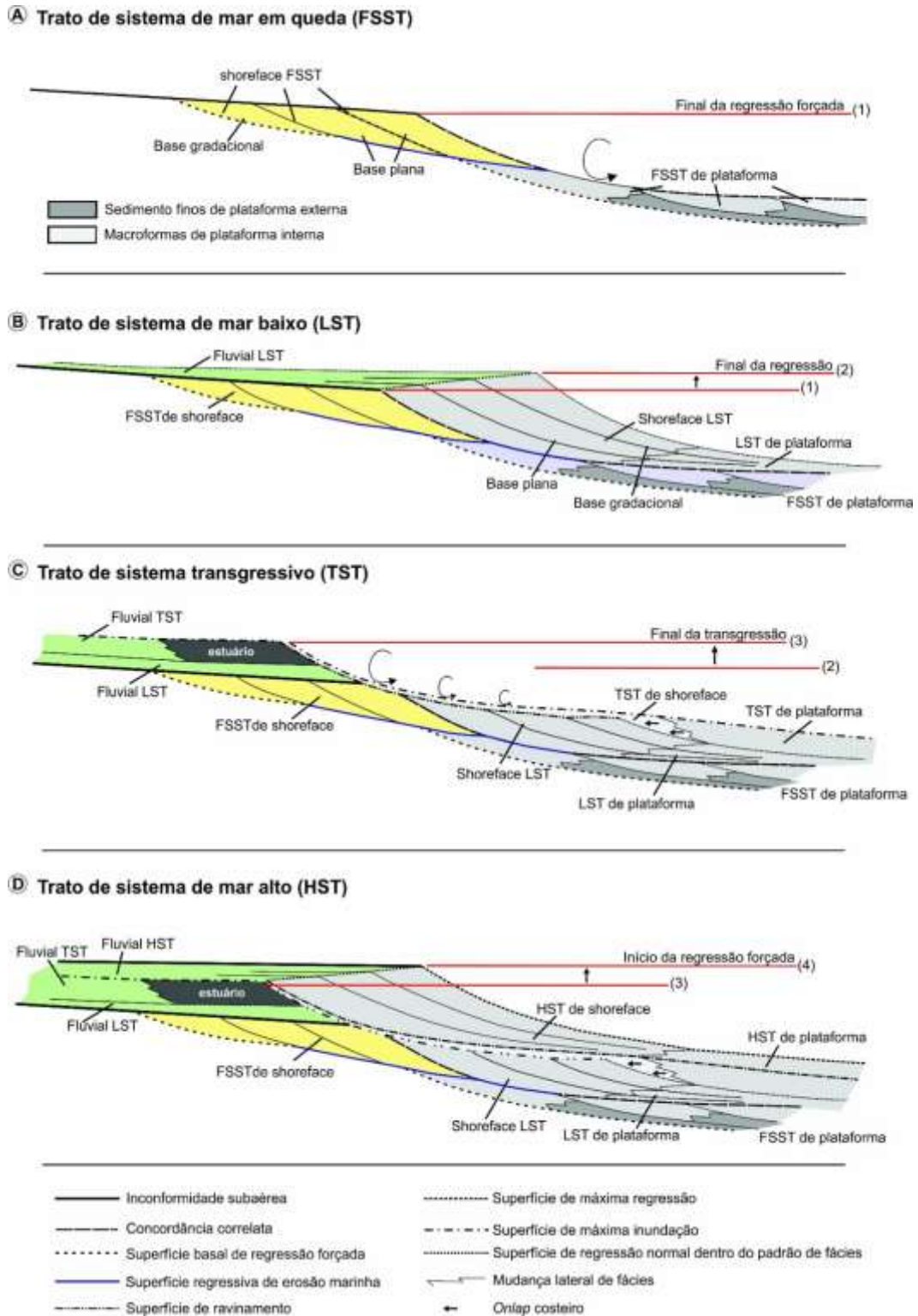


Figura 9: Arquitetura de fácies e superfícies estratigráficas na zona de transição entre ambiente fluvial e marinho raso (Modificado de Catuneanu, 2002). (A) Depósitos formados no trato sistema de mar em queda, (B) Trato de sistema de mar baixo, (C) Trato de sistema transgressivo e (D) Trato de sistema de mar alto.

5 RESULTADOS

5.1 FÁCIES SEDIMENTARES

Litofácies correspondem a um conjunto de atributos das rochas sedimentares definido pelas suas características litológicas, estruturas e conteúdo fossilífero, que a distinguem das unidades adjacentes. As fácies sedimentares resultam dos processos físicos e/ou biológicos que atuam no ambiente deposicional no momento de sua formação, e dependem das características do agente transportador e de controles como clima, tectônica e aporte sedimentar. Por este motivo, a análise faciológica é uma importante ferramenta para reconstrução paleogeográfica e paleoambiental.

A análise faciológica apresentada neste trabalho foi realizada a partir do estudo e descrição de seis afloramentos nos quais foram identificadas as características litológicas, as estruturas sedimentares primárias, o grau de seleção e granulometria, as direções de paleocorrentes, o conteúdo fossilífero e a geometria de cada camada. Após a identificação e descrição destas características, foram definidas 15 litofácies nomeadas conforme Miall (1996) e listadas na tabela 3.

Tabela 3: Tabela com as litofácies identificadas nos 6 afloramentos estudados. Estão listadas uma breve descrição de cada fácies, a geometria das suas camadas e a interpretação dos processos deposicionais.

Código	Descrição	Geometria	Interpretação
Dmm (Fig.10A)	Diamictito maciço de matriz argilosa	Camadas sigmoidais; até 1,5m de espessura	Fluxos hiperconcentrados com ação de geleiras.
Sm (Fig.10B)	Arenito médio a grosso, maciço com seixos caídos.	Camadas tabulares de topo ondulado; 5 a 45cm de espessura.	Fluxos hiperconcentrados com ação de geleiras.
Ss (Fig.10C)	Arenito médio a grosso com laminação ondulada incipiente.	Camadas sigmoidais; 15 a 75cm de espessura.	Transição entre regimes de fluxos superior e inferior.
Sh (Fig.10D)	Arenito médio com laminação plano paralela.	Camadas tabulares; 5 a 50cm de espessura.	Formas de leito plano com regime de fluxo superior.
So (Fig.10D)	Arenito fino a médio com laminação ondulada simétrica.	Camadas sigmoidais; 15 a 40cm de espessura.	Deposição dominada por fluxos oscilatórios com períodos de maior e menor energia.
Sr (Fig.10E)	Arenito fino a médio com laminação ondulada assimétrica.	Camadas de topo e base ondulado; 15 a 40cm de espessura.	Regimes de fluxo inferior e de fluxo trativo unidirecional associados a períodos de calmaria.
Shw (Fig.10F)	Arenito fino a grosso com estratificação cruzada tipo <i>hummocky /swaley</i> ;	Camadas sigmoidais; 40cm a 1m de espessura.	Ação de correntes oscilantes ou combinação de fluxos unidirecionais e oscilantes.
Sp (Fig.10G)	Arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular.	Camadas tabulares de base suavemente ondulada; 1,5 a 2m de espessura.	Formas de leito transversas ou migração de dunas 2D sob ação de fluxo unidirecional com regime de fluxo inferior.
St (Fig.10H)	Arenito fino com estratificação cruzada acanalada.	Camadas de topo e base ondulados; 40cm a 1m de espessura.	Migração de dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides sob ação de fluxo unidirecional com regime de fluxo inferior.
Sf (Fig.11I)	Arenito fino com acamamento flaser.	Camadas sigmoidais; 8 a 20 cm de espessura.	Alternância de períodos com atividade de ondas e correntes e períodos de quiescência.
Hfc (Fig.11J)	Heterolito de arenito fino e argila, convoluto.	Pacotes de 80cm a 4m de espessura.	Deposição por tração e suspensão. Posteriormente influenciado por sobre peso ou deslizamentos de massa.
Hw (Fig.11K)	Heterolito de areia e argila com laminação ondulada e marcas de objetos.	Camadas sigmoidais; 2 a 9 cm de espessura	Fluxo unidirecional associado a períodos dominados por ondas e correntes e períodos de calmaria.
Hh (Fig.11L)	Heterolito de argila e silte com laminação plano paralela.	Camadas tabulares; 5 a 23cm de espessura	Deposição por suspensão. Corrente turbidítica de baixa densidade
FI (Fig.11M)	Folhelho com laminação plano-paralela e seixos caídos.	Camadas tabulares; 40cm a 2m de espessura.	Deposição por decantação em águas calmas (abaixo do nível das ondas).
Fm (Fig.11N)	Pelito cinza escuro maciço.	Camadas lenticulares pouco contínuas; 5 a 10cm de espessura.	Deposição por decantação em águas calmas (abaixo do nível das ondas).

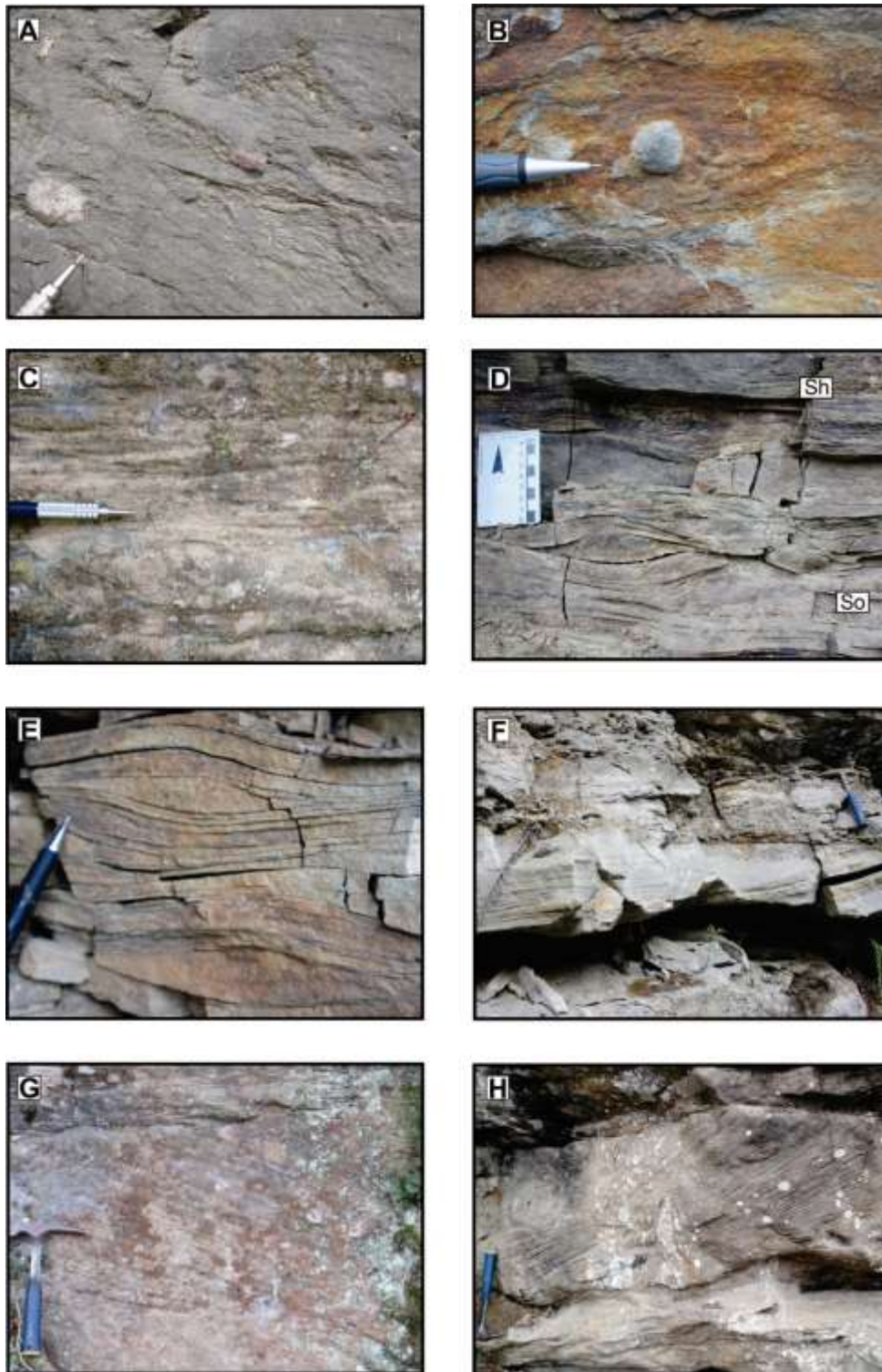


Figura 10: Litofácies descritas: (A) **Dmm**: diamictito maciço; (B) **Sm** - Arenito médio a grosso, maciço com seixos caídos; (C) **Ss**: arenito médio a grosso com laminação ondulada incipiente; (D) **Sh**: arenito médio com laminação plano paralela e **So** - Arenito fino a médio com laminação ondulada simétrica; (E) ; **Sr** - Arenito fino a médio com laminação ondulada assimétrica; (F) **Shw** - Arenito fino a grosso com estratificação cruzada tipo hummocky /swaley; (G) **Sp**- Arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular; (H) **St**: arenito fino com estratificação cruzada acanalada.

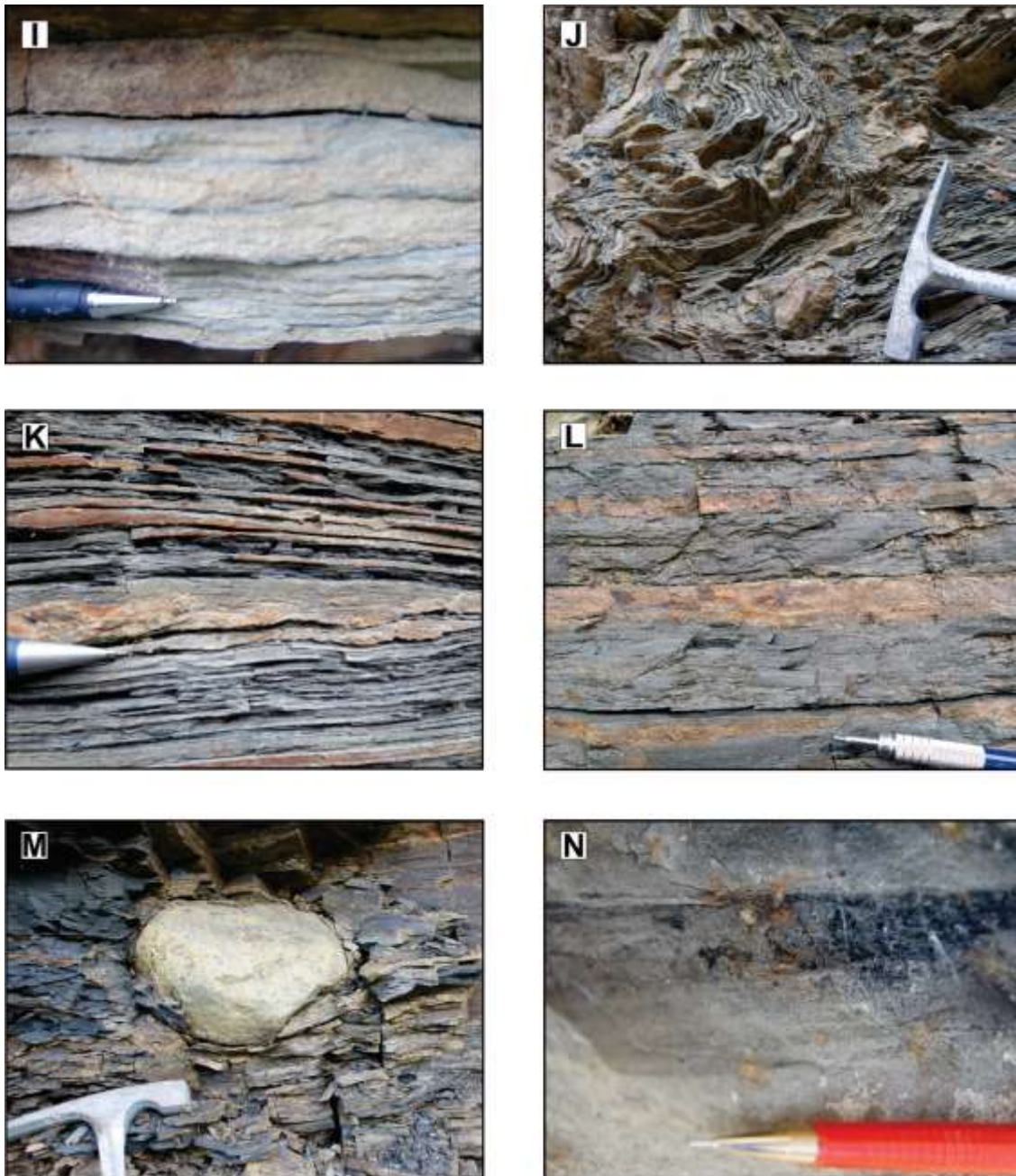


Figura 11: Litofácies identificadas durante o trabalho de campo. (I) **Sf** - Arenito fino com acamamento flaser (J) **Hfc** - Heterolito de arenito fino e argila, convoluto; (K) **Hw**- Heterolito de areia e argila com laminação ondulada e marcas de objetos; (L) **Hh** - Herolito de argila e silte com laminação plano paralela; (M) **FI**- Folhelho com laminação plano-paralela e seixos caídos; (N) **Fm** - Pelito cinza escuro maciço;

5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

5.2.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES DE *OUTWASH* (AF1)

Descrição: Esta associação de fácies foi identificada em um afloramento com aproximadamente 5m de espessura e é caracterizada por estratos predominantemente arenosos moderadamente a mal selecionados que constituem ciclos ora com gradação normal ora com gradação inversa, geralmente pouco desenvolvida (Figura 12 A, D). As camadas que compõe esta associação ocorrem de forma amalgamada, apresentam geometria lobada e podem apresentar topos e bases levemente ondulados marcados por feições erosivas. A associação de fácies de leques de *outwash* é constituída pelas seguintes litofácies: So, Sr, Sm, Ss, Fl e Hfc. Registra-se a ocorrência de clastos em praticamente todas as camadas das fácies arenosas (Figura 12B). Os arenitos apresentam granulometria fina a grossa e laminações onduladas simétricas (fácies So) e assimétricas (fácies Sr) (Figura 12C) e laminações suavemente onduladas (fácies Ss) além de arenitos maciços, sem estrutura interna aparente. Também são encontrados heterolitos caracterizados pela intercalação de arenito fino/siltito e ocorrência de deformações panecontemporâneas (fácies Hfc). Em meio às camadas de arenitos ocorrem pontualmente folhelhos laminados (fácies Fl) na forma de camadas com até 50 cm de espessura.

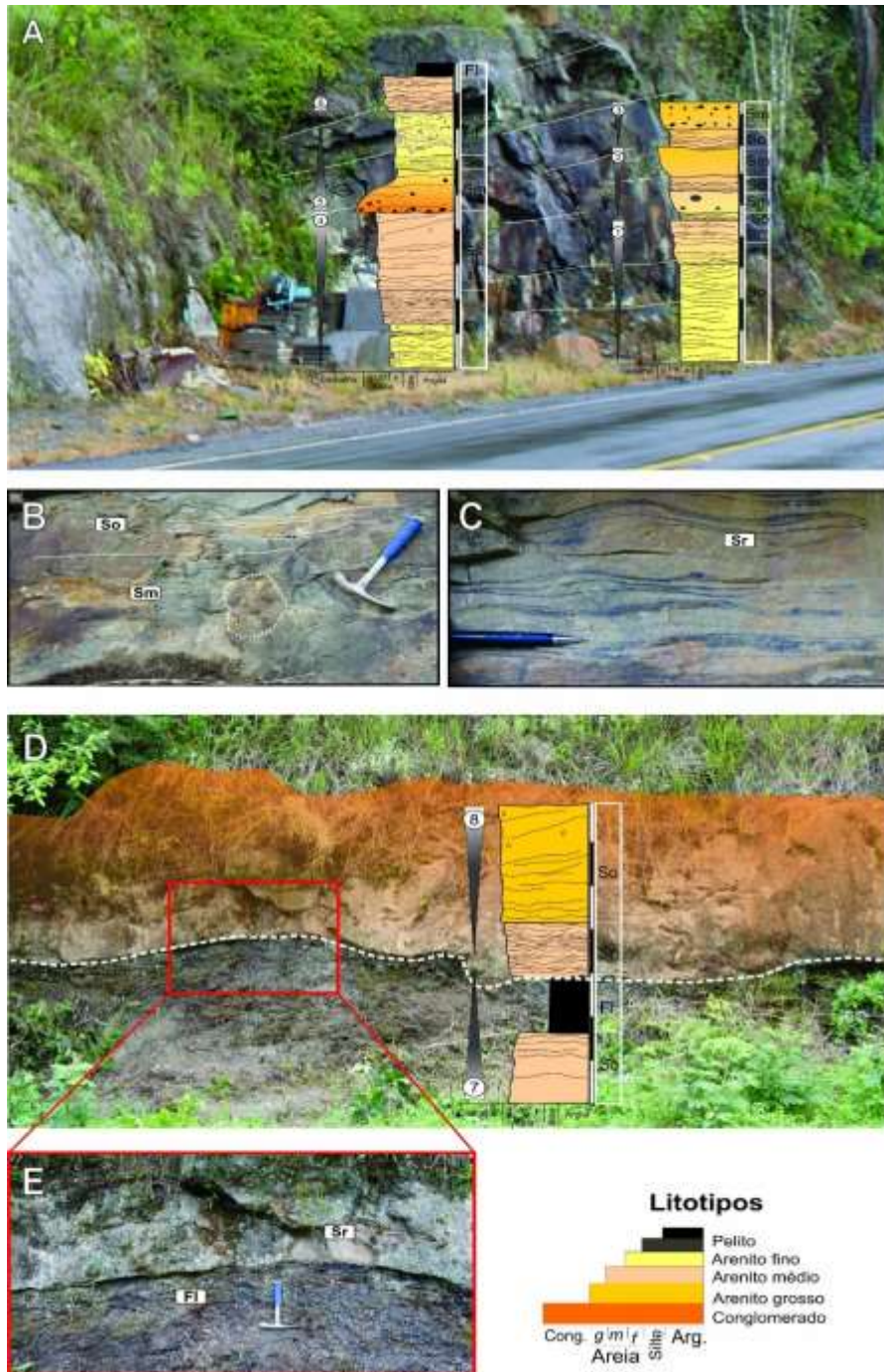


Figura 12: Interpretação litoestratigráfica da porção inferior do afloramento BP05. (A) Visão geral da primeira parte do afloramento. (B) Detalhe do arenito maciço com clastos (fácies Sm) e do arenito com laminação suavemente ondulada (fácies Ss) ; (C) Arenito com laminação ondulada assimétrica (fácies Sr); (D) Visão geral da segunda parte do afloramento e sua coluna litoestratigráfica correspondente; (E) Detalhe do contato entre folhelhos com clastos dispersos (fácies Fl) e arenitos/diamictitos (fácies Sr).

Interpretação: A variação granulométrica bastante frequente e abrupta entre uma camada e outra, a ocorrência de clastos em quase todas as camadas, a grande variedade de litofácies, e a geometria dos estratos permite interpretá-los com

depósitos de leques de *outwash* que compõe os depósitos de Sandur (Reineck e Singh, 1973). A presença frequente de seixos e blocos sustentados em matriz areno-argilosa, maciça a laminada, indica a influência glacial. O transporte de partículas de diferentes tamanhos e sua sedimentação simultânea são indicativos de ação glacial que liberaram os detritos à medida que ocorreu o derretimento, dando origem aos fluxos que irão depositar-se como leques de *outwash*.

Arenitos com laminação ondulada assimétrica (fácies Sr) pode ser atribuída aos depósitos arenosos de *overbank*. As camadas de arenitos com gradação normal e presença de cascalhos na base (fácies Sm) estão relacionadas à formação de fluxos canalizados. Pacotes de pelitos (fácies Fl) estão relacionadas a processos de decantação em ambientes de baixa energia, que podem ser formados nos períodos entre fluxos, quando ocorre a formação de pequenos lagos (Reineck e Singh, 1973).

A intensa deformação de caráter pane-contemporâneo nos heterolitos (fácies Hf) pode ter sido causada por sobrepeso devido ao avanço da geleira sobre sedimentos ainda não consolidados ou por deslizamentos e desmoronamentos relacionado ao grande aporte sedimentar. De acordo com Reading (1996) as sequências que mostram gradação inversa indicam que houve uma aproximação da área fonte de sedimentos através do avanço da margem das geleiras. Períodos de maior deposição estão relacionados ao recuo das geleiras, quando grande quantidade de detritos é disponibilizada (Canto, 2006).

5.2.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE TRANSPORTE EM MASSA (AF2)

Descrição: Esta associação de fácies foi identificada em um afloramento de aproximadamente 3m de altura e continuidade lateral de 15m composto por diamictitos de matriz síltico-argilosa, cinza escuro e com blocos e matacões de arenitos (ressedimentados). Os blocos menores medem de 10 a 15 cm de diâmetro e ocorrem em formatos bastante regulares e arredondados, e os matacões medem até 2m de comprimento e apresentam geometria deformadas. Estes blocos e matacões apresentam seixos arredondados de granitoides, vulcânicas e arenitos. Medidas de paleocorrentes medidas neste afloramento indicam vetor preferencial para NNW.

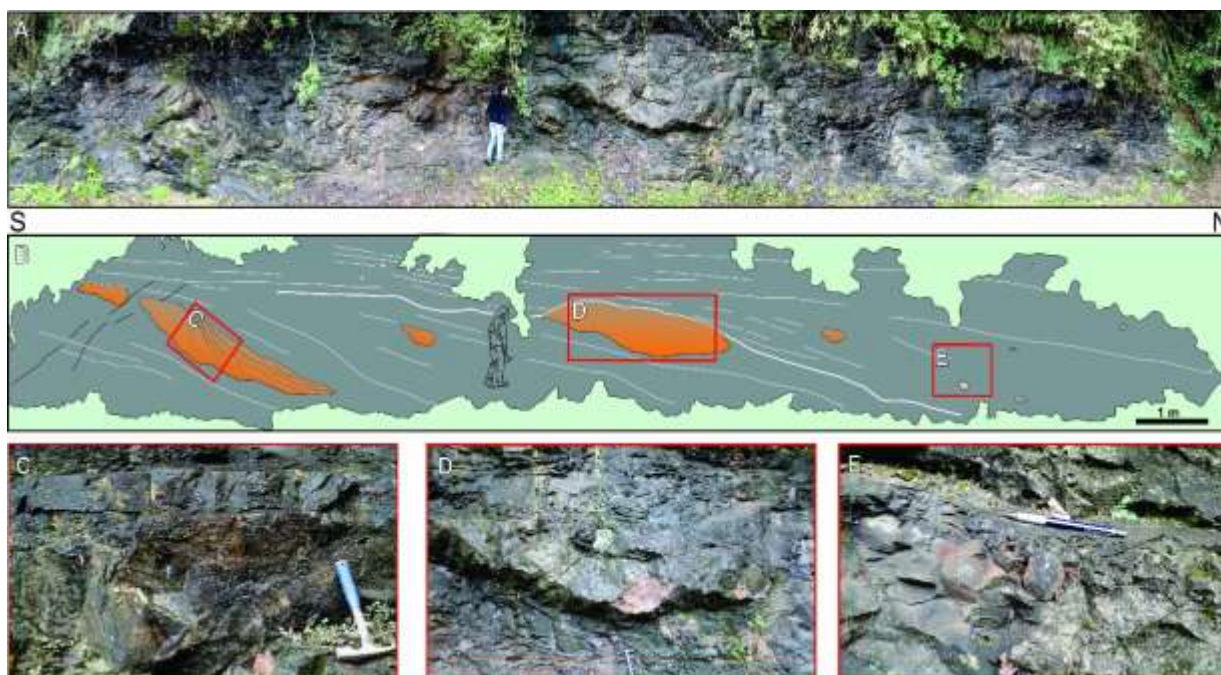


Figura 13: Afloramento BP-66 que contém a associação de fácies de MTDs; (A) Foto Panorâmica do afloramento e (B) Foto interpretação; (C) Detalhe de bloco de arenito; (D) Detalhe de bloco de composição granítica; (E) Detalhe de seixos e clastos de menores dimensões.

Interpretação: As características litológicas e o aspecto caótico destes depósitos permitem interpretá-los como depósitos de transporte em massa ou MTDs, com remobilização de pacotes previamente acumulados, que foram transportados na forma de fluxos gravitacionais. Os fluxos de massa podem estar relacionados a variações significativas do nível de base e aumento do aporte sedimentar (Bouton, 1990; Martinsen, 1994). Estes depósitos são comuns em regiões com influência glacial e associadas a deglaciação. A formação dos movimentos de massa exige topografia acentuada e, neste caso, está associada aos depósitos de regiões clinofoma superior (frente e prodelta).

5.2.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES SUBMARINOS DISTAIS (AF3)

Descrição: Esta associação de fácies foi identificada em afloramento com aproximadamente 7m de altura (Figura 14A), caracterizado por conjuntos de camadas heterolíticas medindo de 2 a 25 cm de espessura. São siltitos, arenitos finos e argilitos, dispostos na forma de ciclos granocrescentes ascendentes (arenito fino a siltito, siltito a argilito). A sucessão se torna sutilmente mais arenosa em direção ao topo já que as camadas arenosas somente são encontradas na base

(Figura 14B). Esta associação de fácies é constituída pelas litofácies: Hw e Hh (Figura 14C-D), tendo laminações onduladas e ripples supercríticas (*fácies Hw*; Figura 14C-D), além de marcas de sola como turboglifos e marcas de objetos (Figura 18E). Laminação plana-paralela é predominante, especialmente, nos litossomas argilosos (*fácies Hh*: Figura 14D). Por vezes, observa-se pequenos grânulos na base das camadas, onde as medidas de paleocorrentes em laminações cruzadas (*ripples*) e marcas de sola (turboglifos) atestam direção para oeste.

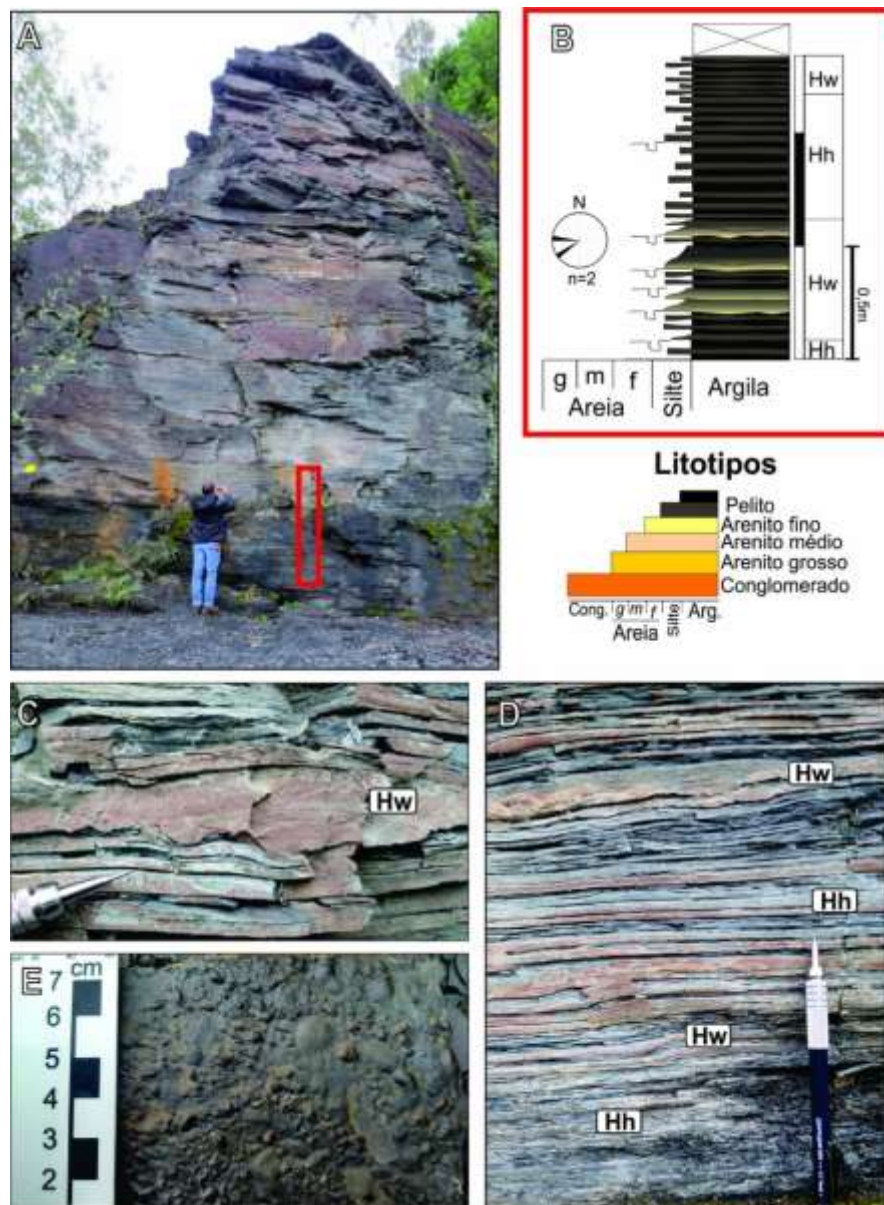


Figura 14: Visão geral do afloramento Bp29; (B) Coluna litoestratigráfica do afloramento; (C) Detalhe do heterolito com laminação ondulada (*fácies Hw*); (D) Detalhe para a sucessão mostrando a intercalação entre os heterolitos com laminação plano-paralela e os heterolitos com laminação ondulada; (E) Marcas de objeto.

Interpretação: As características litológicas, o padrão de gradação normal dos estratos indica depósitos de correntes de turbidez de baixa densidade. Este padrão assemelha-se ao modelo de Bouma (1962) para o padrão de estruturas sedimentares deduzidos para depósitos de correntes turbidíticas, denominadas, da base para o topo: Ta, Tb, Tc, Td, Te. Neste afloramento foram identificadas as divisões Tc, Td e Te correspondentes às fácies: Hh, Hw e Hh, respectivamente. A primeira delas, divisão Tc, indica deposição por regime de fluxo superior aonde a energia é alta o suficiente para carregar grãos de areia por tração. A presença de marcas de objetos e clastos indica a ocorrência de um fluxo turbulento. Cada pequeno ciclo que apresenta gradação normal deve estar relacionado a um pulso de fluxo turbulento que pode ter sido impulsionado pelo derretimento das massas de gelo da bacia. A divisão Td foi depositada sob condições de regime de fluxo inferior aonde não há energia suficiente para que o fluxo transporte os grãos de areia fina por saltação. As fácies com laminações onduladas e feições erosivas (fácies Hw) estão relacionadas com os estágios finais de desaceleração da corrente de turbidez, quando ocorrem os processos hidrodinâmicos trativos responsáveis pela formação das marcas de ondas. Por fim, os sedimentos da divisão Te são depositados por suspensão com influência de uma leve corrente. A presença de laminação plana-paralela (fácies Hh) indica deposição por decantação que pode estar associada ao fluxo hipopical da corrente de turbidez ou às porções de menor densidade do fluxo hiperpical. Mudanças sutis na energia causam laminações alternadas de grãos mais grossos e mais finos de silte.

5.2.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE FRENTE DELTAICA (AF4)

Descrição: Esta associação de fácies foi identificada em três afloramentos que mediam 8,5m; 6,5m e 3,5m de altura e apresentavam continuidades laterais de até 100m. A associação é caracterizada por ciclos de granocrescência ascendente compostos por intercalações de arenitos e pelitos na base da sucessão (Figura 15) e que se tornam predominantemente arenosos em direção ao topo (Figura 16 e 17). As camadas apresentam formato sigmoidal a lenticular o que lhes confere um aspecto amalgamado. A associação de fácies de frente deltaica compreende as seguintes litofácies: Fl, Fm, Hfc, Hf, Sm, Sf, Ss, So, Sr, Sp, Shw, e St. As fácies

pelíticas (fácies Fl e Fm), encontradas na porção basal desta associação (Figura 15), ocorrem intercaladas com camadas de arenitos. Os pelitos acinzentados finamente laminados (fácies Fl) (Figura 16B) ocorrem na forma de camadas sigmoidais que medem até 1,5m de espessura e os pelitos maciços (fácies Fm) (Figura 17B) são dispostos na forma de camadas lenticulares que medem de 5 a 10 cm de espessura.

Ainda na porção mais basal do ciclo, mas em menor proporção, são encontrados arenitos finos com laminação lenticular (fácies Sf), que ocorrem na forma de camadas sigmoidais que não ultrapassam 8 cm de espessura. Na porção intermediária da sucessão é comum a ocorrência de heterolitos compostos por intercalações de arenito muito fino e pelito (Figura 15B). Os heterolitos com laminação ondulada (fácies Hf) ocorrem na forma de camadas de topo e base ondulados que medem de 5 a 10 cm de espessura, intercalados com arenitos (fácies Sm e Sf). Logo acima, os heterolitos com laminações convolutas (fácies Hfc) ocorrem na forma de pacotes espessos caracterizados pela presença de estruturas deformacionais (Figura 15C, D).

Os arenitos, muito frequentes na porção superior da sucessão, podem apresentar estratificações cruzadas e laminações onduladas de diferentes tipos (Figura 16 e 17).

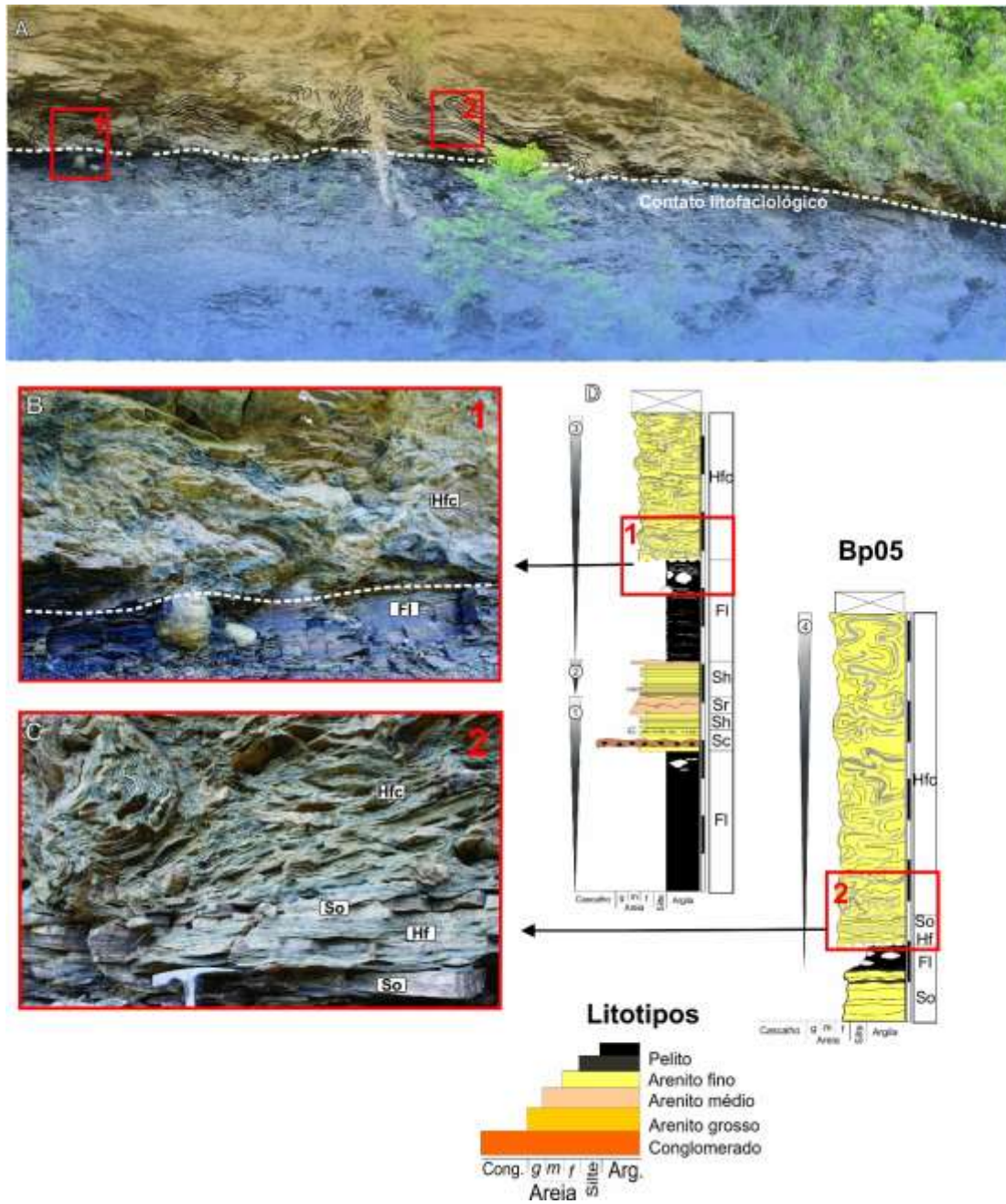


Figura 15: Interpretação litoestratigráfica da porção superior do afloramento BP05; (A) Visão geral do afloramento com foto interpretação; (B) Detalhe do contato entre os folhelhos com clastos caídos (fácies FI) e os heterolitos convolutos (fácies Hfc); (C) Detalhe do contato entre os arenitos e heterolitos que não apresentam feições de deformação plástica (So e Sf) com os heterolitos convolutos.

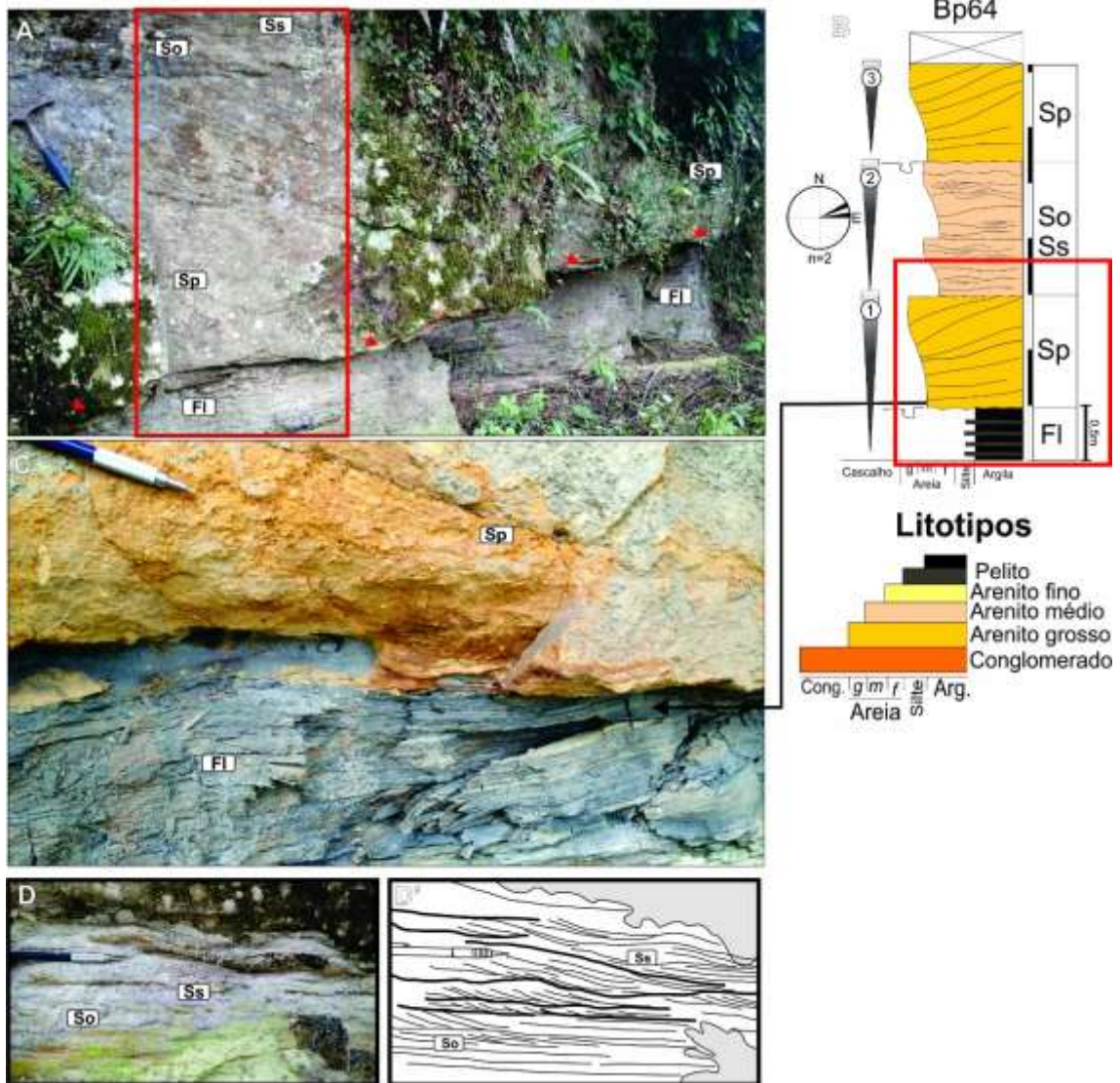


Figura 16: Interpretação litoestratigráfica do afloramento BP64; (A) Visão geral e interpretação litofaciológica do afloramento BP64; (B) Coluna litoestratigráfica; (C) Detalhe do contato entre folhelhos (fácies FI) E arenitos (fácies Sp); (D) e (D') detalhe e fotointerpretação de arenito com laminação ondulada simétrica (fácies So) e laminação ondulada assimétrica (fácies Sr).

Arenitos com estratificação cruzada são subdivididos em: arenitos de granulometria grossa com estratificação cruzada tabular (fácies Sp) (Figura 14A) e arenitos médios com estratificação cruzada tipo hummocky/swaley (fácies Shw) que ocorrem na forma de camadas sigmoidais com 40 cm a 1m de espessura (Figura 17B) e apresentam paleocorrentes com direção preferencial WNW.

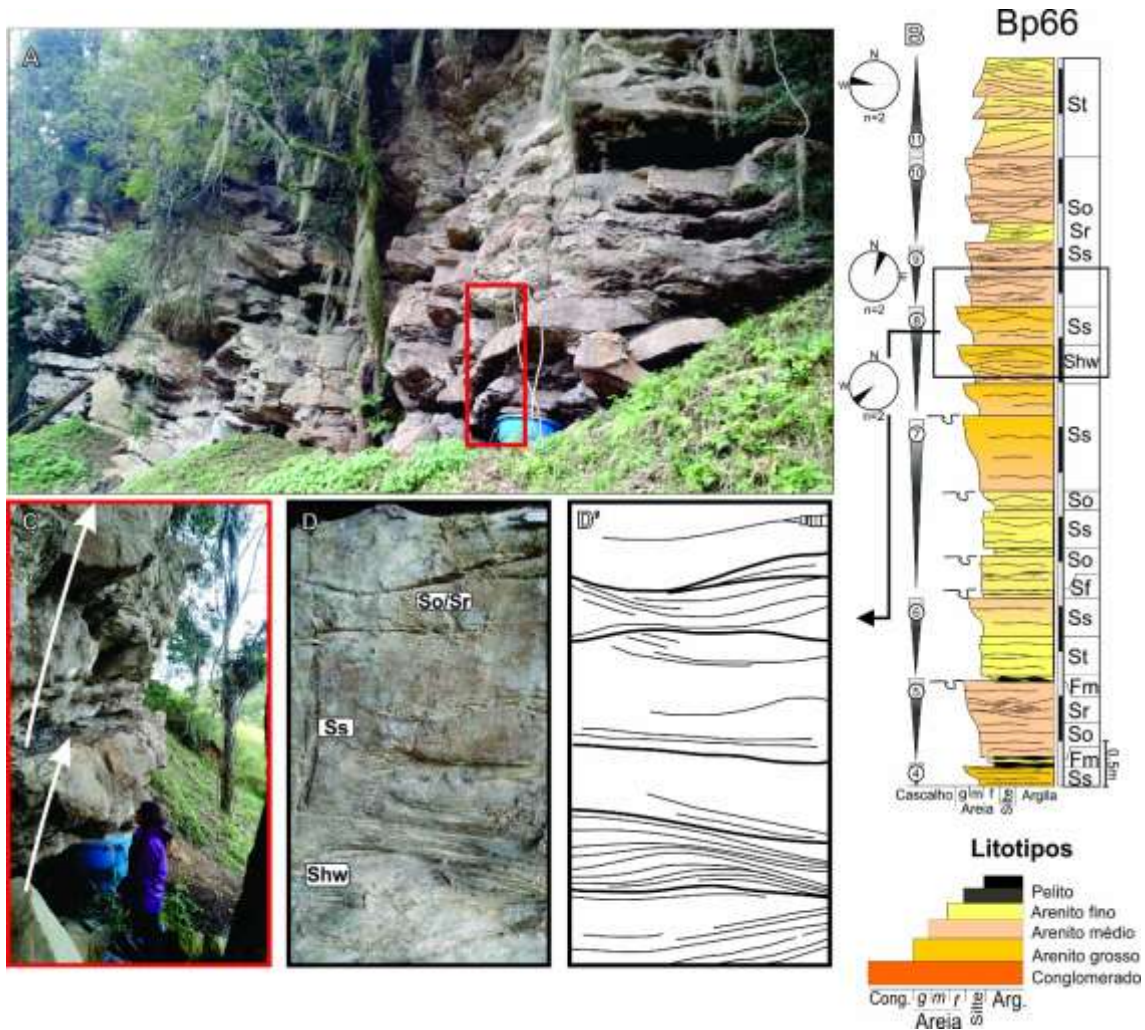


Figura 17: (A) Visão geral do afloramento Bp66; (B) coluna litoestratigráfica do afloramento; (C) Detalhe do padrão de granocrescência ascendente dos estratos; (D) e (D') Detalhe e fotointerpretação de arenito com laminação ondulada simétrica e assimétrica (fácies So/Sr), arenito com laminação suavemente ondulada e arenito com estratificação cruzada tipo hummocky/swaley (fácies Shw).

Arenitos com laminação ondulada são subdivididos em: arenitos de granulometria média a grossa com laminação suavemente ondulada (fácies Ss) (Figura 16D, D'), arenitos finos a médios com laminação ondulada simétrica (fácies So) (Figura 16D, D') e arenitos de granulometria fina a média com laminação ondulada assimétrica (fácies Sr). Todos ocorrem na forma de corpos amalgamados de geometria sigmoidal que medem de 15 a 75 cm de espessura e podem ocasionalmente conter pequenos clastos e marcas de sola ou escavação na base das camadas, apresentam paleocorrentes com vetores médios variando entre NNE e ENE.

Na porção superior da sucessão nota-se a ocorrência de arenitos médios a finos com padrão granodecrescência ascendente (Figura 17B), diferindo do padrão

de gradação presente em toda sucessão. Estes arenitos apresentam estratificação cruzada acanalada (fácies St) e ocorrem na forma de camadas de topo e base ondulados medindo de 40 cm a 1m de espessura.

Interpretação: As características litológicas, o padrão de granoscrescência ascendente dos estratos e a presença de estruturas geradas por fluxo combinado permitem interpretar esta associação de fácies como depósitos de frente deltaica com influência de ondas. Na base da sucessão, a frequente intercalação de pelitos e arenitos, a presença de heterolitos e a ocorrência de corpos de geometria sigmoidal indicam ambiente de lobos deltaicos e barras de desembocadura. Os ciclos predominantemente arenosos no topo da sequência indicam que a deposição ocorreu em ambiente de frente deltaica proximal.

Heterolitos com dobras complexas (fácies Hfc) são comuns em ambiente de frente deltaica devido às altas taxas de deposição sedimentar em um curto espaço de tempo (Bhattacharya, 2003) e em ambientes glacio-influenciados devido ao grande aporte sedimentar relacionado a fase de derretimento de geleiras.

A ocorrência de pacotes que indicam fluxo combinado com um componente oscilatório (fácies So) e um unidirecional (fácies Sr) sugere que o delta sofria influência de onda. Arenitos maciços (fácies Sm) indicam deposição por fluxos hiperconcentrados decorrentes de períodos de alta descarga sedimentar vindo das fontes alimentadoras do sistema deltaico, geralmente relacionados a eventos episódicos. Os arenitos com estratificação cruzada acanalada (fácies St) e padrão granodecrescência ascendente encontrados no topo da sucessão indicam deposição sob regime de fluxo superior e podem estar relacionados a escavação e preenchimento de vales incisos.

5.2.5 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE BARRAS DISTAIS/PRODELTA (AF5)

Descrição: Esta associação de fácies foi identificada em dois afloramentos com 5m e 3m de altura e continuidades laterais de até 20m. A associação de fácies de prodelta é caracterizada por pelitos que gradam para intercalações heterolíticas e arenitos finos em direção ao topo da sucessão, formando ciclos de granocrescência ascendente (Figura 18). A associação de fácies de prodelta abrange as litofácies: Fl, Hw, So, Sr, Sh e Sc.

Os pelitos (fácies FI) da porção basal da associação apresentam laminação plano-paralela ou suavemente ondulada, são dispostos na forma camadas que variam de 40 cm até 1,5m de espessura e ocorrem intercalados com camadas de arenitos. Os heterolitos (fácies Hw) são caracterizados pela intercalação de pelito e silte e apresentam laminações onduladas tipo wavy. Os heterolitos ocorrem na forma de camadas que medem de 10 a 70 cm e podem conter icnitos de *Planolites* e *Chondrites*.

Em direção ao topo da associação predominam os arenitos, que variam de finos a médios e ocorrem com laminação ondulada simétrica (fácies So) e assimétrica (fácies Sr), laminação plano-paralela (fácies Sh) e mais raramente maciços (fácies Sm), dispostos na forma de camadas que mostram um espessamento em direção ao topo da sucessão e chegando a medir 20cm de espessura.



Figura 18: Interpretação faciológica do afloramento BP-07. (A) Imagem panorâmica e fotointerpretação do afloramento. (B) Coluna litoestratigráfica do afloramento.

Interpretação: A ocorrência de intercalações de pelitos (fácies FI), heterolitos (fácies Hw) e arenitos (fácies So, Sr, Sh e Sc) formando ciclos de granocrescência ascendente e a ocorrência de estruturas geradas por correntes permitem inferir que a deposição ocorreu em ambiente de baixa energia a partir de suspensão e esporadicamente influenciado pela ação de correntes, sendo assim esta associação pôde ser interpretada como depósitos de prodelta.

Os heterolitos (fácies Hw e Fl) indicam deposição em regimes de baixa energia. A presença de camadas de arenitos em meio a estas fácies pode estar associada a pulsos de maior descarga fluvial, relacionados a eventos episódicos e por vezes catastróficos. O aumento em número e espessura das fácies arenosas em direção ao topo da associação pode indicar um acréscimo do suprimento sedimentar vindo das fontes alimentadoras do sistema deltaico ou progradação do ambiente deposicional. Os icnitos encontrados nos heterolitos (fácies Hw) desta associação, *Planolites* e *Chondrites*, são típicos de ambientes marinhos. A presença de laminações onduladas tanto nas fácies heterolíticas (fácies Hw) como nas arenosas (fácies So e Sr) indica a ação de correntes de maré, que impõe uma circulação bidirecional de sedimentos entre o delta e o oceano. Os arenitos finos com laminação plano-paralela (fácies Sh), indicam deposição sob regime de fluxo superior. Arenitos maciços estão associados a fluxos hiperconcentrados relacionados a eventos episódicos de alta descarga sedimentar.

5.2.6 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE FÁCIES LITORÂNEA (AF6)

Descrição: Esta associação de fácies foi identificada em afloramento de 3,8m de espessura, caracterizado por uma sucessão totalmente arenosa disposta na forma de camadas lateralmente contínuas com padrão de granocrescência ascendente (Figura 19B). A associação de fácies de *shoreface* é constituída pelas litofácies: Sh, Shw, Sr, Ss e So. Esta associação de fácies pôde ser subdividida em outras duas: associação de fácies de face litorânea inferior (*lower shoreface*) e associação de fácies de face litorânea superior (*upper shoreface*) (Figura 19C).

A associação de fácies de face litorânea inferior é caracterizada pela ocorrência de camadas de arenitos muito finos que gradam para arenitos finos em direção ao topo da associação. As camadas de arenito apresentam laminação ondulada simétrica (fácies So) e estratificação cruzada tipo hummocky/swaley (fácies Shw) (Figura 19C). A associação de fácies de face litorânea superior é caracterizada pela ocorrência de camadas de arenitos médios bem selecionados com sutil granocrescência ascendente. Os arenitos apresentam laminação ondulada assimétrica (fácies Sr), estratificação cruzada tipo hummocky/swaley (fácies Shw), laminação plano paralela (fácies Sh) e laminação suavemente ondulada (fácies Ss) (Figura 19C). O limite das camadas é geralmente ondulado e o limite superior da

sequência é erosivo. O contato entre os arenitos de face litorânea inferior com os arenitos da face litorânea superior é gradual e pode ser reconhecido pelo aumento da granulometria dos arenitos que passam de finos para médios (Figura 19).



Figura 19: Interpretação faciológica do afloramento BP-07. (A) Imagem panorâmica e fotointerpretação do afloramento. (B) Coluna litoestratigráfica do afloramento.

Interpretação: A presença de fácies arenosas bem selecionadas, as estruturas sedimentares nelas encontradas, o padrão de granocrescência dos estratos e a ausência de bioturbação e de sedimentos finos indicam que a deposição ocorreu em um ambiente de águas rasas e de alta energia com influência de fluxos oscilatórios e unidirecionais, que podem ser atribuídos a um ambiente de *shoreface*. Face litorânea inferior trata-se de um ambiente marinho de águas rasas influenciado por ondas (Nichols 2009). A ação das ondas neste ambiente é registrada nas camadas de arenito com laminação ondulada simétrica (fácies So) e estratificação cruzada tipo hummocky/swaley (fácies Shw). A presença de laminação ondulada indica a ocorrência de fluxo oscilatório enquanto que as camadas amalgamadas de arenitos com estratificação cruzada tipo hummocky/swaley indicam deposição por ondas de tempestade. Os depósitos da face litorânea superior se formam em um ambiente dominado por fluxos bidirecionais de alta energia e correntes longitudinais (Boggs, 2006). Nesta associação de fácies, a presença de arenitos gerados sob regime de fluxo superior (fácies Sh), associados a arenitos depositados sob condições de fluxo combinado com uma componente unidirecional (fácies Sr) e uma componente de fluxo oscilatório (fácies So) indicam áreas aplainadas, de profundidade rasa e a presença de estratificação cruzada tipo hummocky/swaley (fácies Shw) indica que os sedimentos foram sujeitos a ação de ondas de tempestade.

6 . DISCUSSÃO

6.1 SISTEMAS DEPOSICIONAIS

Sistemas deposicionais representam o produto da sedimentação em ambientes que podem migrar lateral e verticalmente para sistemas contemporâneos, formando associações lógicas de elementos paleo-geomórficos (Catuneanu, 2006). A configuração arquitetural dos sistemas deposicionais e suas relações estratigráficas são controladas por fatores que operam dentro (autogênicos) e fora (alogênicos) da bacia (Catuneanu, 2006).

6.1.1 SISTEMA DEPOSICIONAL DE LEQUES DE *OUTWASH*

Este sistema deposicional é composto pela associação de fácies de leques de *outwash* (AF5), caracterizada por uma sucessão de aproximadamente 4,5m de altura composta por sedimentos glaciais estratificados depositados sob a influência de água corrente. Esta associação apresenta grande variedade de litofácies com diferentes graus de seleção e padrão de gradação geralmente granocrescente ascendente (Figura 12).

Os leques de *outwash* são sistemas comuns nas margens de geleiras em contexto terrestre ou subaquoso e são testemunhas da alta taxa de sedimentação destes ambientes (Martini, 1991). De acordo com Vesely e Assine (2004) os depósitos de leques de *outwash* estão relacionados a sistemas aluviais formados pela ação da água de degelo que têm na própria geleira sua fonte de sedimentos. Estes fluxos de caráter sazonal transportam e depositam sedimentos de diferentes granulometrias em ambiente proglacial.

Os arenitos maciços (fácies Sm) depositados neste contexto indicam deposição subaquosa sob condições não confinadas a partir de fluxos liquefeitos em áreas intercanais ou em lobos. Feições de deformação panecontemporânea (fácies Hf) sugerem processos de deslizamento de massa relacionados a um grande aporte sedimentar vindo das geleiras. Os clastos dispersos em algumas das camadas de arenitos podem estar relacionados à chuva de detritos a partir de icebergs (Figura 20) e a variação frequente no grau de seleção dos estratos indica mudanças no regime de fluxo.

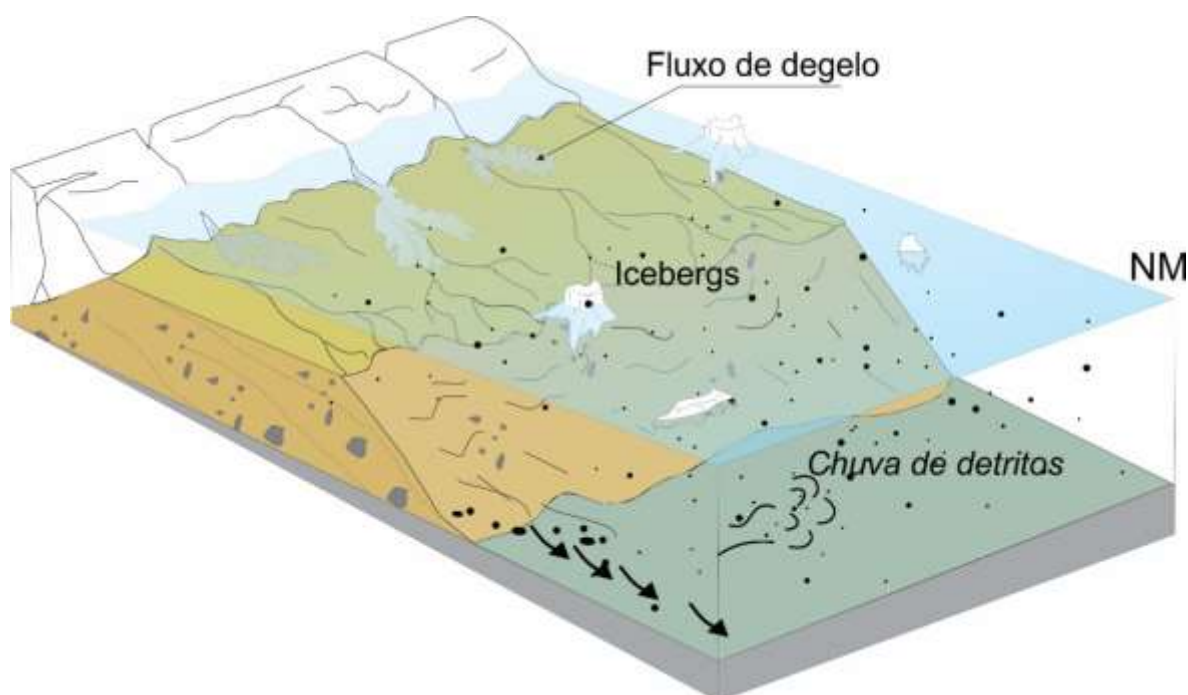


Figura 20: Modelo representativo para o sistema deposicional de leques de *outwash*. Sem escala.

A presença de laminações onduladas (fácies Sr e Ss) indica grandes volumes de água de degelo, típico de geleiras de base úmida, estas estruturas são geralmente atribuídas às porções mais distais dos leques, aonde se formam vastas planícies e canais rasos aonde se depositam sedimentos bem selecionados. As fácies de granulometria fina (fácies FI) estão relacionadas à deposição por decantação a partir de plumas de sedimento finos (Figura 20), processo semelhante ao que ocorre nos turbiditos. De acordo com Vesely e Assine (2004) estes intervalos podem estar relacionados a um recuo da margem da geleira resultando em uma retração do sistema de leques de *outwash*. A unidade estratigráfica associada a estes depósitos pode ser interpretada como pertencente ao Grupo Itararé, mais especificamente à porção média da Formação Taciba, que corresponde ao Membro Chapéu do Sol de França e Potter (1988).

6.1.2 SISTEMA DEPOSICIONAL DELTAICO-MARINHO RASO

Este sistema deposicional é composto pelas associações de fácies de frente deltaica (AF4), de prodelta (AF5) e de *shoreface* (AF6), que constituem ciclos de

granocrescência ascendente que se tornam gradativamente mais arenosos em direção ao topo da sucessão (Figuras 15 a 19).

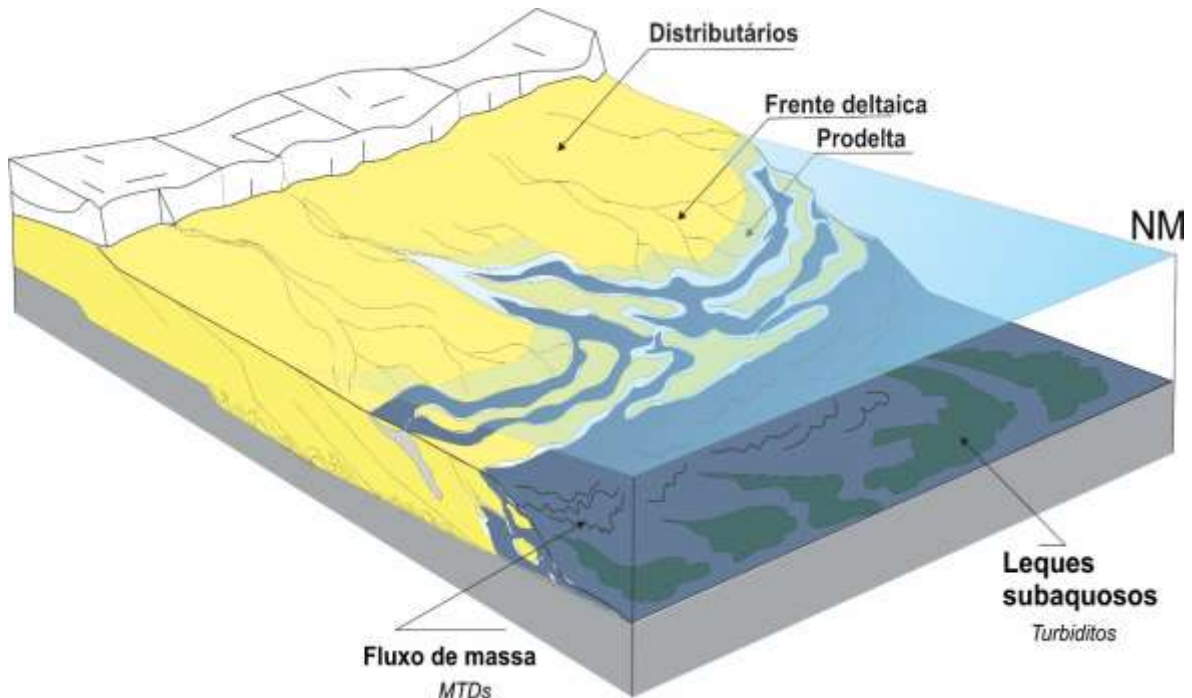


Figura 21: Bloco-diagrama elaborado segundo as associações de fácies que definem um sistema deposicional marinho profundo e um deltaico-marinho raso que correspondem aos Membros Chapéu do Sol e Rio Segredo, na área investigada.

As associações de fácies de frente e deltaica e prodelta formam sucessões que chegam a medir 9,5m de altura e apresentam continuidade lateral de até 100m. Os pacotes que compõem estas associações são caracterizados por ciclos de granocrescência ascendente e camadas de formato lobado a lenticular marcada por uma frequente interdigitação entre litofácies arenosas e pelíticas (Figuras 15 a 18). A associação de *shoreface* compõe uma sucessão de aproximadamente 3,5m de altura e uma continuidade lateral de aproximadamente 10m. As camadas geralmente ocorrem em formato sigmoidal e mostram padrão de granocrescência ascendente (Figura 19).

De acordo com Elliott (1986 apud Bhattacharya, 2006) os deltas são protuberâncias da linha de costa formadas nos locais em que os rios encontram oceanos, mares parcialmente fechados ou lagoas e são fundamentalmente regressivos em sua natureza (Dalrymple, 1999 apud Bhattacharya, 2006). O processo de deposição está relacionado ao fato de os rios perderem sua competência de transportar sedimentos ao encontrarem um corpo de água estável.

A distribuição interna de fácies e a morfologia externa dos depósitos deltaicos dependem: (1) da densidade do fluxo fluvial em relação ao corpo aquoso que o recebe, que pode ser mais denso (hiperpícnal), igualmente denso (homopícnal) ou menos denso (hipopícnal). (2) da interação da pluma do rio com os processos marinhos, (3) da posição do delta na bacia e (4) do grau de retrabalhamento dos sedimentos derivados dos rios pelos processos marinhos (Bhattacharya, 2006).

Os deltas possuem três principais ambientes de deposição: planície deltaica, frente deltaica e prodelta. O primeiro é caracterizado pela presença de canais distributários, e inclui uma grande variedade de sub-ambientes como pântanos, planícies de maré, lagoas e baías interdistributárias. A frente deltaica é definida como a área dominada por sedimentos mais grosseiros (areia e cascalho) e o prodelta trata-se da área mais distal, em que sedimentos finos se depositam a partir da suspensão. Na área estudada foram identificados dois desses ambientes: a frente deltaica e prodelta.

A frente deltaica é caracterizada por ciclos predominantemente arenosos na sua parte mais proximal gradando para arenitos finos, argilitos e heterolitos na porção mais distal. Na porção proximal, a ocorrência frequente de estruturas de fluxo combinado sugere influência de onda (Figura 22), na porção mais distal a menor ocorrência deste tipo de estruturas associado com uma redução da granulometria indica que houve diminuição da energia envolvida no transporte e deposição de grãos. Acamamentos heterolíticos convolutos complexos sugere deformação em estado plástico (semiconsolidado) ocasionados por sobrecarga sedimentar e/ou blocos de gelo. O prodelta é caracterizado pela intercalação de arenitos finos a médios com heterolitos que compõem ciclos granocrescentes ascendentes. As camadas de arenito estão associadas a períodos de maior descarga fluvial (Figura 22). Laminações onduladas simétricas e assimétricas associadas atestam a ação de fluxos combinados (oscilatórios e unidirecionais).

A face litorânea *sensu stricto* é definida como a zona localizada entre a linha de maré baixa e o nível de base das ondas de bom tempo. Os sedimentos depositados nestas regiões tendem a ser principalmente arenosos e de natureza não coesiva e têm a habilidade de se reorganizar em diferentes formas geomorfológicas em resposta às mudanças nas condições ambientais e aos níveis de energia do sistema. A análise de fácies permitiu subdividir os estratos em depósitos de face litorânea inferior e superior que são caracterizados por arenitos

finos e médios, respectivamente. A presença de estratificações cruzadas tipo hummocky/swaley nos depósitos de *shoreface* superior indica a ocorrência de fluxo combinado gerado por ondas de tempestade, a preservação destas estratificações é geralmente um indicativo de ambientes localizados abaixo do nível das ondas de bom tempo, o que evita que esses estratos sejam retrabalhados por processos costeiros (Figura 22). No *shoreface* inferior a ocorrência de estratos com laminações onduladas simétricas intercalados com camadas com estratificação cruzada tipo hummocky/swaley indica deposição por fluxos oscilatórios nos períodos entre as tempestades.

Os depósitos deste sistema deposicional foram interpretados como pertencentes aos Membros Chapéu do Sol e Rio Segredo, porções intermediária e superior da Formação Taciba. Em direção ao topo, a predominância de fácies arenosas e a ausência de sedimentos glaciais indica o final da glaciação da Bacia do Paraná.

6.1.3 SISTEMA DEPOSICIONAL MARINHO PROFUNDO

O sistema deposicional marinho é composto pelas associações de fácies de depósitos de transporte em massa (AF2) e de leques submarinos distais (AF3). A associação de depósitos de transporte em massa forma uma sucessão de aproximadamente 3m de altura e é composta por grandes blocos de diferentes litologias imersos em uma matriz de diamictito (Figura 13). A associação de fácies de leques submarinos distais, identificada neste trabalho, é caracterizada por uma sucessão de aproximadamente 8,5m de altura composta por turbiditos finamente laminados (Figura 14).

De acordo com Reineck e Singh (1973) os ambientes deposicionais mais importantes em contextos marinhos são as margens continentais, aonde se depositam sedimento detríticos, e as bacias oceânicas, aonde se depositam a maioria dos sedimentos pelágicos. A maior parte desses sedimentos é originada na plataforma continental e um dos mecanismos de transporte mais comuns são os fluxos gravitacionais e as plumas que transportam os sedimentos finos em suspensão (Boggs 2006).

Os fluxos gravitacionais são influenciados por parâmetros como tectonismo, clima, aporte sedimentar e as variações do nível do mar, que apesar de não

atingirem os ambientes marinhos profundos afetam a região costeira, sua principal área-fonte, e influenciam no suprimento sedimentar. A declividade também exerce um importante controle no comportamento dos fluxos gravitacionais. Segundo Reading (1996), conforme as correntes se movem talude abaixo elas sofrem aceleração e causam erosão no substrato. A deposição resulta da desaceleração deste fluxo, isso pode ocorrer em função do tempo ou em função de alguma mudança espacial como o espalhamento lateral do fluxo ou uma diminuição no gradiente da encosta.

Os turbiditos são os depósitos originados por correntes turbidíticas, que se formam a partir a desestabilização de sedimentos marinhos previamente depositados e se movem em direção aos ambientes marinhos profundos com grande energia e velocidade. Estes depósitos são caracterizados por um padrão de gradação normal e por uma sequência de cinco divisões que formam a chamada sequência de Bouma (Bouma, 1962 apud Bouma 2004), dificilmente encontradas na forma de sequências completas. Estas divisões são denominadas: (Ta) caracterizada por arenitos finos a grossos, maciços ou com gradação normal que podem apresentar clastos próximo à base; (Tb) caracterizada por arenitos finos a médios com laminação plano-paralela que podem apresentar marcas de sola, (Tc) caracterizada por arenitos finos com laminações cruzadas de marcas onduladas que podem apresentar laminação convoluta, (Td) caracterizada por siltitos com laminação plano-paralela e (Te) caracterizada por lamitos ou argilitos maciços sem gradação.

Os turbiditos deste sistema deposicional são caracterizados por intercalações de siltito e argilito nas quais foram identificadas as divisões, Tc, Td e Te da sequência de Bouma. A ocorrência das divisões Tcde e a pequena espessura dos estratos permitem relacionar estes depósitos com as porções distais dos lobos turbidíticos denominadas franjas de lobos. A ocorrência de laminação plano-paralela (fácies Hh) e laminações onduladas (fácies Hw) nas divisões Tcd indicam a ocorrência de regimes de fluxos inferior, a presença de marcas de sola indica que houve deposição em estágios turbulentos, que podem estar relacionados à corrente turbidítica principal. A divisão Te indica deposição de sedimentos pelágicos a partir de suspensão, relacionada às plumas de sedimentos finos em períodos entre fluxos.

Os depósitos de transporte em massa são caracterizados pela remobilização de sedimentos previamente acumulados, de acordo com Meckel (2010 apud Suss et

al., 2014) estes sedimentos são transportados via fluxos gravitacionais não newtonianos, tais como deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos. Estes fluxos podem ser originados tanto no talude superior como na margem da plataforma em resposta as variações relativas do nível do mar ou ao aumento do aporte sedimentar.

O depósito de transporte de massa (MDT) deste sistema deposicional é caracterizado pela presença de blocos e matacões imersos em uma matriz de diamictito areno-argiloso. A disposição deste pacote indica transporte de massas por deslizamento na porção frontal da frente deltaica, decorrente do aumento do fluxo de sedimento e intensidade da corrente. Portanto, as características de diamictito maciço (fácies Dmm) sugerem processo de ressedimentação dos depósitos da frente deltaica no ambiente deposicional, localizado abaixo do nível das ondas, em região mais profunda da bacia. A presença de clastos de granitoides, rochas vulcânicas e arenitos atestam contemporaneidade e influência glacial na formação destes depósitos.

A unidade estratigráfica associada a estes depósitos pode ser interpretada como pertencente ao Grupo Itararé, mais especificamente aos Membros Chapéu do Sol e Rio Segredo de França e Potter (1988). Puidomenech et al., (2014) associam a ocorrência de depósitos de fluxos gravitacionais neste grupo com a topografia irregular gerada por processos glaciais e ao grande aporte sedimentar relacionado aos processos de degelo.

6.2 ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA DOS SISTEMAS DEPOSICIONAIS

A estratigrafia de sequências é uma importante ferramenta para análise de bacias, abordando questões como a reconstrução dos controles alogênicos durante sedimentação (p.e., evolução de nível de base e aporte sedimentar), e a previsão da arquitetura de fácies (Catuneanu, 2006). No entanto, a aplicação destes conceitos em bacias afetadas por condições climáticas extremas como regimes glaciais e paraglaciais pode afetar a interpretação das sequências estratigráficas e, portanto, requer adaptações a fim de evitar interpretações duvidosas tanto de sequências glaciais e mistas.

A visão clássica da variação de nível-base devido à glacio-eustasia sustenta que a regressão forçada representa o início dos períodos glaciais, enquanto que a

transgressão é, preferencialmente, atribuída aos períodos de degelo (Loi *et al.* 2010;. Boulila *et al.* 2011; Nutz *et al.*, 2013). Apesar disso, numerosas sucessões deglaciais quaternárias mostram tendências de raseamento em direção ao topo (*shallowing-upward*), marcados por trajetórias descendentes que refletem regressão forçada.

Uma série de autores já sugeriram interpretações dos princípios da estratigrafia de sequências adaptadas para estratos glaciais e paraglaciais através da definição de novos tratos de sistemas (p.e. Powell & Cooper, 2002; Hansen, 2004; Corner, 2006). Powell e Cooper (2002) definiram tratos de sistemas de máximo glacial (GMaST), recuo glacial (GRST), mínimo glacial (GMiST) e avanço glacial (GAST), a fim de delinear depósitos relacionados aos ciclos de avanço/recuo das geleiras em sucessões sedimentares, sem que houvesse qualquer mudança necessária do nível eustático do mar. Hansen (2004) dividiu uma sucessão glacial quaternária em tratos de sistemas clássicos (trato de sistemas transgressivo: TST; trato de sistemas mar alto: HST; e trato de sistemas de mar em queda: FSST), enquanto Corner (2006) sugeriu três tratos de sistemas específicos para sequências glaciais: trato deglacial transgressivo (TST); deglacial de nível alto (HST) e deglacial de nível em queda (FSSTd). No entanto, estas subdivisões de depósitos acumulados durante a queda do nível de base, não reflete a evolução do nível base em si. Além disso, não há consenso na composição, dos limites ou critérios diagnósticos para o reconhecimento de um FSSTd próprio. Por conseguinte, a adequada identificação FSSTd e sua definição são essenciais para identificação de períodos deglaciais no registro geológico, delineamento destes ciclos dentro de períodos glaciais e a caracterização das variações de nível de base glacio-influenciados.

Na região entre Alfredo Wagner e Ituporanga, a sucessão completa compreende dois tratos desistemas regressivo deglacial (**TSRd**) e trato deposicional de nível alto glacial (**TSAg**) (Figura 22). A seção estratigráfica elaborada apresenta a distribuição espacial destes tratos deposicionais interpretados a partir das suas relações estratigráficas. A seção tem orientação, aproximada, N-S, extensão de 30 km, onde foram posicionados os perfis faciológicos para interpretação das relações laterais e verticais das litofácies e suas associações. O TSRd possui dezenas de metros de espessura e se estende por toda a área investigada. Este trato é delimitado, por uma superfície basal de regressão forçada glacio-isostática (*SRF*)

que coincide, em direção ao depocento da bacia, com o limite superior dos depósitos de leques de *outwash* (*PSIM*), interpretados como um trato de sistemas nível alto glacial (*TSAg*), que inclui acumulações subaquosas impulsionadas pela água de degelo recobertos por pacotes de pelíticos e arenitos finos de prodelta glacio-marinho (Figura 22).

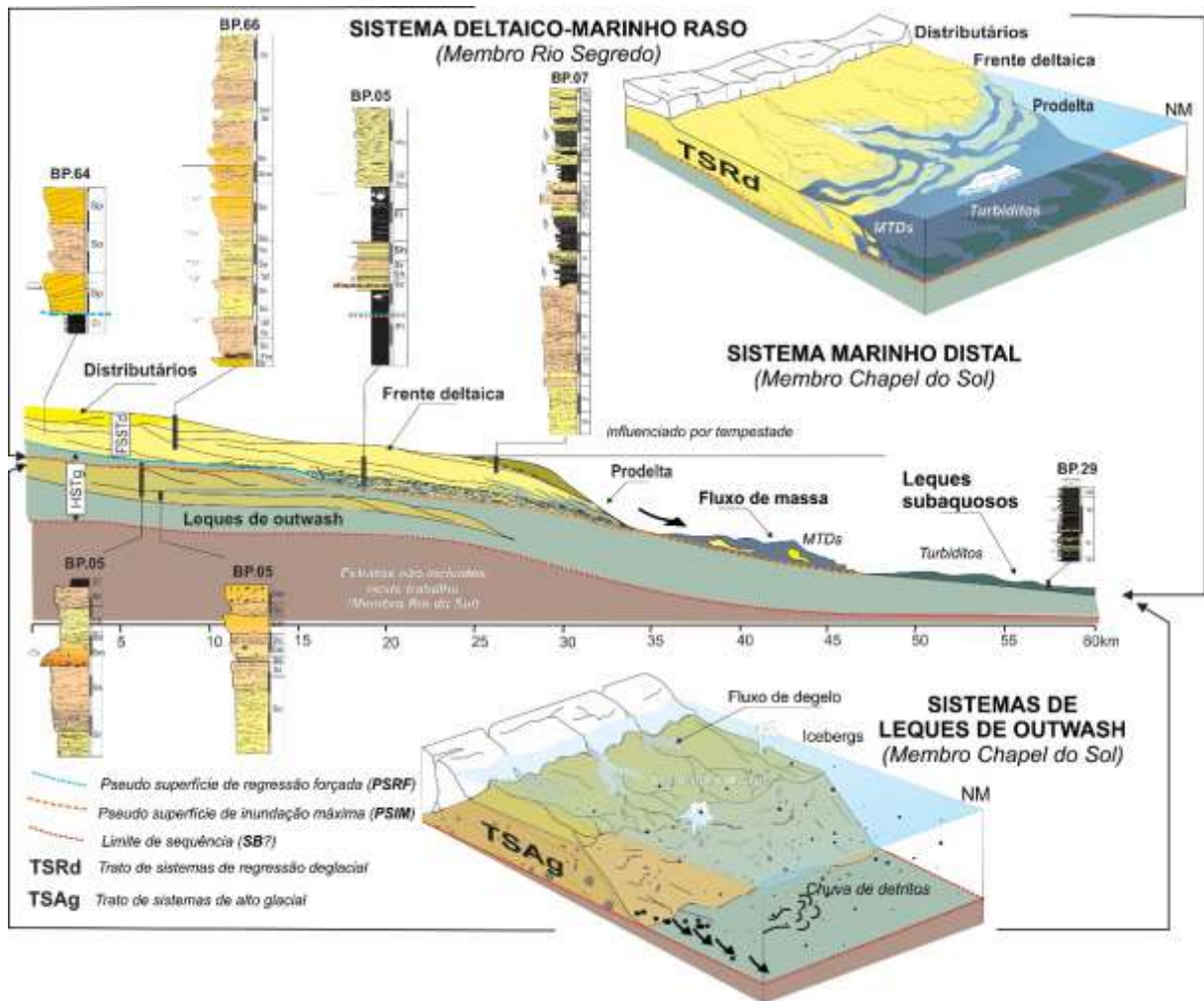


Figura 22: Seção composta para os sistemas deposicionais e suas relações cronológicas em um arcabouço sedimentar glacio-influenciado. As seções colunares foram dispostas de forma a compor o arcabouço sedimentar.

Através do tempo geológico, os períodos glaciais representaram grandes mudanças ambientais. Embora, o reconhecimento de sucessões relacionados a esses períodos continue a ser motivo de ampla discussão, as sucessões estudadas são interpretadas na forma de Trato de Sistemas de Sistemas Regressivo Deglacial (*TSRd*) e um Trato de Sistemas de Alto Glacial (*TSAg*). Estes estratos representam

a evolução de sistemas deposicionais, cuja variação espacial e temporal, é muito semelhante aos padrões de litofácies desenvolvidos sob contexto de regressão forçada (topo) e mar alto (base) (*sensu* Catuneanu 2006). Porém, os controles sobre a sedimentação aqui admitidos, embora em caráter conceitual, são embasados em modelos de sequência estratigráfica em contexto dominado por regime glacial e deglacial em altas palaeolatitudes (*sensu* Corner 2006).

Os controles na deposição destes sistemas deposicionais refletem na variedade de fácies e geometria dos pacotes, que se formam função dos impactos na mudança de nível de base, no aporte sedimentar e nas variações no espaço de acomodação em um contexto glacio-influenciado. Geralmente considera-se que a taxa de queda de nível base é impactante na arquitetura de sistemas prográdantes de grande escala (Posamentier & Allen, 1993; Hellert et al, 2001; Ritchie et al, 2004). Por isso, a evolução da queda de nível de base glacio-isostático pode gerar uma evolução específica de arquiteturas em sistemas prográdantes.

O TSRd indica deposição durante deglaciação e pode ser comparado com o trato de sistema regressivo glácio-isostático (TSRGI) de Canuto et al. (2001). Estes tratos deposicionais têm sua origem relacionada ao recuo do manto de gelo, que causa um alívio de peso sobre o continente e conseqüentemente, soerguimento regional e diminuição do nível relativo do mar. Neste processo, ocorre aumento substancial no aporte sedimentar na linha de costa, que pode impulsionar a formação dos depósitos de transporte em massa (MDTs) e turbiditos na porção mais profunda da bacia.

Os depósitos de *shoreface* representam os estágios finais da regressão, com instalação de cordões litorâneos, associados a sistemas de planície deltaica que marca a transição dos depósitos glaciais do Grupo Itararé para os depósitos pós-glaciais do Grupo Guatá (não incluídos neste trabalho).

7 CONCLUSÕES

Foram identificadas 15 litofácies que foram agrupadas em seis associações de fácies: leques de *outwash* (AF1), depósitos de transporte em massa (AF2), leques submarinos distais (AF3), frente deltaica (AF4), prodelta (AF5), face litorânea (AF6).

As associações fácies foram interpretadas em três sistemas deposicionais: **(I)** Sistema de leques de *outwash*: composto pela associação de fácies AF1 e caracterizado por depósitos formados pela ação de água de degelo em ambiente proglacial; **(II)** Sistema marinho distal: composto pelas associações de fácies AF2 e AF3 e caracterizado por depósitos formados a partir de fluxos gravitacionais provavelmente impulsionados pelo grande aporte sedimentar trazido com a água de degelo e **(III)** Sistema deltaico-marinho raso com influência de tempestades: composto pelas associações de fácies AF4, AF5 e AF6 que representam um ambiente deltaico com influência de ondas e compõe à sucessão mais representativa na área de estudo.

O Sistema deposicional de leques de *outwash* compreende um trato de mar alto glacial (TSAg) que é limitado no topo por uma pseudo superfície de inundação máxima (*PSIM*). Este sistema deposicional se desenvolveu em um período de nível de alto, implementado após uma época de máxima inundação. O TSAg corresponderia ao ciclo intermediário da Formação Taciba denominado membro Chapéu do Sol.

Os sistemas deposicionais deltaico-marinho raso a marinho distal compreendem um Trato de Sistemas Regressivo Deglacial (*TSRd*), limitado por uma pseudo-superfície de inundação máxima (*PSIM*) que se condensa com uma pseudo-superfície de regressão forçada (*PSRF*) observada entre os estratos de frente deltaica (acima) e estratos marinhos na base (Figura 16). O TSRd corresponde porção superior da Formação Taciba e inclui, na base parte estratos pertencentes ao Membro Chapéu do Sol e no topo estratos do Membro Rio Segredo. Este trato de sistema representaria o final da glaciação na Bacia do Paraná e a transição dos depósitos glaciais do Grupo Itararé para os depósitos pós-glaciais do Grupo Guatá.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, J. R. L. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. **Sedimentary Geology**, n. 33, p. 237-293, 1983.
- ARAB, P. B.; PERINOTTO, J. A. J.; ASSINE, M. L. Grupo Itararé (P – C da Bacia do Paraná) nas regiões de Limeira e Piracicaba – SP: Contribuição ao estudo da Litofácies. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 28, n. 4, p. 501-521, 2009.
- ASSINE, M. L. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 24, n. 2, p. 77–89, 1994.
- BATISTA, V. Z.; AGOTINHO, S.; LIMA, M. F.; MARQUES, M. V.; FREITAS, W. A. Associação de fácies e sistemas deposicionais da Formação Cariri, parte leste da Bacia do Araripe. **Estudos Geológicos**, v.23, n.2, 2013.
- BHATTACHARYA, J. P.; DAVIES, R. K. Growth faults at the prodelta to delta-front transition, Cretaceous Ferron sandstone, Utah. **Marine And Petroleum Geology**, v. 18, p. 525-534, 2001.
- BHATTACHARYA, J. P.; GIOSAN, L. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. **Sedimentology**, p. 187-210. 2003.
- BHATTACHARYA, J. P. Deltas. **Sepm Special Publication**, n. 84, p.237-292, 2006.
- BOGGS JUNIOR, S. **Principles of sedimentology and stratigraphy**. 4. ed. New Jersey: Pearson Prentice Hall, 662 p. 2006.
- BOULILA, S.; GALBRUN, B.; MILLER, K.G.; PEKAR, S.F.; BROWNING, J.V.; LASKAR, J.; WRIGHT, J.D. On the origin of Cenozoic and Mesozoic “third-order” Eustatic Sequences. **Earth Sciences Reviews**, n.109, p.94–112, 2011.
- BOUMA, A. H. **Sedimentology of Some Flysch Deposits**: Amsterdam (Elsevier), 168p. 1962.
- BOUMA, A. H. Key controls on the characteristics of turbidite systems. Geological Society, London, **Special Publications**, v. 222, n. 1, p. 9-22, 2004.
- BROOKFIELD M. E. The origin of boundaries in ancient aeolian sandstones. **Sedimentology**, v. 24, p. 303-332, 1977.
- CANUTO, J. R.; SANTOS, P. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Estratigrafia de sequência do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n.1, p. 107-116, 2001.

CASTRO, J. Estratigrafia de Sequências das Formações Campo Mourão (Parte Superior) e Taciba, Grupo Itararé, Leste da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p.255-260, 1999.

CATUNEANU, O.; WILLIS, A. J.; MIAL, A. D. Temporal significance of sequence boundaries. **Sedimentary Geology**, n. 121, p. 157-178, 1998.

CATUNEANU, O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. **Journal of African Earth Sciences**, v. 35, n. 1, p. 1-43, 2002.

CATUNEANU, O. **Principles of sequence stratigraphy**. (1st ed.) Elsevier, 375 p. 2006.

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J.P.; BLUM, M.D.; RALRYMPLE, R.W. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth Science Reviews**, v. 92, p. 1-33, 2009.

CATUNEANU, O.; GALLOWAY, W. E.; KENDALL, C. G. St. C; MIAL, A.D.; POSAMENTIER, H. W.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. **Newsletters on Stratigraphy**, Stuttgart, Alemanha, v. 44, n. 3, p. 173-245, 2011.

CHRISTIANO-DE-SOUZA, I. C.; RICARDI-BRANCO, F.; SILVA, A. M.; EL DASH, L. G.; FARIA, R. S. New approach for the study of paleofloras using geographical information systems applied to Glossopteris Flora. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 4, p. 681–689, 2014.

CLIFTON, H. E. A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: Posamentier H. W. e Walker R. G. (eds.). *Facies Models Revisited*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Oklahoma, **Special Publication**, n. 84, p. 293-337, 2006.

CORNER, G.D. A transgressive-regressive model of fjord-valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls. **SEPM Special Publications**, n.85, p.161–178, 2006.

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

GALLOWAY, W. E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: **Deltas, Models for Exploration** (Ed. M.L. Broussard), pp. 87–98. Houston Geological Society, Houston, 1975.

GALLOWAY, W. E. Accommodation and the sequence stratigraphic paradigm. **Reservoir: Canadian Society of Petroleum Geologists**, v. 31, n. 5, p. 9-10, 2004.

GORDON, M. Jr. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos**, DNPM/DGM, Rio de Janeiro, n. 38, p. 1-20, 1947.

HANSEN, L. Deltaic Infill of a deglaciated Arctic Fjord, east Greenland: sedimentary facies and sequence stratigraphy. **Journal of Sedimentary Research**, n. 74, p.422–437, 2004.

HELLERT, P.L.; PAOLA, C.; HWANG, I.-G.; JOHN, B. AND STEEL, R. Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin. Am. Assoc. Petrol. **Geol. Bulletin**, n.85, p. 817–838, 2001.

HUNT, D.; TUCKER, M. E. Stranded Parasequences and the Forced Regressive Wedge Systems Tract: deposition during base-level fall. **Sedimentary Geology**, v. 81, p. 1-9, 1992.

JACQUES, P. D.; MACHADO, R.; OLIVEIRA, R. G.; FERREIRA, F. J. F.; CASTRO, L. G.; NUMMER, A. R. Correlation of lineaments (magnetic and topographic) and Phanerozoic brittle structures with Precambrian shear zones from the basement of the Paraná Basin, Santa Catarina State, **Brazil. Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 1, p. 39–64, 2014.

LEOPOLD, L. B.; BULL, W. B. Base level, aggradation and grade. **American Philosophical Society, Proceedings**, v. 123, p. 168–202, 1979.

LOI, A.; GHIENNE, J.-F.; DABARD, M.P.; PARIS, F.; BOTQUELEN, A.; CHRIST, N.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; GORINI, A. The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high latitude storm-dominated shelf succession: the Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol**, n.296, p.332–358, 2010.

LOPES, R. C.; LAVINA, E. L.; SIGNORELLI, N. Fácies sedimentares e evolução paleoambiental do Supergrupo Tubarão na Borda Leste da Bacia do Paraná: uma seção regional nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. **Anais. Goiânia: SBG**, v.1, p. 206-218, 1986.

LYKAWKA, R. **Análise multiescalar da arquitetura deposicional dos sistemas fluviais da base da Formação Rio Bonito no paleovale Leão-Mariana Pimentel - Eopermiano da Bacia do Paraná - Rio Grande do Sul**. 156 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

MARTINI, I. P.; Rocha-Campos, A. C. Interglacial and early post-glacial, Lower Gondwana coal sequences in the Paraná Basin, Brazil. In: Ulbrich, H. & Rocha-Campos, A. C., **7º International Gondwana Symposium**, São Paulo, p. 317-336, 1991.

MEDEIROS, R.A.; THOMAZ, F.A. Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, 1973. **Anais. Aracaju: SBG**. v.3, p. 3-11, 1973.

MIALL, A. D. Architectural Elements and bounding Surfaces: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits: **Earth-Science Reviews**, v.22, p. 261-308, 1985.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits**: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. 4. ed. Berlim: Springer, 582 p. 1996.

MIALL, A. D. **Principles of Sedimentary Basin Analysis**. 3. ed. Berlin: Springer-verlag,. 616 p. 2000.

MIALL, A. D. **The Geology of Stratigraphic Sequences**. 2. ed. New York: Springer, 522 p. 2010.

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

MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. Sequences and Stratigraphic Hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Bol. IG USP**, Série Científica, v. 29, 173 p. 1998.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. In: MILANI, E.J.; RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M.; PESSOA NETO, O.C. (Eds.). *Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas*. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MITCHUM, R.M. Jr.; VAIL, P.R.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. **AAPG Memoir** 26, p. 53-62, 1977.

MULHOLLAND, J. W. Sequence Stratigraphy: Basic elements, concepts, and terminology. **The Leading Edge**. p. 36-40, 1998.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. 2. ed. Chichester, Uk ; Hoboken: Wiley-blackwell, 432 p, 2009.

NUTZ, A.; GHIENNE, J.-F.; SCHUSTER, M.; CERTAIN, R.; ROBIN, N.; ROQUIN, C.; RAYNAL, O.; BOUCHETTE, F.; DURINGER, PH AND COUSINEAU, P. Seismic-stratigraphic record of a deglaciation sequence: from the marine Laflamme Gulf to the Lake Saint-Jean (Late Quaternary, Quebec Province, Canada). **Boreas**, n.43, p.309–329, 2014.

POSAMENTIER, H. W.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In: WILGUS, C.K; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. St.C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (eds.). *Sea Level Changes—An Integrated Approach*. **SEPM Special Publication** v. 42, p. 125–154, 1988.

POSAMENTIER, H. W.; ALLEN, G. P. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. **Sedimentary Geology**, v. 86, n. 1-2, p. 91–109, 1993.

POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. **SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology**, n. 7, 210 p. 1999.

POWELL, R.D.; COOPER, J.M. A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves. In: Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins (Eds J.A. Dowdeswell and C. O Cofaigh), Geol. Society of London. **Special Publications**, n. 203, p. 215–244, 2002.

PUIGDOMENECH, C. G.; Carvalho, B.; Paim, P. S. G.; Faccini, U. F. Lowstand Turbidites and Delta Systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 4, p.529-544, 2014.

RAMOS, V. A.; JORDAN, T. E.; ALLMENDINGER, R. W.; MPODOZIS, C.; KAY, J. M.; CORTÉS, J. M.; PALMA, M. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. **Tectonics**, Washington, v. 5, n. 6, p. 855-880, 1986.

READING, H. G. **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. 3. ed. Oxford: Blackwell Publishing, 688 p. 1996.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics. Berlin: Springer - Verlag, 439 p. 1973.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. **Boletim IG-USP**, Sér. didát., São Paulo, n. 6, 1993.

RITCHIE, B.D., GAWTHORPE, R.L. AND HARDY, S. Three dimensional numerical modeling of deltaic depositional sequences 1: influence of the rate and magnitude of sealevel change. **Journal of Sedimentary Research**, n.74, p.203–220, 2004.

ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; RIGOTI, A.; KRAFT, R. P. Structural Styles of the Permian Reactivation of the Perimbo Fault Zone, Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, EUA, v. 16, n. 4, p. 287-300, 2003.

SAMPAIO, A. C. M.. **Sedimentologia e correlação cronoestratigráfica dos turbiditos da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) na faixa aflorante do centro catarinense**. 54 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro - Sp, 2013.

SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais. Porto Alegre: SBG**, v. 1, p. 41-65, 1974.

SILVA, D. R. A.; MISUZAKI, A. M.; ANJOS, S. M. C.; CONCEIÇÃO, R. V. O Método Radiométrico Rb-Sr Aplicado em Rochas Sedimentares o Exemplo da Bacia do Paraná, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 33, n. 1, p. 83–100, 2006.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **Geological Society of America Bulletin**, v 89, p. 181-191,1978.

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

TEIXEIRA, L.B. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: Melo, J.H.G., Terra, G.J.S. (eds.). **Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-americanas**. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 7 p. (Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, 20), 2001.

TOGNOLI, F. M. W. **Estratigrafia das sequências deposicionais do Grupo Guatá, borda leste da Bacia Do Paraná**. 112 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro - Sp, 2006.

VAN WAGONER, J. C., Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change (abs.): Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, **Annual Midyear Meeting**, v. 2, p. 91-92, 1985.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM R. M., CAMPION K. M. & RAHMANIAN V. D. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. **AAPG Methods in Exploration Series**, n. .7, v. 55, p.14. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990.

VESELY, F. F.; ASSINE, M. L. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé , norte do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 2, p. 219–230, 2004.

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

WEINSCHUTZ, L C; CASTRO, J C. Sequencias deposicionais da Formação Taciba (Grupo Itararé, Neocarbonífero a Eopermiano) na região de Mafra (SC), Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p.243-252, 2006.

WHITE, I.C. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I, p.1-300 ; Parte II, p. 301-617. (ed. Fac- similar), 1908.

ZACHARIAS, A. A. **Preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito, nordeste do Paraná.** 112 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Unesp, Rio Claro - Sp, 2004.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLF, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI V. T.; ZANOTTO O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: **Simpósio sul-brasileiro de geologia, III**, Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1: 441-473. 1987.

ZALÁN, P.V.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.N.; NETO, E.V.S.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, KOLATA, OLTZ, EIDEL (eds.) Interior cratonic basins. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, **AAPG Memoir 51**, p. 681-708, 1990.

ZIELINSKI, J.P.T & NASCIMENTO, S.M.. **Estratigrafia de sequências de sucessões sedimentares Permianas da borda sudeste da Bacia do Paraná, estado de Santa Catarina.** 95 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2014.