



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO ITARARÉ
(BACIA DO PARANÁ) REGIÃO DE PRESIDENTE GETÚLIO, SANTA CATARINA**

Victor Gualberto de Oliveira

Trabalho de Conclusão de Curso submetido a banca examinadora para a obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento

Florianópolis

2019

Ficha de identificação da obra

de Oliveira, Victor

EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO ITARARÉ (BACIA DO PARANÁ) REGIÃO DE PRESIDENTE GETÚLIO, SANTACATARINA / Victor de Oliveira; orientador, Marivaldo Nascimento, 2019. 70 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia, Florianópolis, 2019.

Inclui referências.

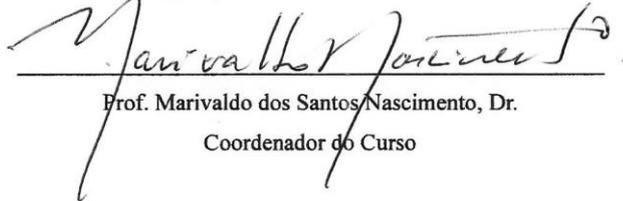
1. Geologia. 2. Grupo Itararé. 3. Bacia do Paraná. 4. Sistemas Depositionais. 5. Estratigrafia de Sequencias. I. Nascimento, Marivaldo. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. III. Título.

Victor Gualberto de Oliveira

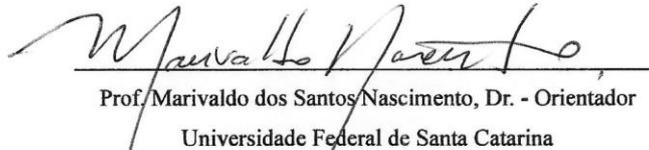
EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO ITARARÉ (BACIA DO PARANÁ) REGIÃO DE PRESIDENTE GETÚLIO, SANTA CATARINA

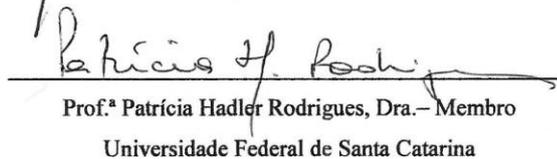
Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia, e aprovado em sua forma final pelo Coordenador do Curso de Geologia.

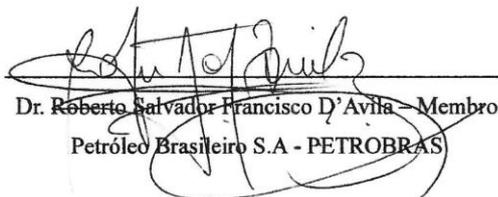
Florianópolis, 16 de dezembro de 2019.


Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr.
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:


Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr. - Orientador
Universidade Federal de Santa Catarina


Prof.ª Patrícia Hadler Rodrigues, Dra. - Membro
Universidade Federal de Santa Catarina


Dr. Roberto Salvador Francisco D'Avila - Membro
Petróleo Brasileiro S.A - PETROBRAS

Aos meus queridos pais e irmã

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer minha família por todo apoio incondicional, por me fazerem ser quem eu sou, por me incentivarem a batalhar todos os dias pelos meus sonhos. Agradeço minha mãe, Ana, por me ensinar a ter perseverança e nunca desistir, ao meu pai, Mauro, pela calma e tranquilidade, e a minha irmã e meu cunhado, Mariana e Raphael, pelos bons conselhos que me ajudaram ao longo deste caminho. Obrigado por estarem sempre juntos.

A Monica, por todo carinho, incentivo e companheirismo sem igual, por estar sempre do meu lado e por compartilhar as “pequenas grandes” coisas boas da vida. Tamo junto, no metter what!

Ao meu orientador, professor e amigo, Marivaldo, pela oportunidade em desenvolver este trabalho, pelos croquis inspiradores, pelas discussões sedimentológicas e por compartilhar seu conhecimento.

Aos professores Murilo Espindola, Luana Florisbal, Patrícia Rodriguez e Liliana Osako, por toda dedicação e aulas inspiradoras

Aos meus amigos de rocha Adilson, Djonathan, Fabiane, Rossana, Lorenza, Thayná, Baesso por todos os trabalhos de campo e momentos memoráveis na minha graduação.

Aos meus amigos do Laboratório de Bacias Sedimentares (LABAC): Jhow, Cristian, Tui, Dé, João Paulo, Veloso, Julia, Raul e André, pelo incentivo diário, discussões e cafés.

Aos meus amigos de vela Michel e Daniel, e a tripulação do veleiro ABSOLUTO, equipe a qual tive a honra de fazer parte durante boa parte da minha graduação.

À Universidade Federal de Santa Catarina, por todas as oportunidades que esta instituição me ofereceu ao longo da graduação.

Ao PFRH-PB 240 por viabilizar recursos financeiros para a realização das etapas de campo para coleta de dados.

Aos meus demais familiares e amigos que não foram citadas aqui, mas que compartilharam bons momentos e contribuirão com minha evolução. Gratidão!

Sucesso vem de saber que você fez o seu melhor
para tornar-se o melhor que você é capaz de ser
(Bruno Fontes, 2019)

RESUMO

Um mapeamento lito-estratigráfico na escala de 1:25.000, realizado na região do município de Presidente Getúlio-SC, foi baseado na análise estratigráfica de detalhe de sequências deposicionais glaciogênicas das formações Campo Mourão e Taciba, unidades intermediária e superior do Grupo Itararé (registro permocarbonífero da Bacia do Paraná). Foram definidas 17 litofácies compostas principalmente por pelitos diamictitos e arenitos finos a grossos com ampla variedade de estruturas sedimentares, em pacotes com geometrias tabulares, lenticulares a amalgamadas. Estas litofácies foram agrupadas em cinco associações de fácies e definem subambientes de um amplo sistema em fiorde, relacionados a ciclos de transgressão-regressão glacio-influenciados. São esses: depósitos marinho / glaciomarinho profundo (AF1), depósitos de complexos turbidíticos (AF2), depósitos de leques de *outwash* subaquosos (AF3), depósitos de prodelta (AF4) e depósitos de frente deltaica (AF5). A partir dessas associações de fácies, foram interpretadas cinco unidades deposicionais inseridas em Tratos de Sistemas relacionados ao estágio do último ciclo glacial registrado no Grupo Itararé. Esses Tratos são: (i) Trato de Sistema Transgressivo interglacial (TSTi) – é limitado na base por uma não-conformidade com o embasamento pré-cambriano e, ao topo, pela superfície de inundação máxima, sendo composto por depósitos glaciomarinhos profundos e turbiditos delgados associados. Esse Trato é representativo do início do preenchimento do sistema em fiorde por evento de inundação e litoestratigraficamente pertence ao Membro Lontras; (ii) Trato de Sistema de Nível em Queda glacial (TSNQg) – limitado na base pela superfície basal de regressão forçada e, ao topo, pela superfície de erosão glacial, constituído por depósitos turbidíticos, vinculados ao início do avanço glacial, sendo pertencente ao Membro Rio Segredo; (iii) Trato de Sistemas de Nível Baixo máximo glacial (TSNBmg) – é limitado na base através da superfície de erosão glacial e, ao topo, pela superfície transgressiva, representativo do estágio de glaciação máxima durante extremo rebaixamento do nível de base, com evidências de deformações glaciectônicas e depósitos relacionados a leques de *outwash* subaquoso, que evoluem lateralmente para sistemas turbidíticos, pertencentes aos membros Chapéu do Sol e Rio Segredo; (iv) Trato de Sistemas Transgressivo deglacial (TSTd) – limitado na base pela superfície transgressiva e, ao topo, pela superfície de inundação máxima, é composto por depósitos marinho profundo, e registra a retração das geleiras para porções continentais; por fim, (v) Trato de Sistemas de Nível Alto pós glacial (TSNApg) – limitado na base pela superfície de inundação máxima, compreende o final da glaciação e preenchimento total do sistema em fiorde através do desenvolvimento de um sistema deltaico de nível alto. Litoestratigraficamente, os Tratos TSTd e TSNApg estão inseridos no Membro Rio do Sul.

Palavras-chave: Grupo Itararé. Bacia do Paraná. Glaciação Permocarbonífera. Paleoambientes. Evolução Estratigráfica.

ABSTRACT

A litho-stratigraphy map in 1:25.000 scale, in the Presidente Getúlio region, Santa Catarina State, was elaborated based on high-resolution stratigraphic analysis of glaciogenic sequences of the Campo Mourão and Taciba Formations, respectively intermediate and upper units of the Itararé Group (permocarboniferous record of the Paraná Basin). 17 lithofacies were defined, predominantly composed by mudstones, fine- to coarse-grained diamictites and also sandstones, presenting a wide variety of sedimentary structures, with tabular, lenticular and amalgamated geometries. The lithofacies were grouped into five facies associations which define sub-environments linked to glacial-influenced transgression-regression cycles in a fjord system. These Facies Associations are: Marine / Glacial-marine Facies Association (FA1), Turbidites Complexes Facies Association (FA2), Subaqueous Outwash Fan Facies Association (FA3), Prodelta Facies Association (FA4), and Delta Front Facies Association (AF5). Five depositional units were interpreted as Systems Tracts: (i) Interglacial Transgressive System Tract (iTST) – limited at the base by an unconformity and at the top by a Maximum Flooding Surface. This system tract consists of glaciomarine deposits associated with thin turbidites beds, representative of the onset of the fjord system flood-fill, lithostratigraphically is related to Lontras Member; (ii) Glacial Falling-stage System Tract (gFSST) – limited at the base by a Basal Surface of Forced Regression and at the top by a Glacial Surface of Erosion, it is composed by turbidites complexes, related to the onset of the glacial advance, and belongs to Rio Segredo Member; (iii) Maximum Glacial Lowstand Systems Tract (mgLST) – limited at the base by a Glacial Surface of Erosion and at the top by a Transgressive Surface, representative of the Maximum Glacial Stage during the Maximum Low-stand Base Level, with glaciotectonic deformation and deposits related to subaqueous outwash fans evolving laterally to turbidity systems, linked to Chapéu do Sol and Rio Segredo members; (iv) Deglacial Transgressive Systems Tract (dTST) – limited at the base by a Transgressive Surface and at the top by a Maximum Flooding Surface, and consists of marine deposits, recording glaciers retraction to continental areas; finally, (v) Post-Glacial Highstand System Tract (pgHST) – limited at the base by a Maximum Flooding Surface, it comprises the end of the glaciation event and the total fjord system fill, lithostratigraphically related to Rio do Sul Member.

Keywords: Itararé Group. Paraná Basin. Permocarboniferous glaciation. Paleoenvironments. Stratigraphy Evolution

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: A) Localização do município de Presidente Getúlio (da área de estudo) no Vale do Itajaí, estado de Santa Catarina, com as principais vias de acesso; B) Ortofoto unido ao Modelo Digital de Terreno para a região do município de Presidente Getúlio, com a localização dos afloramentos estudados e principais vias. | 3 |
| Figura 2: Mapa simplificado da Bacia do Paraná e sua divisão em Supersequências. | 4 |
| Figura 3: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, com destaque para a Supersequência Gondwana I. . | 6 |
| Figura 4: Fluxograma dos métodos utilizados na pesquisa (inspirando em Catuneanu 200), Catuneanu <i>et al.</i> , 2009, e Dalrymple, 2010). | 8 |
| Figura 5: Bloco diagrama dos principais ambientes glaciais e subambientes associados. | 12 |
| Figura 6: Fácies e modelo deposicional para sistemas de leques glaciomarinhos proximais: (1) Sedimentos marinhos glacioteconizados; (2) tilito de deformação; (3) depósitos de diamictito estratificado; (4) sedimentos finos de <i>ice-rafted</i> ; (5) canais cascalhosos e arenosos de leques submarinos; (6) depósitos de movimento de massa; (7) sedimentos de <i>rain-out</i> , e (8) sedimentos de frente de geleira. | 13 |
| Figura 7: Modelo de fluxos gravitacionais de massa e de sedimento mais comuns em ambientes subaquosos. Segundo este esquema, um fluxo coesivo, por exemplo, pode evoluir para corrente de turbidez, conforme perde coesão. | 14 |
| Figura 8: Trajetórias das partículas em fluxo laminar (A) e fluxo turbulento (B). | 14 |
| Figura 9: Modelos para a subdivisão dos fluxos densos subaquosos em fluxos coesivos e friccionais (Mulder & Alexander, 2001). | 16 |
| Figura 10: Fluxograma dos fatores alogênicos que controlam a sedimentação em uma bacia e suas relações com o fluxo de energia, suprimento sedimentar, espaço de acomodação e tendências deposicionais. | 17 |
| Figura 11: (A) Situação inicial, com o nível do mar “estável”; (B) Transgressão da linha de costa, que exibe um padrão retrogradacional das fácies; e (C) Regressão da linha de costa, que exibe um padrão progradacional das fácies | 18 |
| Figura 12: Ciclo de Regressão-Transgressão completo com base nas mudanças do nível de base e da taxa de sedimentação. | 19 |
| Figura 13: Relação entre os ciclos de variação do nível de base e as superfícies estratigráficas. | 20 |
| Figura 14: Arquitetura detalhada dos tratos de sistemas e superfícies estratigráficas associadas. | 24 |
| Figura 15: Destaque da Supersequência Gondwana I e sua unidade inferior, Grupo Itararé, retirados da carta estratigráfica da Bacia do Paraná | 25 |
| Figura 16: Mapa lito-estratigráfico para a região do Município de Presidente Getúlio/SC, elaborado e. | 27 |
| Figura 17: Diagrama de rosetas das principais direções dos lineamentos foto-interpretados e de | |

| | |
|---|----|
| estruturas tectônicas medidas em campo, indicando um predomínio da direção NW-SE, relacionada ao Lineamento Rio Hercílio..... | 28 |
| Figura 18: Seções colunares dos afloramentos das formações Campo Mourão e Taciba na região de Presidente Getúlio, agrupadas em associações de fácies e suas proporções estratigráficas de ocorrências. | 30 |
| Figura 19: A) B) Seção colunar do afloramento BP.99 com as litofácies dos depósitos glaciomarinho marinho profundo; C) folhelho negro com laminação plano-paralela regularmente espaçadas (litofácies <i>Fl</i>), intercaladas com siltito cinza maciço (litofácies <i>Fm</i>); D) seixo caído (<i>rain-out</i> : litofácies <i>Fld</i>); E) grânulos mostrando sentido de corrente fundo (litofácies <i>Fld</i> : diamictito laminado); F) estrutura do tipo <i>cone-in-cone</i> ; G) turboglifos observados em camadas de siltito maciço, indicando fluxo turbulento desacelerante (T); H) Icnofóssil do gênero <i>Cruziana</i> sp. (notar a impressão de grânulos caídos associados) | 32 |
| Figura 20: A) Sucessão de ritmitos tabulares (litofácies <i>Flv</i>) registrada no afloramento BP.224; B) Detalhe da litofácies <i>Flv</i> , com destaque para laminação plano-paralela regularmente espaçadas..... | 33 |
| Figura 21: A) Vista panorâmica do afloramento com a localização da seção colunar; B) Seção colunar para os depósitos de complexos turbidíticos delgados e sucessão das litofácies com intervalos na sequência de Bouma incompleta (Tc-Td-Te); C) arenito fino com laminações cruzadas de corrente (litofácies <i>Sr/Tc</i>); D) arenito fino com lamina plano-paralelas (litofácies <i>Sh</i> ; intervalo <i>Tb</i>); E) intercalação de ritmitos com espessamento ascendente dos siltitos; e F) Turboglifos gerados de corrente de turbidez..... | 35 |
| Figura 22: A) Vista panorâmica do afloramento BP.166 com a relação lateral dos arenitos maciços e camadas de siltito-argilito laminados, tabulares; B) Seção colunar do afloramento com a sucessão de litofácies; C) arenitos maciços na forma de amplos canais (litofácies <i>Sm/S1</i>), truncando as camadas de siltito-argilito laminados, tabulares e folhelhos laminados (litofácies <i>Fl/Td-e</i>). | 36 |
| Figura 23: A) Deformações glaciotectônicas em leques submarinos, resultante do avanço glacial, limitados na base pela Superfície de Erosão Glacial, registrada no afloramento BP.254; B) Detalhe da dobra recumbente, relacionada a deformação sin-sedimentar durante o avanço glacial. | 37 |
| Figura 24: A) Seção panorâmica do afloramento BP.115 dos depósitos de leques de <i>outwash</i> subaquosos, com ilustração da composição da seção colunar (em vermelho), as principais litologias e suas geometrias (amalgamadas, lenticulares e tabulares) e superfície limítrofe SEG (Superfície de Erosão Glacial entre os depósito turbidíticos (AF2) deformados por avanço e sobrepeso das geleiras; B) Seção colunar do afloramento dos depósitos de leques de <i>outwash</i> , evidenciado os ciclos de granodecrescência ascendente (<i>finning upward</i>) relacionados a episódios de retração e derretimento das geleiras; C) Conglomerado maciço sutilmente estratificado de matriz arenosa (<i>Gml</i>); D) Arenitos finos com laminações cruzadas por corrente (<i>current ripples</i> ; <i>Sr</i>); E) Siltitos laminados (<i>Fl</i>), intercalando com diamictitos maciços (<i>Dmm</i>) na base da sucessão; F) Diamictitos maciços (<i>Dmm</i>); G) Clastos extrabaciais das fácies <i>Dmm</i> ; H) Diamictitos estratificados (<i>Dml</i>). | 40 |

| | |
|--|----|
| Figura 25: A) Seção panorâmica do afloramento BP154 dos depósitos de prodelta distais, com destaque em vermelho para o levantamento da seção; B) Seção colunar do afloramento BP.154; C) Camadas de arenitos fino maciços (litofácies Sm), intercaladas em camadas de siltito maciço e laminado (litofácies Fm e Fl) devido a fluxos hiperpicnais relacionados a eventos de maior descarga fluvial. C) Sucessão de arenito muito fino, siltito e folhelho laminados. D) Sucessão de arenito fino siltico com filmes argilosos intercalados, com acamamento suavemente ondulado, internamente, com laminação ondulada horizontal truncada por onda (<i>hummocky</i> : HSC). | 43 |
| Figura 26: A) Depósitos de prodelta base (AF4) em contato abrupto com depósitos de frente deltaica (AF5); B) heterolito laminado (siltito-argilito) com níveis de acamadamento lenticular (<i>linssen</i>) (Hi, argila>areia); traços de icnofósseis do gênero <i>Zoophycos</i> sp. (C) e icnofácies <i>Nerite</i> sp. (D) (Afloramento BP.235). | 44 |
| Figura 27: A) Seção colunar do afloramento BP.114, depósitos progradantes de frente deltaica evidenciados por ciclos de granocrescência ascendente (<i>coarsing upward</i>) e aumento na proporção de pacotes arenosos para o topo; B) Camadas amalgamadas a tabulares de heterolitos de prodelta (Hi), progradando para heterolitos de frente deltaica na base da sucessão; C) Pacotes arenosos de geometria tabular ao topo da sucessão; D) Heterolitos com acamadamento <i>wavy</i> (Hw; argila=areia); E) Heterolitos com acamadamento <i>flaser</i> (Hf; areia>argila) com estruturas <i>current ripples</i> ; F) Arenitos convolutos com perda total da estrutura interna (Sf); G) Arenito fino com laminações cruzadas de baixo ângulo tipo <i>hummocky</i> (Shc); Arenito fino com laminações <i>current ripples</i> (Sr); Arenito fino a médio com laminações <i>wavy ripples</i> (So); Arenito fino a médio com laminações plano-paralela a baixo ângulo (Sh). | 46 |
| Figura 28: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional um (UD-1), desenvolvido durante o Trato de Sistema Transgressivo (TST), em estágio interglacial. | 49 |
| Figura 29: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional dois (UD-2), desenvolvido durante o Trato de Sistema de Nível em Queda (TSNQ), em estágio glacial..... | 51 |
| Figura 30: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional três (UD-3), desenvolvido durante o Trato de Sistema de Nível Baixo (TSNB), em estágio de máximo glacial. | 52 |
| Figura 31: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional quatro (UD-4), desenvolvido durante o Trato de Sistema de Transgressivo (TST), em estágio deglacial. | 53 |
| Figura 32: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional cinco (UD-5), desenvolvido durante o Trato de Sistema de Nível Alto (TST), em estágio pós-glacial. | 54 |
| Figura 33: (A) Unidades litoestratigráficas e sistemas deposicionais, (B) trajetória da linha de costa e evolução estratigráfica, e C) Evolução sequencial das formação Campo Mourão e Taciba na região do município de Presidente Getúlio..... | 56 |

ÍNDICE DE QUADROS

| | |
|---|----|
| Quadro 1: Propostas de Schneider <i>et al.</i> , (1974) e França e Potter (1988) para subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé..... | 26 |
| Quadro 2: Divisão das unidades deposicionais e seus respectivos estágios glaciais, tratos de sistemas, associação de fácies presentes e afloramentos..... | 48 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1: Litofácies sedimentares das formações Campo Mourão e Taciba na região de Presidente Getúlio-SC, Bacia do Paraná..... | 30 |
| Tabela 2: Associação de Fácies definidas para os afloramentos estudados | 30 |

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 1.1. OBJETIVOS..... | 1 |
| 1.1.1. Objetivo geral..... | 1 |
| 1.1.2. Objetivos específicos..... | 2 |
| 1.2. JUSTIFICATIVA..... | 2 |
| 1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS..... | 2 |
| 2. CONTEXTO GEOLÓGICO – A BACIA DO PARANÁ..... | 4 |
| 2.1. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO..... | 5 |
| 2.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL..... | 7 |
| 3. MATERIAIS E MÉTODOS | 8 |
| 3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO..... | 8 |
| 3.2. TRABALHOS DE CAMPO..... | 8 |
| 3.3. ANÁLISE FACIOLÓGICA..... | 9 |
| 3.4. MAPEAMENTO E ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA..... | 10 |
| 4. REVISÃO CONCEITUAL..... | 11 |
| 4.1. AMBIENTES GLACIAIS..... | 11 |
| 4.1.1. Sistemas deposicionais glaciomarinhos..... | 12 |
| 4.2. DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS..... | 13 |
| 4.3. FATORES QUE CONTROLAM A SEDIMENTAÇÃO..... | 17 |
| 4.4. NÍVEL DE BASE..... | 17 |
| 4.5. TRAJETÓRIAS DA LINHA DE COSTA..... | 18 |
| 4.6. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS..... | 20 |
| 4.6.1. Superfícies conceituais..... | 21 |
| 4.7. TRATOS DE SISTEMAS..... | 22 |
| 5. RESULTADOS..... | 25 |
| 5.1. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO..... | 25 |
| 5.2. FÁCIES SEDIMENTARES E ASSOCIAÇÕES DE FACIES..... | 28 |
| 5.2.1. Associação de fácies glaciomarinho / marinho profundo (AF1)..... | 31 |
| 5.2.2. Associação de Fácies de complexos turbidíticos (AF2)..... | 33 |
| 5.2.3. Associação de Fácies de Leques de <i>Outwash</i> Subaquosos (AF3)..... | 39 |
| 5.2.4. Associação de Fácies de Prodelta (AF4)..... | 42 |
| 5.2.5. Associação de Fácies de Frente Deltaica (AF5)..... | 45 |
| 6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS..... | 48 |
| 6.1. UNIDADES DEPOSICIONAIS E TRATOS DE SISTEMAS..... | 48 |

| | |
|---|-----------|
| 6.1.1. Unidade Depositional Interglacial (UD1)..... | 48 |
| 6.1.2. Unidade Depositional Glacial (UD2)..... | 50 |
| 6.1.3. Unidade Depositional Máximo Glacial (UD-3)..... | 51 |
| 6.1.4. Unidade Depositional Deglacial (UD4)..... | 52 |
| 6.1.5. Unidade Depositional Pós-Glacial (UD5)..... | 53 |
| 7. CONCLUSÃO..... | 55 |
| 8. REFERÊNCIAS..... | 58 |

1. INTRODUÇÃO

As rochas sedimentares do Grupo Itararé no leste da Bacia do Paraná estão entre os depósitos glaciogênicos mais importantes do Supercontinente Gondwana. Esses estratos são fundamentais para a compreensão da glaciação paleozoica tardia e reconstituição da deriva continental. Ainda existem grandes desafios para se estabelecer um modelo conceitual dos processos deposicionais, deformacionais e erosivos relacionados à evolução das sucessões sedimentares do Grupo Itararé, assim como relacioná-las aos períodos sistemáticos de clima frio (glacial) e quente (pós-glacial). A análise faciológica e estratigráfica de alta resolução das Formações Taciba e Campo Mourão (Grupo Itararé) constitui um importante avanço na compreensão dos processos e ambientes envolvidos durante os estágios de sedimentação permocarboníferos na Bacia do Paraná.

O Grupo Itararé registra sedimentação quando o Supercontinente Gondwana se encontrava em altas latitudes (MILANI et al., 2007) e sua evolução paleoambiental tem sido foco de muitas pesquisas por ser fundamental no reconhecimento de superfícies estratigráficas genéticas regionais, tendo em vista a compreensão de ciclos de progradação e retrogradação de suas unidades deposicionais (SHENEIDER et al., 1974; FRANÇA & POTTER, 1988; CANUTO, SANTOS, ROCHA-CAMPOS, 2001; VESELY & ASSINE, 2004; VESELY & ASSINE, 2006). O registro glacial nestas formações se encontra restrito a intervalos estratigráficos associados a episódios importantes que envolvem o aumento do nível do mar durante períodos interglaciais ou pós-glaciais, nos quais diversos vales glaciais costeiros nas margens desta bacia foram totalmente inundados a partir de sistemas de fiordes. Sob esta perspectiva, neste trabalho são apresentados dados faciológicos e estratigráficos, obtidos em afloramentos das formações Campo Mourão e Taciba, que incluem depósitos glacio-relacionados e pós-glaciais, que ocorrem na borda leste da Bacia do Paraná, região de Presidente Getúlio (Figura 1). Nesta região, ocorrem amplas exposições de folhelhos, siltitos, arenitos e diamictitos ao longo das estradas e escarpas de relevo, com condições favoráveis ao estudo sedimentológico e estratigráficos de alta resolução.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo geral

O objetivo principal desta pesquisa foi reconstituir os paleoambientes e propor um modelo estratigráfico evolutivo para as sucessões sedimentares que compõem as formações Taciba e Campo Mourão (Grupo Itararé) na região do município de Presidente Getúlio, centro-leste do Estado de Santa Catarina.

1.1.2. Objetivos específicos

Os objetivos específicos foram: (1) caracterizar os processos sedimentares deposicionais envolvidos na formação dos estratos e analisar a distribuição espacial das litofácies; (2) determinar as associações das litofácies geneticamente relacionadas e relacionar seus padrões diagnósticos aos ambientes deposicionais; (3) caracterizar os aspectos arquiteturais dos estratos sedimentares; (4) discutir a relação entre os padrões deposicionais e as mudanças no aporte sedimentar e espaço de acomodação; e (5) determinar superfícies estratigráficas genéticas e os tratos de sistemas.

1.2. JUSTIFICATIVA

As rochas sedimentares das Formações Taciba e Campo Mourão (Grupo Itararé) registram a transição glacial para pós-glacial paleozoica tardia na Bacia do Paraná. Na borda leste dessa bacia, especialmente, no estado de Santa Catarina, estas unidades compreendem extensas exposições constituídas na base por intervalos estratigráficos dominados por diamictitos laminados, turbiditos distais e folhelhos, sucedidos por um intervalo intermediário composto de arenitos, diamictitos espessos, turbiditos espessos e folhelhos. Um intervalo superior é dominado por extensos pacotes de arenitos, folhelhos e turbiditos associados. Estudos faciológicos e arquiteturais preliminares têm evidenciado que algumas destas sucessões sedimentares ocorrem confinadas a estruturas tectônicas regionais do embasamento e apresentam padrões sedimentares que indicam fluxo direcionados conforme estas estruturas. A presença de traços fósseis em leitos argilosos em diversos níveis estratigráficos desta sucessão sedimentar sugere influência marinha. O tamanho dos traços-fósseis e a baixa diversidade em comparação com o esperado em ambientes totalmente marinhos indica condições paleoambientais que possam estar relacionados a sistemas de fiordes, onde se desenvolveram estes intervalos estratigráficos (HOLZ, 1999; NETTO, 2009).

Os fiordes compreendem uma complexa relação de fácies que incluem tilitos e diamictitos ressedimentados, sedimentos finos transgressivos, diferentes tipos de depósitos de fluxo de massa (fluxo de detritos, turbiditos e leques de *outwash*), e depósitos deltaicos que podem gradar para sistemas fluviais formados durante as fases finais do preenchimento do fiorde. O arcabouço sedimentar estratigráfico do Grupo Itararé na região de Presidente Getúlio-SC, proporciona uma oportunidade ímpar para investigar esses ambientes deposicionais.

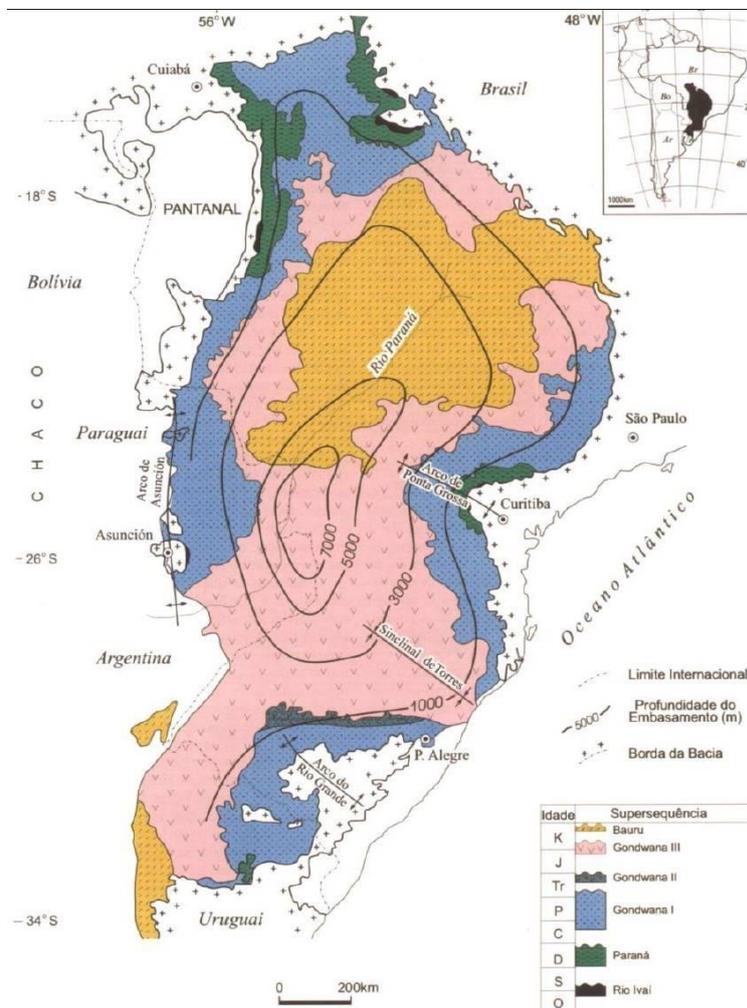
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área em que os afloramentos ocorrem está localizada no Município de Presidente Getúlio,

2. CONTEXTO GEOLÓGICO – A BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná compreende uma ampla região sedimentar do continente sul-americano, com uma área de aproximadamente 1,5 milhão de quilômetros quadrados e abrange porções territoriais do Brasil meridional, leste do Paraguai, nordeste da Argentina e norte do Uruguai. Sua geometria ovalada possui eixo maior NW-SE, definido por limites erosivos relacionados à tectônica meso-cenozoica atuante no continente (Figura 2; MILANI, 2004). O registro estratigráfico da bacia ocorreu durante o intervalo Ordoviciano a Cretáceo, e totalizam um pacote sedimentar-magmático que atinge aproximadamente 7.000 metros de espessura em seu depocentro, e coincide com a calha principal do Rio Paraná (MILANI et al., 2007).

Figura 2: Mapa simplificado da Bacia do Paraná e sua divisão em Superseqüências.



Fonte: Milani, 2004.

2.1. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

A primeira coluna estratigráfica da Bacia do Paraná foi proposta pelo geólogo norte-americano Israel C. White em 1908, através de exposições na região da Serra do Rio do Rastro, em Santa Catarina. A partir deste pioneirismo, diversos autores realizaram investigações de grande relevância regional como: Northfleet, Medeiros e Mühlmann (1969); Schneider et al. (1974), Zálan et al. (1990); Milani (1997) e Milani et al. (2007).

Baseado nos princípios de supersequências de Vail, Todd e Sangree (1977), a Bacia do Paraná é atualmente dividida em seis unidades de escala regional (MILANI, 1997): Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Supersequência Paraná (Devoniano), Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico), Supersequência Gondwana III (Neojurássico a Eocretáceo) e Supersequência Bauru (Neocretáceo) (Figura 2 e 3). As supersequências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I estão associadas a ciclos transgressivos e regressivos devido às variações relativas do nível do mar ocorridas durante o Paleozoico e início do Mesozoico enquanto que as Supersequências Gondwana II, Gondwana III e Bauru estão relacionadas a sedimentação continental com magmatismo associado (Formação Serra Geral).

2.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Devido ao posicionamento geotectônico atual e suas características tectono-sedimentares, a Bacia do Paraná é considerada uma bacia do tipo intracratônica (MILANI et al., 1998). Porém o fato de sua sedimentação ser suportada por um embasamento consolidado, não implica em uma condição permanente e imutável desde sua instalação. A evolução da Bacia do Paraná, foi influenciada por ativos cinturões colisionais situados na borda sudoeste do Gondwana, interferindo diretamente na subsidência e criação de espaço deposicional ao longo de todo o Fanerozoico (MILANI, 1997).

De acordo com Zálan et al. (1987), a instalação e subsidência da bacia está vinculada à contração térmica resultante do final do Ciclo Brasileiro. Fúlfaro et al. (1982) propuseram e que a sedimentação da bacia esteve relacionada à um conjunto de falhas aulacogênicas orientadas na direção NW-SE. Segundo Milani (1997), os esforços compressionais originados pela Orogenia Oclóyica geraram depressões alongadas de direção NE-SW, onde se instalou a primeira unidade da Bacia do Paraná, a Supersequência Rio Ivaí.

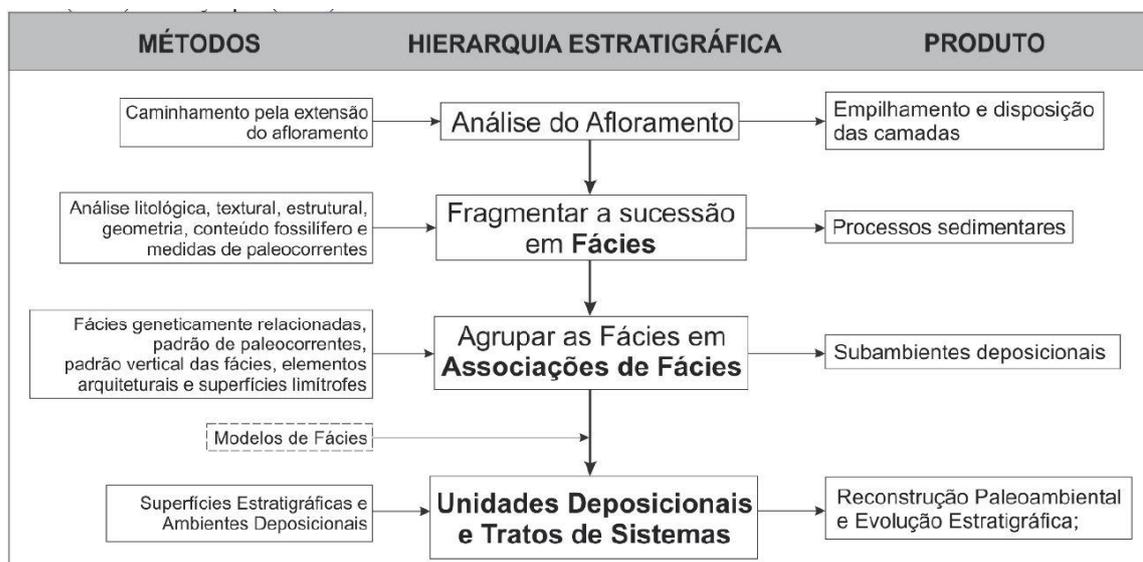
Por ser classificada como uma bacia do tipo intracratônica, os lineamentos e zonas de falhas observadas na Bacia do Paraná estão principalmente associados a reativação de estruturas do embasamento, e é caracterizado por três sistemas de falhas principais: NW-SE, NE-SW e E-W (ZÁLAN et al., 1990),

Estruturas com direção NE-SW são atribuídas à lineamentos estruturais dos cinturões brasileiros relacionados a eventos colisionais que levaram à formação do Supercontinente. Estruturas com direção NW-SE apresentam feições de reativação que são atribuídas a eventos tectônicos da quebra do Supercontinente Gondwana (Juro-Cretáceo), permitindo o alojamento de diques e soleiras do magmatismo Serra Geral. Os lineamentos E-W são relacionados aos esforços litosféricos decorrentes da abertura do Oceano Atlântico Sul.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o estudo de rochas sedimentares, se faz necessário o emprego de diversas técnicas em diferentes escalas de observação. O fluxograma conforme figura 4 (MANNA, 2017), exhibe de forma sequenciada os principais métodos utilizados e seus respectivos produtos, baseado principalmente nos trabalhos de Catuneanu (2006), Catuneanu et al. (2009) e Dalrymple (2010).

Figura 4: Fluxograma dos métodos utilizados na pesquisa (inspirado em Catuneanu 2006), Catuneanu *et al.*, 2009, e Dalrymple, 2010).



Fonte: Manna, 2017.

3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Durante todo o desenvolvimento da pesquisa foi realizado consulta a livros, teses e artigos científicos (ver relação bibliográfica do TCC), sobre assunto como: 1) evolução tectônica e estratigráfica da Bacia do Paraná no Permocarboníferos; 2) modelo de fácies sedimentares glaciais e seus ambientes sedimentares associados; e 3) modelos de estratigrafia de sequência.

3.2. TRABALHOS DE CAMPO

Os dados faciológicos e arquiteturais foram registrados durante a realização de quatro etapas de campo, cada uma com duração de 2 a 3 dias, realizadas em março e abril de 2017, e maio e outubro

de 2018. Foram analisados afloramentos em cortes de estradas, em taludes de loteamentos residenciais e escarpas de relevo com ampla continuidade lateral e vertical, localizados no município de Presidente Getúlio. Nos afloramentos foram confeccionadas seções colunares com escala 1:100, que contêm os atributos faciológicos como: textura de grãos, estrutura sedimentar, mineralogia, geometria de camadas, conteúdo fossilífero (quando presentes) e registro de paleocorrentes. O registro fotográfico dos afloramentos foi realizado para tratamento das estruturas das fácies descrita, em escala de detalhe, e confecção de fotomosaicos. As coordenadas dos afloramentos foram registradas em coordenadas UTM *datum* SIRGAS 2000, fuso 22 sul, com GPS e lançadas no mapa litoestratigráfico elaborado para a região.

3.3. ANÁLISE FACIOLÓGICA

Fácies sedimentar é definida por um conjunto de características específicas de uma rocha sedimentar ou depósito sedimentar e que se refere aos processos de transporte, deposição e/ou diagênese próprios de um determinado ambiente ou bacia sedimentar. Os estudos de fácies sedimentares estão ligados à necessidade de se determinar os processos transporte e deposição em um local específico de um sistema deposicional (CATUNEANU, 2006; HOLZ, 2012)

As fácies sedimentares foram descritas e codificadas segundo os critérios propostos por Miall (1979), porém adaptados neste trabalho para depósitos de origem glacial (EYLES *et al.*, 1983). O código da fácies é formado por duas a três letras, onde: a primeira letra, maiúsculo, refere-se ao tamanho do grão e/ou litologia predominante (por exemplo: D *diamictit* (diamictito), S: *sand* (areia) e F: *fine-grained* (silte ou argila); a segunda, ou possível terceira letra, em minúsculo, referem-se a estruturas sedimentares principal e outra peculiaridade, por exemplo: Dmm: diamictito maciço e Sr: arenito com laminação de corrente unidirecional.

Segundo Collinson (1996), fácies geneticamente relacionadas com algum significado ambiental, podem ser agrupadas em associações de fácies, e permitem interpretar sistemas deposicionais. Após a definição das associações de fácies, as mesmas foram analisadas com base nas relações espaciais, considerando a geometria (interna e externa).

Medidas de paleocorrentes são importantes indicadores de dispersão sedimentar e indicadores de área-fonte com relação ao sítio deposicional, portanto fundamentais para a compreensão da evolução dos sistemas deposicionais em uma bacia. Foram obtidas medidas de paleocorrentes em estruturas sedimentares, como: laminação cruzada por corrente (*current ripples*) e marcas de sola (turboglifos).

3.4. MAPEAMENTO E ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

O mapeamento estratigráfico foi realizado na escala 1:25.000 (Figura 16) e contou com a utilização de dados de campo, foto interpretados em imagens aéreas e modelos digitais de elevação (MDE). Estas imagens foram obtidas do aéreo-levantamento da Secretaria de Desenvolvimento Sustentável (SDS) de 2010, que foram processados no software *Qgis* 2.18 para visualização espacial e fechamento de zonas homólogas.

A análise estratigráfica e definição de superfícies estratigráficas, assim como a definição de padrões de empilhamento estratal, teve como base os princípios da estratigrafia de sequências de Posamentier & Allen (1999), Catuneanu (2006), Catuneanu & Zecchin (2011) e Zecchin, Catuneanu e Rebesco, (2015). As superfícies estratigráficas genéticas são os limites dos tratos de sistemas (CATUNEANU et al. 2009) e foram usadas para individualizar sistemas deposicionais e os tratos de sistemas, com consequente elaboração de um modelo estratigráfico evolutivo.

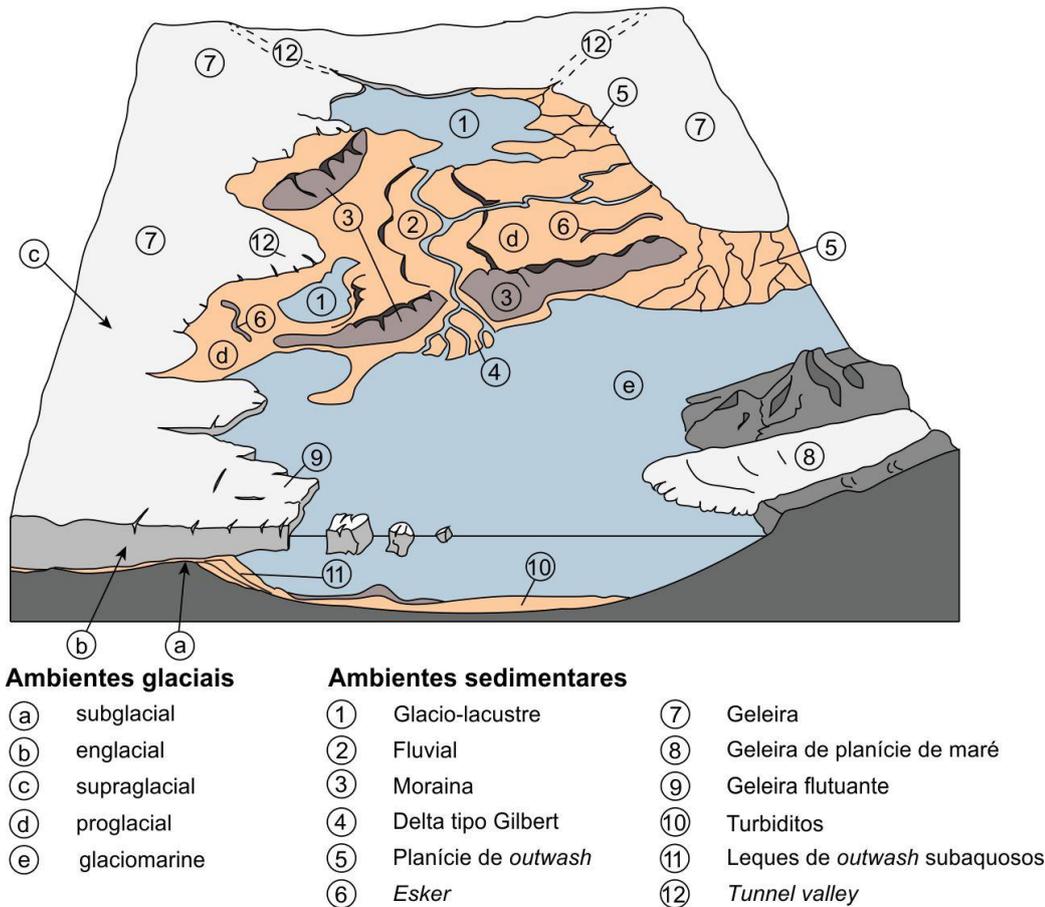
4. REVISÃO CONCEITUAL

4.1. AMBIENTES GLACIAIS

Ambientes glaciais (*lato sensu*) são locais onde as geleiras e a água de degelo são os principais agentes de transporte e deposição de sedimentos (MILLER, 1996). Esses ambientes se desenvolvem em contato direto com a geleira ou influenciados por geleiras, e são geneticamente divididos em quatro subambientes ou zonas glaciais: *zona supraglacial*, *zona intraglacial*, *zona subglacial* e *zona proglacial* (Figura 5).

A *zona supraglacial* compreende a porção superior às massas de gelo, geralmente influenciada por variações sazonais, possuindo baixa preservação no registro geológico. A *zona intraglacial* está relacionada ao interior da geleira e é responsável pela entrada e transporte de sedimentos. A *zona subglacial* (ou basal), constitui a porção inferior das geleiras e é influenciada pelo contato direto entre o substrato e a geleira, onde ocorrem os principais processos de erosão e deposição relacionados ao ambiente glacial. Por fim, a *zona proglacial* que abrange tanto as zonas de contato com as geleiras (*ice contact zone*), quanto suas regiões periféricas, desde haja influência do gelo ou da água de degelo (e.g. glaciomarinho e glaciolacustre).

Figura 5: Bloco diagrama dos principais ambientes glaciais e subambientes associados.



Fonte: Modificado de Edwards (in MILLER, 1996)

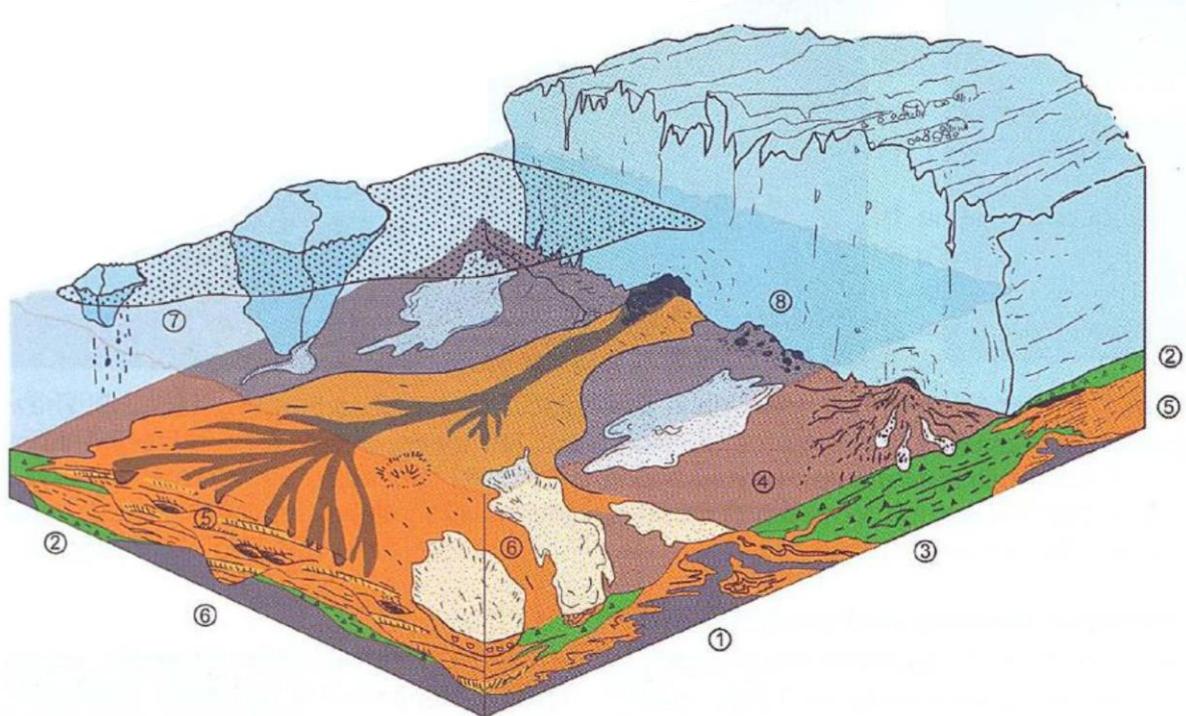
4.1.1. Sistemas deposicionais glaciomarinhos

Os ambientes glaciomarinhos podem apresentar os mesmos processos deposicionais encontrados em ambientes marinhos clássicos, porem com fácies influenciadas por processos glaciais. Segundo Eyles, Eyles e Miall (1985) existem dois fatores dominantes na evolução das litófácies glaciomarinhas: i) o *aporte sedimentar* relacionado com o relevo marginal da bacia, regime termal dos glaciares e a dinâmica de fluxo de gelo; ii) a *proximidade da margem de gelo*, isto é, depósitos dominados por processos glaciais (“gelo-proximal ou gelo em contato”) ou depósitos dominados por processos marinhos (“gelo-distal”).

Depósitos glaciomarinhos proximais consistem em uma sucessão sedimentar com grande variabilidade vertical e lateral das fácies, com geometria muito irregulares (BOULTON, 1996; Figura 6). Eyles, Eyles e Lago. (1991) configura como depósitos glaciomarinhos de gelo distal ambientes que podem estar relacionados a diversas configurações de ambientes marinhos de baixo relevo, como planícies abissais e plataformas, e de relevo alto como fiordes e taludes. O aporte sedimentar para

ambientes de gelo distal se processa, principalmente, por plumas com sedimentos em suspensão e eventos de fluxos de massas (correntes de densidade).

Figura 6: Fácies e modelo deposicional para sistemas de leques glaciomarinhos proximais: (1) Sedimentos marinhos glaciotectonizados; (2) tilito de deformação; (3) depósitos de diamictito estratificado; (4) sedimentos finos de *ice-rafted*; (5) canais cascalhosos e arenosos de leques submarinos; (6) depósitos de movimento de massa; (7) sedimentos de *rain-out*, e (8) sedimentos de frente de geleira.



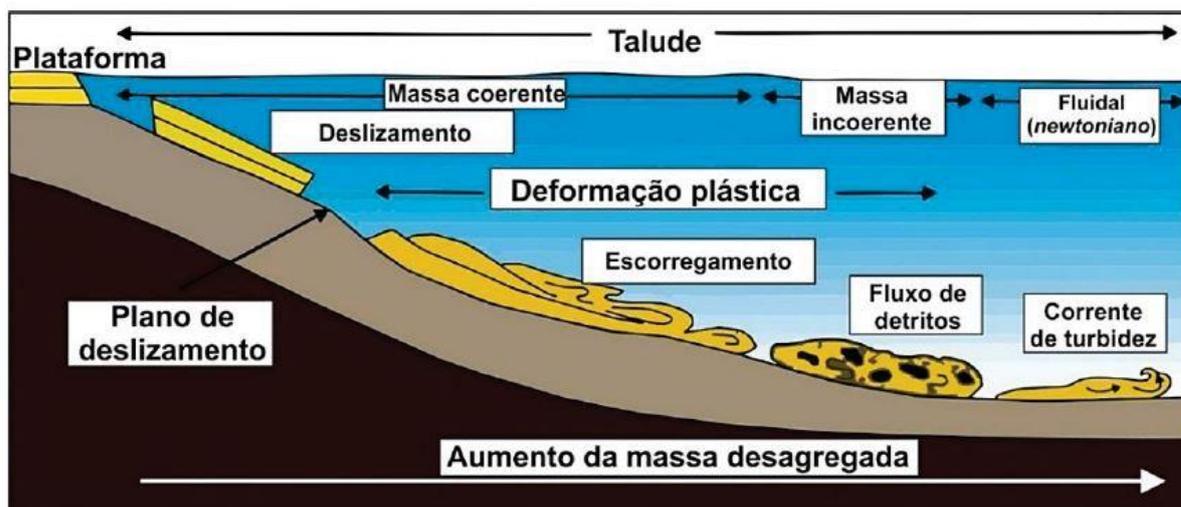
Fonte: Modificado de Eyles & Eyles (2010).

4.2. DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBAQUOSOS

Fluxos gravitacionais subaquosos compreendem a mistura de sedimentos e fluidos movidos talude abaixo, ligado à transferência de sedimentos da plataforma continental para ambientes marinho profundo, e podem ser classificados de acordo com sua reologia e mecanismos de suporte de grãos em: fluxos gravitacionais de sedimentos (FGS) e fluxos gravitacionais de massa (FGM) (MIDDLETON & HAMPTON, 1973; LOWE, 1979; HAUGHTON et al., 2009), que também incluem os depósitos de transporte em massa (DTM; SHANMUGAM, 2006).

Fluxos gravitacionais de sedimentos (MIDDLETON & HAMPTON et al., 1973) envolvem processo de ressedimentação, que se distinguem dos DTM pela perda total da organização interna dos depósitos sedimentares (D'ÁVILA & PAIM, 2003). Esses processos deposicionais podem ser desencadeados por deslizamentos, escorregamentos, fluxos de detritos e correntes de turbidez (Figura 7; SHANMUGAM, 2006).

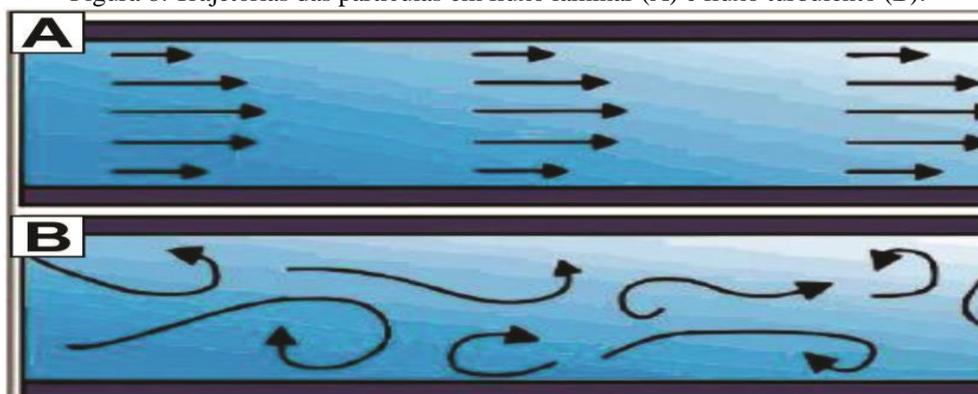
Figura 7: Modelo de fluxos gravitacionais de massa e de sedimento mais comuns em ambientes subaquosos. Segundo este esquema, um fluxo coesivo, por exemplo, pode evoluir para corrente de turbidez, conforme perde coesão.



Fonte: Shanmugan, 2006.

Os FGS podem ser classificados como laminados ou turbulentos, conforme a direção do movimento das partículas (Figura 8). O fluxo laminado é gerado em um sistema com baixa viscosidade, onde as forças viscosas atuam nas partículas em movendo paralelamente ao substrato. No fluxo turbulento, o fluido se move em direções e velocidades variadas sobrepostas à direção do fluxo principal, portanto, mais eficiente para erodir e transportar os sedimentos (FRITZ & MOORE, 1988).

Figura 8: Trajetórias das partículas em fluxo laminar (A) e fluxo turbulento (B).



Fonte: Modificado de Fritz & Moore, 1988.

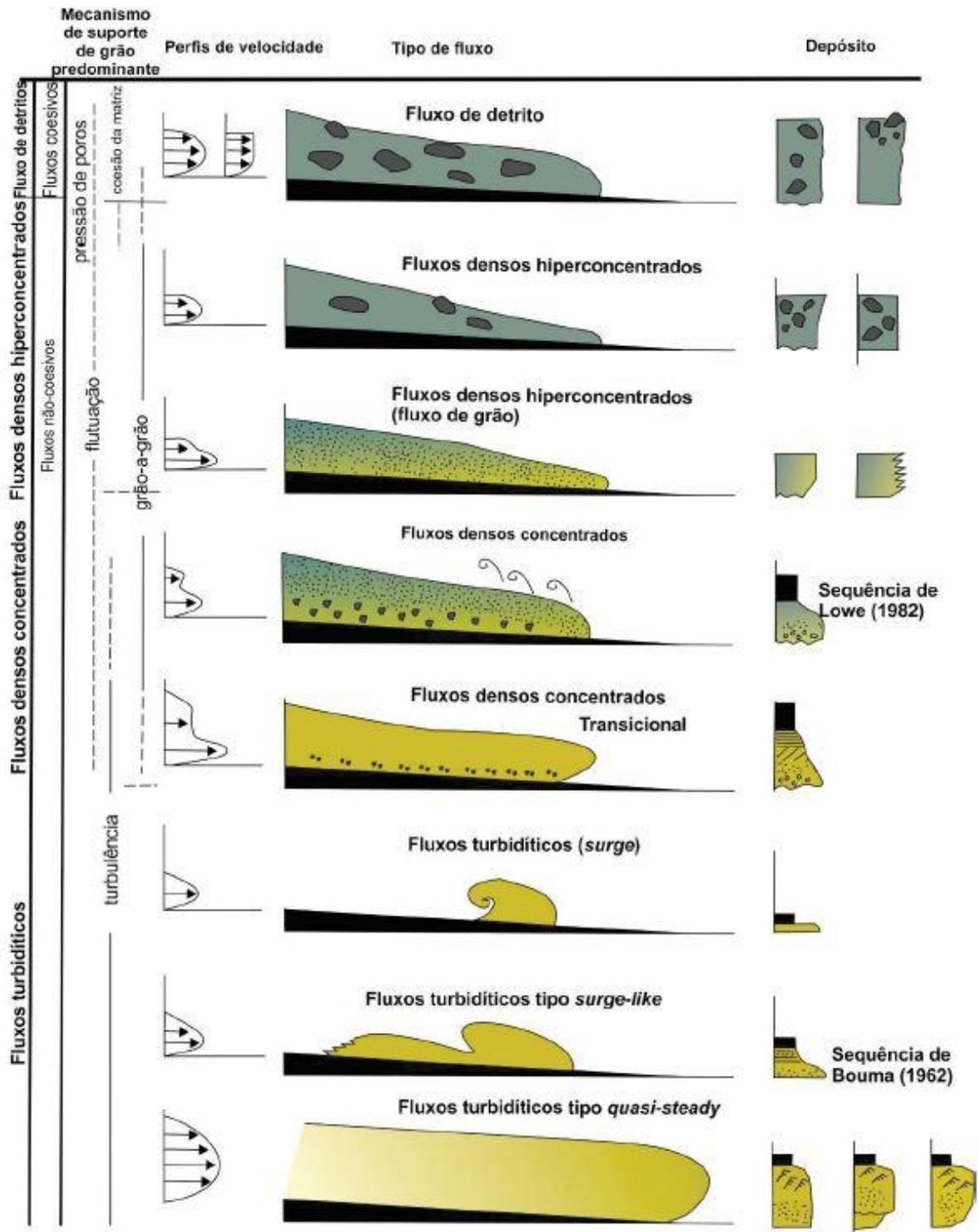
A classificação para fluxos deposicionais (MULDER & ALEXANDER, 2001) tem demonstrado uma boa aplicabilidade, que considera critérios relacionados a concentração de fluxo, as propriedades físicas do fluido e o mecanismo de suporte de grão, durante a evolução de fluxos gravitacionais (Figura 9).

Fluxos hiperconcentrados são caracterizados por possuírem alta concentração de sedimentos

(>25 %), implicando na importância da interação grão-a-grão. Segundo Mulder & Alexander (2001), a diferença entre fluxos hiperconcentrados e coesivos está na importância do atrito entre os grãos suspensos. Fluxos coesivos são caracterizados pela baixa concentração de grãos em finos, com o decréscimo da concentração, esses fluxos são denominados fluxos concentrados, os quais possuem a turbulência como mecanismo de suporte secundário, e geralmente formam gradações normais. Os fluxos coesivos são altamente erosivos e possuem as fácies Bouma e Lowe, geralmente, incompletas. Fluxos de baixa densidade (<9%) são, essencialmente, turbulentos, e possuem a turbulência como principal mecanismo de suporte, critério que define correntes turbidíticas (*sensu stricto*) (MULDER&ALEXANDER, 2001)

Fluxos turbidíticos podem ser classificados de acordo com o tempo de duração ou comportamento (MULDER & ALEXANDER, 2001): instantâneos, longa duração e uniformes. Os depósitos gerados pelos diferentes tipos de fluxos turbidíticos também registram a característica do fluido do qual derivou, e levará a disposição de diferentes fácies turbidíticas.

Figura 9: Modelos para a subdivisão dos fluxos densos subaquosos em fluxos coesivos e friccionais (Mulder & Alexander, 2001).

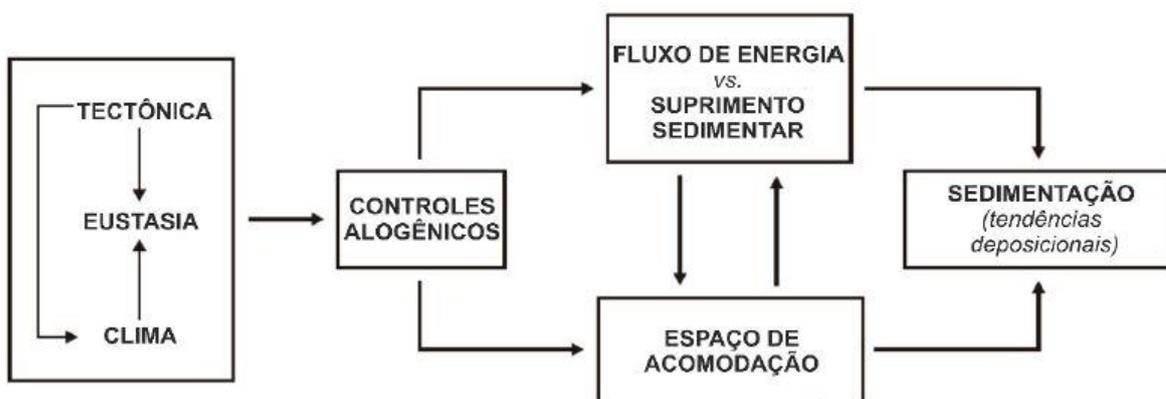


Fonte: Modificado de Mulder & Alexander, 2001.

4.3. FATORES QUE CONTROLAM A SEDIMENTAÇÃO

Os processos controladores da sedimentação resultam na interação de fatores autogênicos e alogênicos que determinam a interação entre o suprimento sedimentar e sua distribuição no sistema deposicional, e definem os padrões regionais de empilhamento estratigráfico em uma bacia sedimentar (Figura 10; CATUNEANU, 2006). Os processos autogênicos são responsáveis pela dinâmica dos subsistemas e influenciam na arquitetura interna das sucessões sedimentares e podem ser observados em eventos de menores escalas, enquanto processos alogênicos estão relacionados a eventos de grande escala externos à bacia, como variações eustáticas, tectônica e climática. Estes fatores são responsáveis pelo controle do aporte sedimentar, espaço de acomodação e os padrões de sedimentação em uma bacia sedimentar (CATUNEANU, 2006).

Figura 10: Fluxograma dos fatores alogênicos que controlam a sedimentação em uma bacia e suas relações com o fluxo de energia, suprimento sedimentar, espaço de acomodação e tendências deposicionais.



Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006.

O suprimento sedimentar se refere ao aporte e ao tipo de sedimentos das áreas-fonte para a bacia através dos agentes transportadores, e apresenta relação direta com a energia do sistema, contribuindo tanto com a destruição (erosão) quanto a criação de espaço de acomodação dos depósitos (CATUNEANU, 2006).

4.4. NÍVEL DE BASE

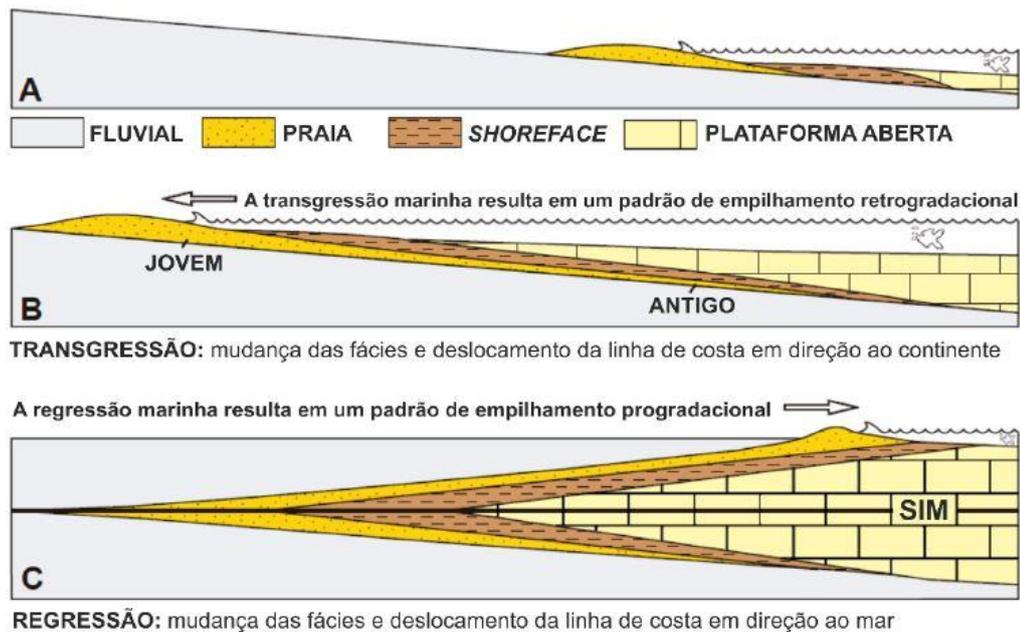
O Nível de Base representa uma superfície dinâmica fundamental para o controle de erosão, transporte e deposição dos sedimentos, abaixo da qual ocorre deposição dos sedimentos, e acima erosão (HOLZ, 2012). Esta superfície pode variar devido aos controles alogênicos: tectônica e

eustasia, e equivale essencialmente ao nível do mar (abaixo da ação erosiva das ondas) e representa o nível mais baixo até onde a denudação do relevo continental seria possível (HOLZ, 2012) e o clima (CATUNEANU, 2002). Em regiões continentais, esta superfície é conhecida como “perfil de equilíbrio”, que é definida ao longo do perfil fluvial e seu equilíbrio, quanto os rios conseguem transportar seus sedimentos sem erodir ou depositar significativamente (HOLZ, 2012). A integração do conceito de nível de base e do perfil de equilíbrio fluvial permite determinar o nível de base estratigráfico, que define uma superfície de equilíbrio entre erosão e deposição para ambientes transicionais e marinhos (CATUNEANU, 2002).

4.5. TRAJETÓRIAS DA LINHA DE COSTA

A evolução de uma linha de costa é constante, tanto em escalas temporais observadas atualmente quanto no tempo geológico, e representa mudanças no nível de base, no espaço de acomodação e no aporte sedimentar relacionados a controles climáticos, eustáticos e tectônicos (CATUNEANU, 2006). O avanço da linha de costa em direção ao continente e o recuo da mesma geram padrões de empilhamento de parassequências que podem caracterizar processos de transgressão e regressão do nível de base (Figura 11). O reconhecimento desses padrões no registro sedimentar é essencial para superfícies estratigráficas e Tratos de Sistemas (POSAMENTIER, JERVEY e VAIL, 1988).

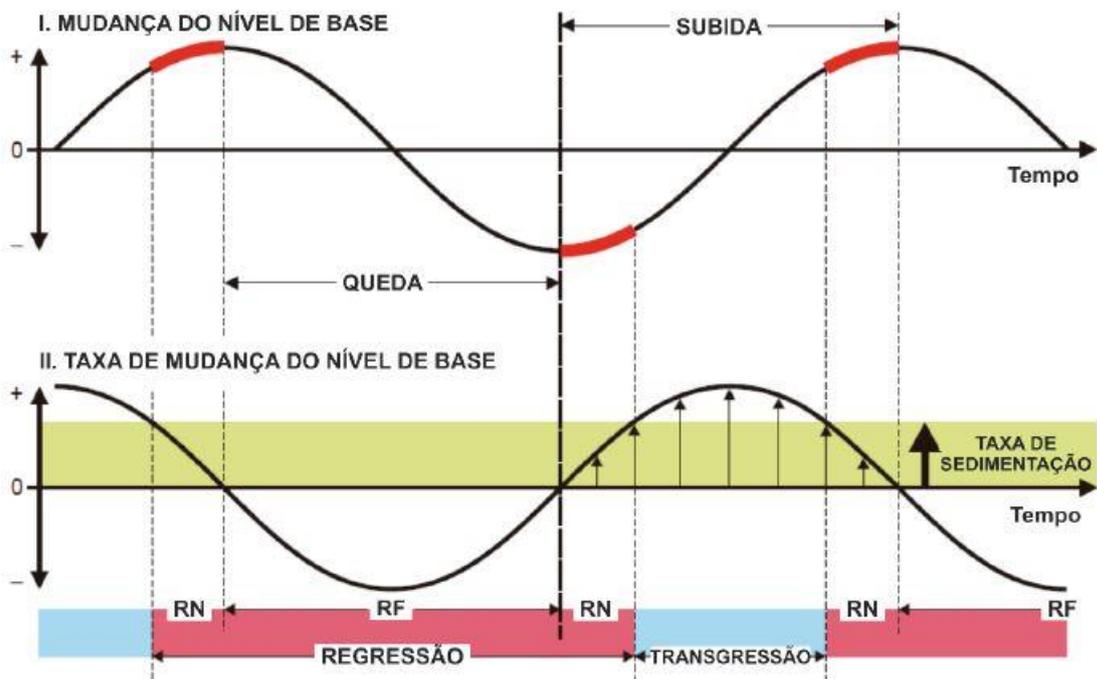
Figura 11: (A) Situação inicial, com o nível do mar “estável”; (B) Transgressão da linha de costa, que exhibe um padrão retrogradacional das fácies; e (C) Regressão da linha de costa, que exhibe um padrão progradacional das fácies



Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006.

A Transgressão corresponde ao deslocamento da linha de costa em direção ao continente, estando relacionada a criação de espaço de acomodação não acompanhado do aumento da taxa do aporte sedimentar (Figura 12), produzindo um padrão de empilhamento retrogradantes de parasequências.

Figura 12: Ciclo de Regressão-Transgressão completo com base nas mudanças do nível de base e da taxa de sedimentação, RN (regressão normal) e RF (regressão forçada).



Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006.

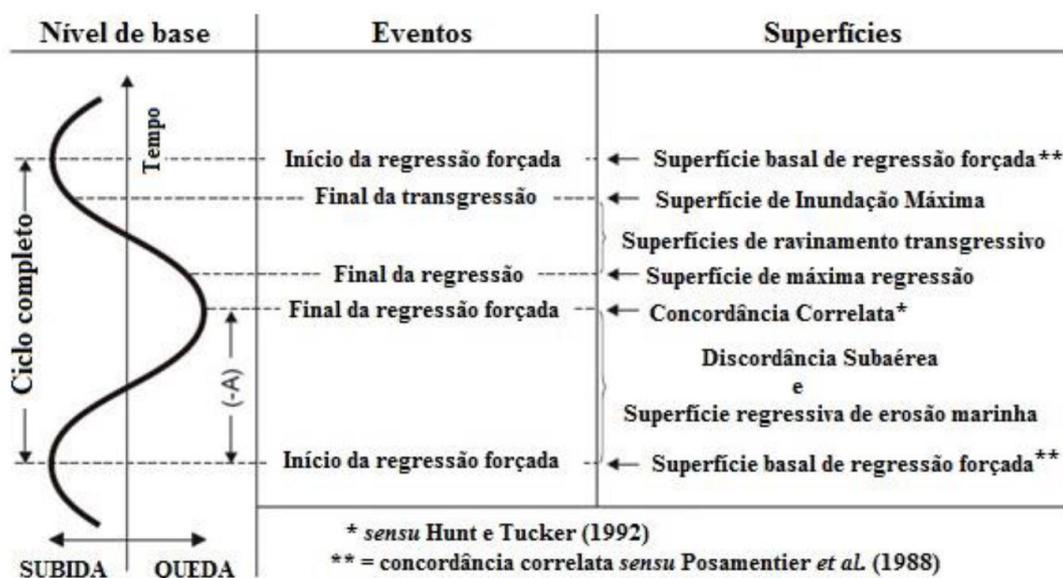
A Regressão ocorre quando a linha de costa se desloca em direção ao mar, e registram um padrão de empilhamento progradante de fácies, e resultam em um progressivo raseamento da lâmina d'água (CATUNEANU, 2006). As regressões podem ser distintas em dois tipos durante um ciclo transgressivo-regressivo. A regressão normal é controlada pela gradativa diminuição da taxa de criação de espaço em contraste com o aumento do aporte sedimentar, independente da subida do nível de base, gerando padrões agradantes (estágio inicial e final) e progradantes de fácies. A regressão forçada ocorre devido à queda abrupta do nível de base e independe do espaço ou aporte sedimentar, ocasionado exposição de superfícies sujeitas à erosão através de processos como *bypass* sedimentar devido ao rebaixamento do nível do mar (HOLZ, 2012).

4.6. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

As superfícies estratigráficas são resultados de mudanças no regime sedimentar relacionados a mudança de nível de base e aporte sedimentar, desenvolvendo processos erosivos (subaéreo ou subaquoso) e regimes deposicionais prográdantes, agradantes ou retrográdantes (HOLZ, 2012). Para identificação destas superfícies são utilizados critérios para análise do contato/superfície investigada que considera: i) a natureza do contato entre fácies; ii) os padrões das sucessões de fácies relacionados a composição das litofácies, assembleia fossilífera, direção das paleocorrentes; iii) geometrias estratiais que indiquem mudanças no estilo sedimentar (CATUNEANU, 2006; HOLZ 2012).

Catuneanu (2006) define quatro eventos responsáveis pelo desenvolvimento de tendências deposicionais específicas durante um ciclo de transgressão-regressão completo (Figura 13): i) Início da Regressão Forçada- relacionada pela expressiva queda do nível de base e independe da taxa de aporte sedimentar, ocasionando *bypass* sedimentar nos ambientes fluviais a marinho raso; ii) Final da Regressão Forçada- registra o fim do rebaixamento da linha de costa (queda do nível de base) e mudança do regime deposicional de degradacional a agradacional em ambientes fluviais a marinho raso; iii) Final da Regressão Normal- representa a inversão da trajetória da linha de costa, de regressão para posteriormente transgressão; iv) Final da Transgressão- compreende a inversão da trajetória da linha de costa, da transgressão para subseqüente regressão normal.

Figura 13: Relação entre os ciclos de variação do nível de base e as superfícies estratigráficas.



Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006.

4.6.1. Superfícies conceituais

Superfície Basal de Regressão Forçada (SBRF): Foi introduzida 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 costa (CATUNEANU, 2006). É uma superfície concordante que indica a progradação do sistema costeiro através de uma sucessão gradual de lamas e areias com granocrescência e raseamento ascendente em uma típica sucessão *shoreface* de base gradual (HOLZ, 2012)

Superfície Regressiva de Erosão Marinha (SREM): Esta superfície subaquática de erosão marinha também se forma durante a regressão forçada em contexto plataformal dominado por ondas (CATUNEANU, 2002). Os sedimentos do *shoreface* inferior são erodidos devido a energia das ondas, assim depósitos *foreshore / shoreface* sobrepõem-se diretamente a depósitos *offshore*, em uma sucessão conhecida como *shoreface* de base abrupta (PLINT *apud* HOLZ, 2012)

Discordância Subaérea (DS): É uma superfície de erosão e não deposição formada durante o ciclo de queda de nível de base. Esta superfície corresponde ao maior hiato deposicional no registro sedimentar, e, portanto, separa estratos não geneticamente relacionados (CATUNEANU, 2006)

Concordância Correlata (CC): Esta superfície se forma no final da regressão forçada e corresponde a discordância subaérea na parte subaquosa da bacia, onde os processos subaéreos não atuam mais. Assim, esta superfície marca o final da queda do nível de base e o início da regressão normal de nível baixo em ambiente marinho (HOLZ, 2012)

Superfície de Máxima Regressão (SMR): Também chamada de Superfície Regressiva Máxima esta superfície registra a mudança na trajetória da linha de costa, que passa de uma regressão normal para uma transgressão (CATUNEANU, 2006). Assim, esta superfície divide estratos progradantes/agradantes sotopostos dos estratos retrogradantes sobrepostos. Em zonas costeiras e de águas rasas, a superfície de máxima regressão é detectada pelo contato entre estratos fluviais regressivos sobrepostos por estratos de *shoreface* ou *foreshore* do início da fase transgressiva, enquanto em zonas distais pode ser marcada por uma sucessão granocrescente abaixo (progradante) sobreposta por uma sucessão granodecrescente (retrogradante) acima, devido ao baixo contraste de fácies (HOLZ, 2012).

Superfície Transgressiva (ST): Assim como a Discordância Subaérea e a Concordância Correlata, essa superfície representa um intervalo de erosão e não deposição, relacionada a subida lenta do nível de base da fase transgressiva.

Superfície de Inundação Máxima (SIM): Representa a fase de máxima retrogradação e marca o estágio de maior expansão da bacia em direção ao continente. Trata-se do momento de máxima transgressão (HOLZ, 2012). Segundo Catuneanu (2011), essa superfície tem caráter erosivo e é formada pela ação de ondas e marés durante episódios de transgressão de ambientes costeiro e

marinho raso, e separa depósitos praias do trato de sistema de mar baixo (LST) dos depósitos de shoreface do trato de sistema transgressivo (TST), marcando o início do período em que o espaço de acomodação é mais expressivo que o aporte sedimentar.

Superfície de Erosão Glacial (SEG): Esta superfície indica o avanço das massas de gelo durante a queda relativa do nível do mar (DUNBAR et al., 2008). Segundo Zecchin, Catuneanu e Rebesco (2015), esta superfície é identificada a partir de planos erosivos que truncam depósitos sobrejacentes.

Superfície de Retração Glacial (SRG): Representa a fase de retração das massas de gelo associado ao aumento de nível de base (DUNBAR et al., 2008).

As superfícies SEG e SRG estão tipicamente ligadas à cobertura de depósitos glaciogênicos, desta forma, ao final da ação de erosão das massas de gelo ambas as superfícies podem retrabalhar os depósitos sobrejacentes e podem atuar como limite de tratos de sistemas assim como limite de sequências. Por esta razão, as superfícies DS e CC não são claramente reconhecíveis em ambientes de alta latitude devido ao retrabalhamento causados pelos avanços e retrações das massas de gelo (ZECCHIN; CATUNEANU; REBESCO, 2015).

4.7. TRATOS DE SISTEMAS

Tratos de Sistemas (TS) compreendem um conjunto de sistemas deposicionais geneticamente relacionados que compõem partes fundamentais de uma Sequência Depositional, segundo o padrão de empilhamento das fácies e suas respectivas tendências deposicionais, posição da sequência e tipo de superfície limítrofe (Figura 14; CATUNEANU, 2006). Representam a resposta sedimentar específica para interação entre fluxo sedimentar, fisiografia, energia do ambiente e variações no espaço de acomodação (POSAMENTIER & ALLEN, 1999). Em uma Sequência Depositional, os Tratos de Sistemas estão delimitados por superfícies limítrofes em: Trato de Sistema de Nível Alto (TSNA), Trato de Sistema de Regressão Forçada (TSRF), Trato de Sistema de Nível Baixo (TSNB), Trato de Sistema Transgressivo (TST). De acordo com Miall (2010), os tratos de sistemas foram definidos e posicionados de acordo com o ciclo de variação eustática, relacionados à resposta esperada da bacia de acordo com mudanças do equilíbrio entre espaço de acomodação e aporte sedimentar, porém a correlação dos TSs não é uma verdade absoluta e que as características que identificam cada trato de sistemas não são necessariamente diagnósticas em relação ao nível do mar, e podem estar relacionadas a diversos outros fatores.

Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA): Esse TS se inicia durante a fase final de subida do nível de base, quando o aporte sedimentar aumenta gradativamente em relação ao espaço de

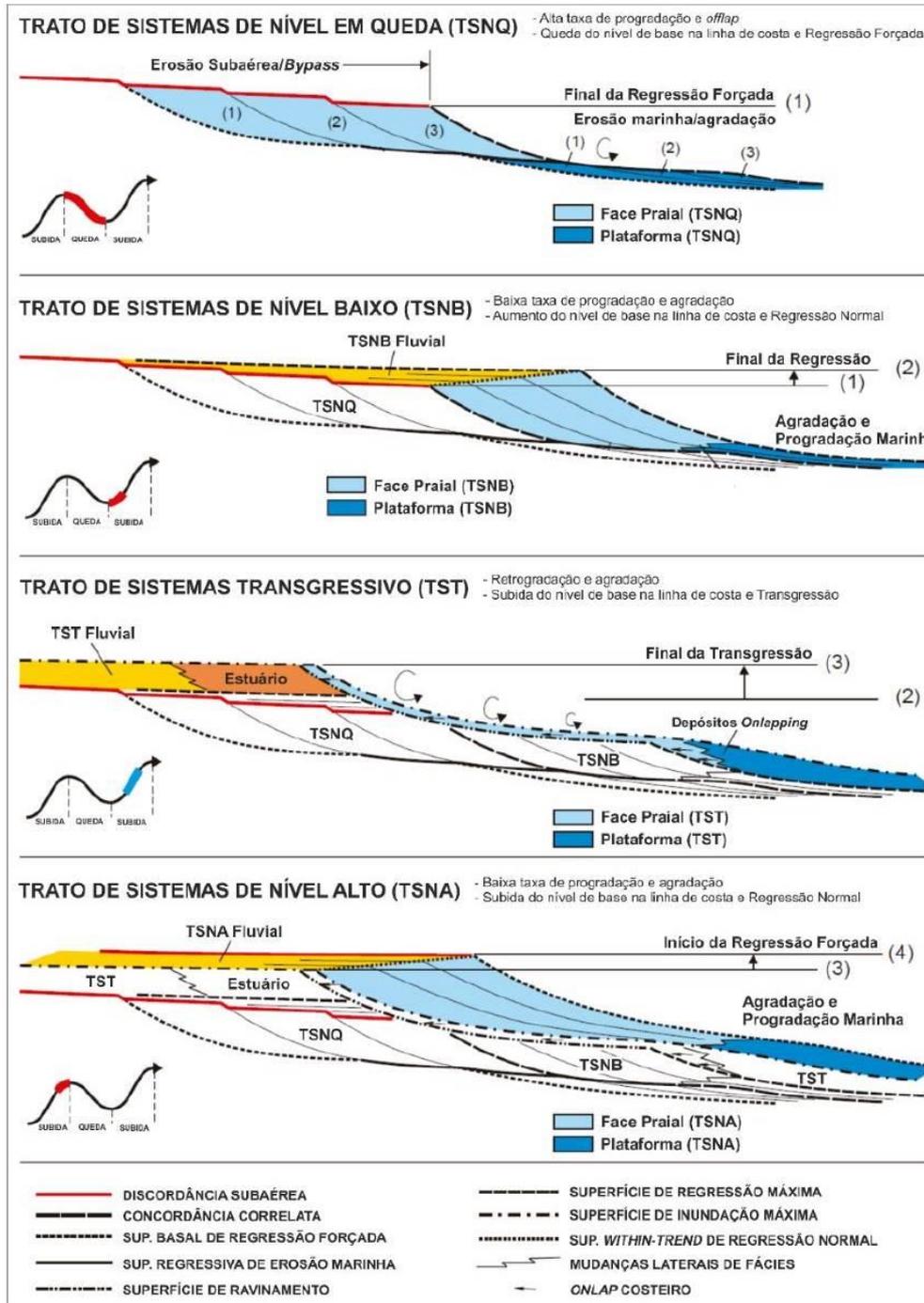
acomodação, de forma que o regime deposicional inicia de forma agradacional e evolui para um regime progracional. Catuneanu (2006) definiu os limites desse TS na base pela superfície de máxima inundação e ao topo pela discordância subaérea.

Trato de Sistema de Nível em Queda (TSNQ): O TSNQ inclui depósitos costeiros a marinhos profundos depositados entre o início e o final da queda do nível de base. O TSRF é limitado na base pela superfície basal de regressão forçada (SBRF) e suas superfícies correlatas e ao topo pela discordância subaérea e a superfície regressiva de erosão marinha. De acordo com Catuneanu (2006), os depósitos relacionados ao TSRF consistem em fácies marinhas rasas e profundas que se acumulam ao mesmo tempo em que a discordância subaérea é formada. Os depósitos deste TS podem apresentar diferentes padrões de empilhamentos, que variam em relação a inclinação do perfil de deposição, do aporte sedimentar e da taxa de queda do nível de base.

Trato de Sistema de Nível Baixo (TSNB): Após a queda do nível de base alcançando sua posição mínima, a regressão forçada cessa, e a o aporte sedimentar torna-se mais significativo que o espaço de acomodação mesmo com a subida do nível de base. Catuneanu (2006) inclui para esse TS frações de sedimentos mais grossos nas seções marinhas, limitado na base pelas superfícies que limitam o topo do TSRF e ao topo pela superfície transgressiva máxima. Os processos deposicionais deste TS 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. O preenchimento inicial de vales incisos e de alguns cânions submarinos são depositados durante esta fase (MIALL, 2010).

Trato de Sistema Transgressivo (TST): Esse TS se forma durante a fase de subida do nível de base, quando a taxa de criação do espaço de acomodação é maior do que a taxa de aporte sedimentar, de modo que a sedimentação ocorre inteiramente sob regime retrogradacional (HOLZ, 2012). Catuneanu (2006) delimita o TST na base pela superfície de máxima regressão e ao topo pela superfície de máxima inundação. Este TS pode incluir depósitos continentais a marinhos profundos (POSAMENTIER & ALLEN, 1999; CATUNEANU 2006) e tendem a apresentar padrão de empilhamento retrogradacional podendo se tornar agradacional caso tenha aumento no aporte sedimentar.

Figura 14: Arquitetura detalhada dos tratos de sistemas e superfícies estratigráficas associadas.



Fonte: Modificada de Catuneanu, 2006.

5. RESULTADOS

5.1. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

As unidades estudadas neste trabalho abrangem a porção inferior da Supersequência Gondwana I (Figura 15), e tratam-se das Formações Campo Mourão e Taciba do Grupo Itararé em contato com o embasamento pré-cambriano do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Figura 15: Destaque da Supersequência Gondwana I e sua unidade inferior, Grupo Itararé, retirados da carta estratigráfica da Bacia do Paraná.

| GEOCRONOLOGIA | | | MATUREZA DA SEDIMENTAÇÃO | AMBIENTE DEPOSICIONAL | DISCORDÂNCIAS | LITOESTRATIGRAFIA | | | ESPESURA MÁXIMA (m) | SEQÜÊNCIAS |
|----------------|--------------|----------------|--------------------------|----------------------------|--------------------------------|-------------------|--------------|-----------------------|---------------------|------------|
| PERÍODO | ÉPOCA | IDADE | | | | GRUPO | FORMAÇÃO | MEMBRO | | |
| PERMIANO | EO | CHANGHSINGIANO | CONTINENT. MARINHA | EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS | EOTRIÁSSICA | PASSA DOIS | RIO DO RASTO | MORRO PELADO SERRINHA | 650 | GONDWANA I |
| | | LOPINGIANO | | | | | | | | |
| | GUADALUPIANO | WUCHIAPINGIANO | | | | | | | | |
| | | CAPITANIANO | | | | | | | | |
| | | WORDIANO | | | | | | | | |
| | CISURALIANO | ROADIANO | | | | | | | | |
| | | KUNGURIANO | | | | | | | | |
| | | ARTINSKIANO | | | | | | | | |
| | | SAKMARIANO | | | | | | | | |
| | | ASSELLIANO | | | | | | | | |
| PENNSYLVANIANO | MOSCÓVIANO | PERI-GLACIAL | GUATÁ | IRATI | ASSISTÊNCIA TAQUARAL | 70 | | | | |
| | | | ITARARÉ | PALERMO | SIDERÓPOLES PARAGUACU TRINFINO | 300 | | | | |
| | | | | TACIBA | RIO DO SUL | 350 | | | | |
| | | | | CAMPO MOURÃO | C. TENENTE | 1500 | | | | |
| | | | | AZUL | | | | | | |
| | | | | AQUIDAUANA | | | | | | |

Fonte: Modificado de Milani et al. (2007)

O mapa geológico da área (Figura 16) foi elaborado na escala de 1:25.000 e corresponde a uma área mapeada de 300 km² e apresenta condições excelentes para realização de cartografia geológica de detalhe. O embasamento pré-cambriano, na área é representado por unidades do Complexo Granulítico Santa Catarina e aflora na porção NE da área e inclui biotita ortognaisse com bandas máficas contínuas, sinuosas, com atitudes 50-60°/SW. As unidades da Bacia do Paraná correspondem da base para o topo: i) folhelhos negros (Membro Lontras); ii) depósitos turbidíticos (Membro Rio Segredo), iii) diamictitos arenosos finos a médios maciços, diamictitos tabulares arenosos finos e laminados (Membro Chapéu do Sol); iv) ritmitos pelito-siltito/arenito fino, ritmitos várvidos (argilito-siltito; porção inferior do Membro Rio do Sul); e v) arenito fino, arenito médio (porção superior do Membro Rio do Sul).

As Formações Campo Mourão e Taciba do Grupo Itararé são as unidades litoestratigráficas mais relevantes na área de pesquisa, que em alguns casos ocorrem em contato direto com rochas metamórficas do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Este contato representa uma não-conformidade Neodevoniana com hiato de aproximadamente 70 Ma, cuja origem tem sido interpretada como decorrente de fatores tectônicos ligados à Orogenia Herciniana (ZALÁN, 1990).

Schneider *et al.* (1974), a partir de dados de afloramentos, propõe uma divisão do Grupo em quatro formações, da base para o topo: Campo Tenente, Aquidauana, Mafra e Rio do Sul. Por outro

lado, França & Potter (1988), utilizando dados de subsuperfície (testemunhos), consideram três ciclos deposicionais com aumento do teor de argila em direção ao topo, que compreendem as formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba (Quadro 1). Esta divisão encontra-se fundamentada no registro de ciclicidade deposicional relacionada a mudanças climáticas, caracterizadas por três principais ciclos glaciais ocorridos na bacia durante o Permocarbonífero. Para o desenvolvimento deste trabalho, adotou-se a divisão litoestratigráfica proposta por França & Potter (1988).

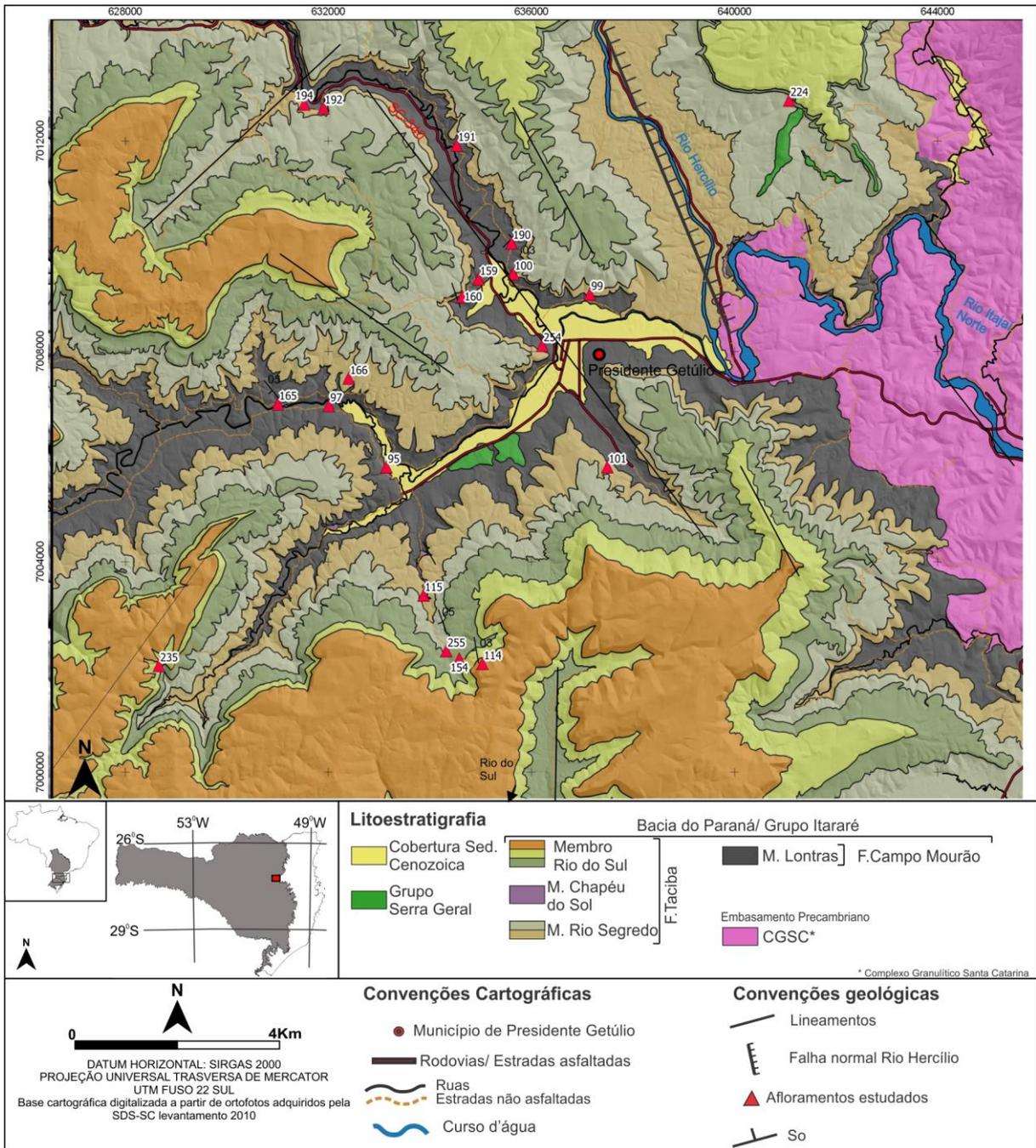
Quadro 1: Propostas de Schneider *et al.*, (1974) e França e Potter (1988) para subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé.

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

Fonte: Do autor, 2019.

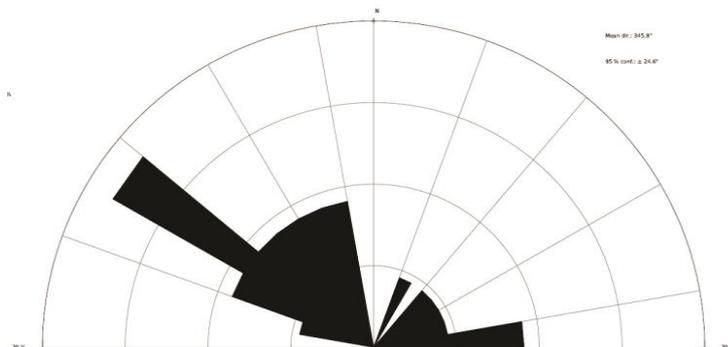
Os lineamentos foto-interpretados apresentam orientação N35°-55°W, subordinadamente, W-E, tanto no embasamento quanto nas coberturas sedimentares, além de lineamentos com orientação N40°-50°E. As estruturas tectônicas medidas no campo, nas unidades sedimentares da Bacia do Paraná apresentam fraturas com orientação N50°-65°E e N25°-35°W verticais, e nas unidades estratigráficas do embasamento apresentam orientação N40°-50°W. As relações espacial e geométrica entre essas estruturas tectônicas, indicam reativações de falhas no embasamento relacionadas, especialmente, ao “Lineamento Rio Hercílio” (Figura 17)

Figura 16: Mapa lito-estratigráfico para a região do Município de Presidente Getúlio/SC.



Fonte: Do autor, 2019

Figura 17: Diagrama de rosetas das principais direções dos lineamentos foto-interpretados e de estruturas tectônicas medidas em campo, indicando um predomínio da direção NW-SE, relacionada ao Lineamento Rio Hercílio.



Fonte: Do autor, 2019

5.2. FÁCIES SEDIMENTARES E ASSOCIAÇÕES DE FACIES

Foram definidas 17 litófácies sedimentares em 20 afloramentos (Tabela 1), traduzidos graficamente na forma de 18 seções colunares (3 a 33 m), que compõem uma sucessão de 162 m (Figura 18). As camadas, geralmente, exibem geometria tabular, lenticular, às vezes amalgamadas, ou com acunhamento lateral. Os litotipos dominantes incluem pelitos, arenitos finos ou grossos, conglomerados clasto sustentados ou matriz sustentados (diamictitos).

As fácies sedimentares foram agrupadas em cinco associações de fácies (Tabela 2): 1) Associação de Fácies glaciomarinho / marinho profundo (AF1) que representa cerca de 37% das unidades; 2) Associação de Fácies de complexos turbidíticos (AF2) que corresponde a 35%; 3) Associação de Fácies de leques de *outwash*, com 3 %; 4) Associação de Fácies de prodelta (AF4) e frente deltaica / canais distributários (AF5), cada uma representando cerca de 11% do registro estratigráfico (Figura 18).

Tabela 1: Litófácies sedimentares das formações Campo Mourão e Taciba na região de Presidente Getúlio-SC, Bacia do Paraná.

| CÓDIGO | DESCRIÇÃO | GEOMETRIA | PROCESSO |
|------------|--|---|--------------------------------------|
| Dmm | Diamictito maciço, matriz arenosa fina a média | Camadas tabulares e amalgamadas; 0,5 a 2 m de espessura | Fluxos de detritos hiperconcentrados |
| Dml | Diamictito estratificado de matriz arenosa fina a média ou argilosa | Camadas amalgamadas; 0,3 a 1,5 m de espessura | Fluxos de detritos hiperconcentrados |
| Gml | Conglomerado extraformacional, matriz sustentado, levemente laminado | Camadas lenticulares; 0,05 a 0,1 m de espessura | Fluxo de detritos pseudoplástico |
| Sm | Arenito fino a grosso, maciço | Camadas tabulares; 0,1 a 2,5 m de espessura | Fluxos hiperconcentrados |
| So | Arenito médio, laminação ondulada simétrica (<i>wavy ripples</i>). | Camadas tabulares a amalgamadas; 0,2 a 0,4 m de espessura | Fluxo oscilatório |

| | | | |
|-------------|--|---|--|
| Sh | Arenito médio com laminação plano-paralela. | Camadas tabulares; 0,15 a 0,5 m de espessura. | Fluxo subaquoso, unidirecional, trativo, depositado em regime supercrítico |
| Sr | Arenito fino a médio, laminação ondulada assimétrica (<i>current ripples</i>) | Camadas tabulares de base e topo ondulado; 0,15 a 0,4 m de espessura | Fluxo subaquoso, trativo, depositado em regime de fluxo inferior, com componente unidirecional |
| Shc | Siltito a arenito fino, estratificação cruzada <i>hummocky/swaley</i> | Camadas lenticulares; 0,2 a 0,6 m de espessura | Fluxo oscilatório vinculado a eventos de tempestade |
| Sf | Arenito fino, estrutura fluidizadas e/ou convoluta | Camadas tabulares; 0,5 a 1,5 m de espessura | Alívio de poro-pressão por sobrepeso p.e. deslizamento de massa. |
| Hf | Acamamento heterolítico <i>flaser</i> (areia > finos) | Camadas tabulares; 0,5 a 1 m de espessura | Alternância de processos de tração e deposição por suspensão |
| Hw | Acamamento heterolítico <i>wavy</i> (areia = finos) | Camadas tabulares; 0,3 a 0,8 m de espessura | Alternância de processos de tração e deposição por suspensão |
| Hi | Acamamento heterolítico <i>linsen</i> (areia < finos) | Camadas tabulares; 1 a 3 m de espessura | Alternância de processos de tração e deposição por suspensão |
| Cr | Carbonato/Margas | Lentes com 0,05 a 0,1 m de espessura; raramente tabulares com 0,5 a 0,15 m de espessura | Precipitação Carbonática |
| Flv | Ritmito silte-argiloso, laminação plano-paralela de 1 a 2 cm de espessura, por vezes varvico | Pacotes tabulares; 2 a 5 m de espessura | Deposição por decantação e ocasional variação da energia |
| Fm | Pelito cinza, maciço. | Camadas lenticulares e raramente tabulares; 0,02 a 0,4 m de espessura | Deposição por decantação |
| Fl-d | Folhelho, laminação plano-paralela, grânulos e seixos dispersos | Camadas tabulares; 1 a 5 m de espessura | Deposição por decantação e queda de grânulos/seixos pelo processo de <i>Rain-out</i> |
| Fl | Folhelho, laminação plano-paralela à ondulada incipiente | Camadas tabulares; 1 a 5 m de espessura | Camadas tabulares; 1 a 5 m de espessura |

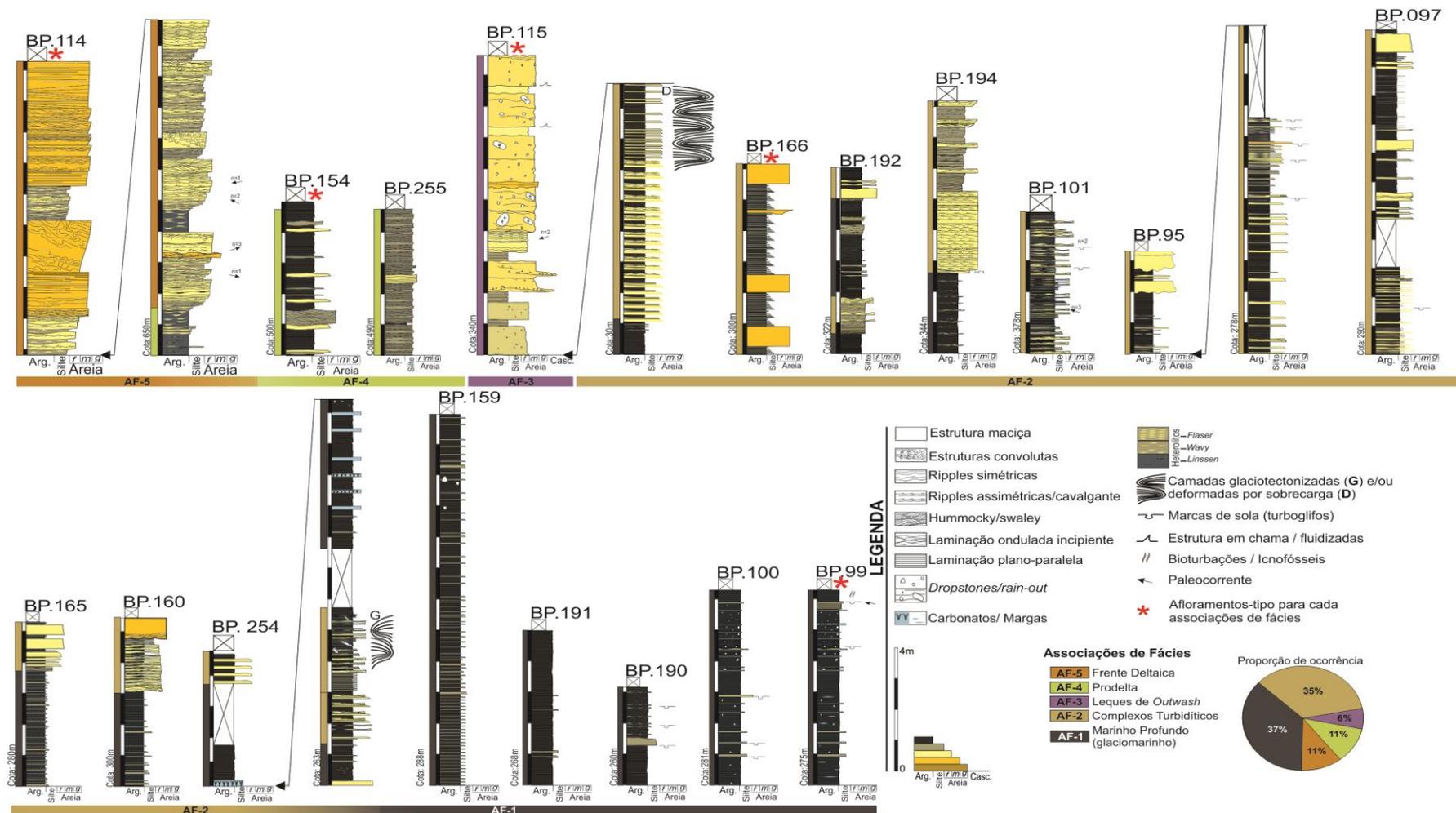
Fonte: Do autor, 2019.

Tabela 2: Associações de fácies definidas para os afloramentos estudados

| Associação de Fácies | Afloramentos | Assembleia de Fácies | Ambiente deposicional |
|----------------------|--|---------------------------|------------------------------------|
| AF5 | BP.114 | Sf, So, Sr e Sh | Frente deltaica |
| AF4 | BP.114, BP.154 , BP.235 | Flv, Hi, Hw, Sr, So e Shc | Prodelta |
| AF3 | BP.115 | Dmm, Dms, Gmg, Sm e Fm | Leques de <i>outwash</i> subaquoso |
| AF2 | BP.99, BP.101 , BP. 115, BP.161, BP.165 e BP.166 | Sm, Sr, Ss, Sh, Fm e Fl | Complexos turbidíticos |
| AF1 | BP.99 , BP.100, BP.161, BP.190 e BP.224 | Fl, Fl-d, Flv, Fm, Sm | Glaciomarinho / Marinho profundo |

Fonte: Do autor, 2019.

Figura 18: Seções colunares dos afloramentos das formações Campo Mourão e Taciba na região de Presidente Getúlio, agrupadas em associações de fácies e suas proporções estratigráficas de ocorrências.



Fonte: Do autor, 2019.

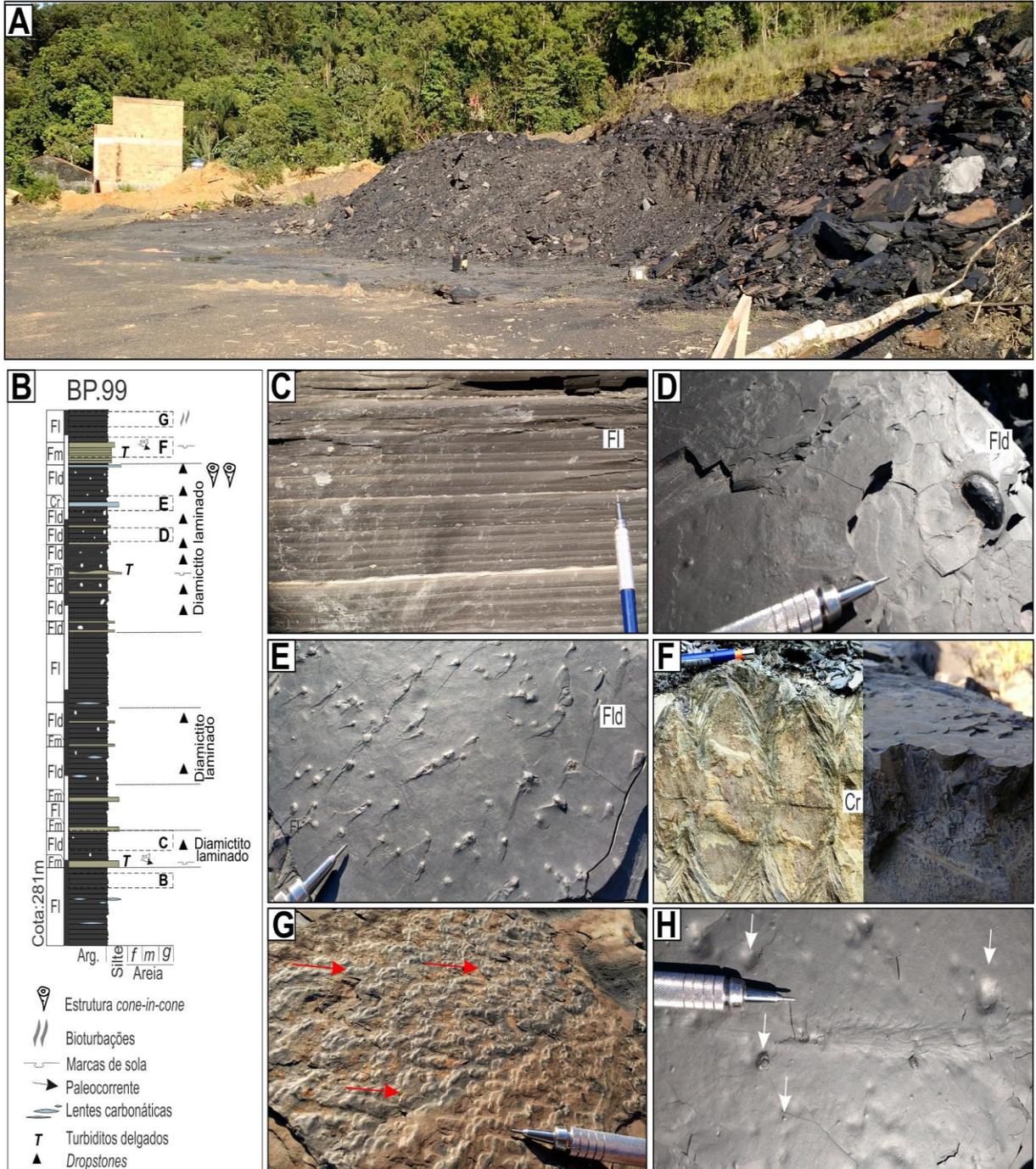
5.2.1. Associação de fácies glaciomarinho / marinho profundo (AF1)

Descrição: Esta associação de fácies foi registrada em quatro afloramentos (Figura 18), porém encontra-se muito bem registrada em uma frente de lavra (afloramento BP.99: Figura 19A) com extensão lateral > 50 m e vertical > 10 m, onde estão expostas em camadas tabulares. Compreende as litofácies *Fl*, *Fld*, *Fm*, *Sm* e *Cr*, que compõem siltitos e pelitos finamente intercalados, dispostos em um padrão vertical agradante (Figura 19B).

A litofácies *Fl* compreende folhelhos negros e siltitos cinza com laminação plano-paralela, eventualmente exibindo suaves ondulações (Figura 19C). A litofácies *Fld* compreende folhelhos negros e siltitos cinza médio com laminação plano-paralela, contendo grânulos e seixos polimíticos (granitos) dispersos, que foi registrada apenas em dois afloramentos (BP.99 e BP100: Figuras 18 e 19D-E). As litofácies *Fm* e *Sm* são constituídas por siltito cinza e arenito fino maciço, respectivamente, dispostos como camadas lenticulares ou tabulares com 2 a 15 cm de espessura. Estas litofácies encontram-se intercaladas com as litofácies *Fl* e *Fld* (Figura 19E).

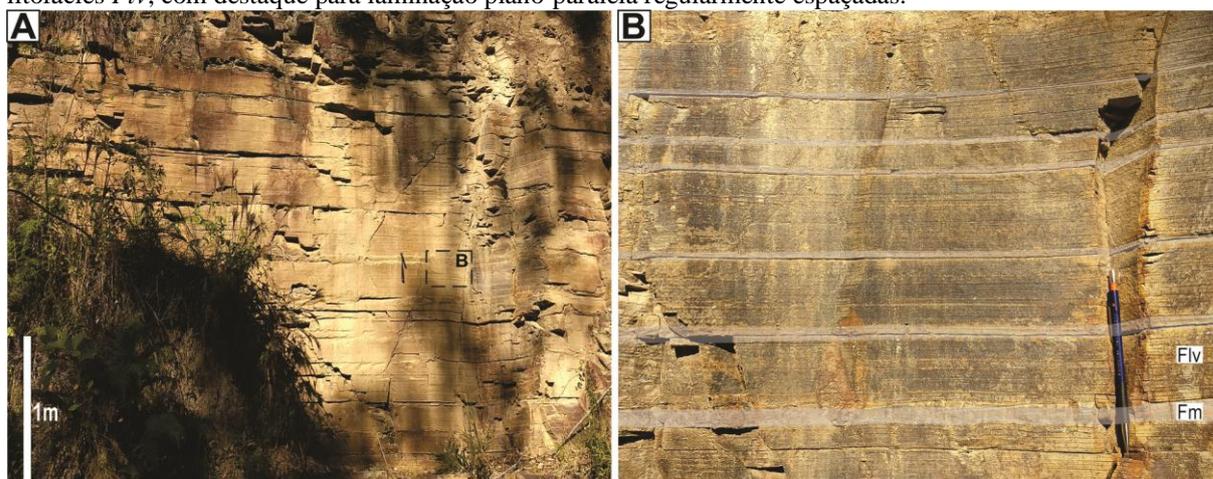
A litofácies *Cr* compõe lentes carbonáticas com 5 a 10 cm de espessura, que ocorrem intercaladas às litofácies *Fl* e *Fld*. Por vezes, a litofácies *Cr*, também ocorrem como camadas tabulares, lateralmente contínuas, com espessuras de 5 a 25 cm, exibindo níveis carbonáticos com estrutura do tipo *cone-in-cone* (Figura 19 F). Eventualmente, estruturas de marcas de sola (turboglifos; Figura 19G), além de icnofácies do gênero *Cruziana* sp. são observadas na superfície de estratos argilosos (Figura 19H). A litofácies *Flv* (assim como a litofácies *Fld*) possui ocorrência restrita ao afloramento BP.224, e é composta por ritmito cinza, silte-argiloso, com laminação plano-paralela, disposta em camadas tabulares de 1 a 1,5 m de espessura (Figura 20). Os dados de paleocorrentes obtidos em marcas de sola indicam fluxos sedimentar para leste e para sudeste (Figura 19B).

Figura 19: A) B) Seção colunar do afloramento BP.99 com as litofácies dos depósitos glaciomarinho marinho profundo; C) folhelho negro com laminação plano-paralela regularmente espaçadas (litofácies *Fl*), intercaladas com siltito cinza maciço (litofácies *Fm*); D) seixo caído (*rain-out*: litofácies *Fld*); E) grânulos mostrando sentido de corrente fundo (litofácies *Fld*: diamictito laminado); F) estrutura do tipo *cone-in-cone*; G) turboglifos observados em camadas de siltito maciço, indicando fluxo turbulento desacelerante (T); H) Icnogênero *Cruziana* sp. (notar a impressão de grânulos caídos associados) .



Fonte: Do autor, 2019.

Figura 20: A) Sucessão de ritmitos tabulares (litofácies *Flv*) registrada no afloramento BP.224; B) Detalhe da litofácies *Flv*, com destaque para laminação plano-paralela regularmente espaçadas.



Fonte: Do autor, 2019.

Interpretação: folhelhos e siltitos (litofácies *Fl* e *Fm*) indicam deposição por decantação, que associados ao icnogênero *Cruziana* sp., indicam ambiente marinho de águas profundas. Corroborada por estudos anteriores (ROCHA-CAMPOS & RÖSLER, 1978; SCOMAZZON et al., 2013) sobre assembleia fóssilífera que atribuem a esta unidade, ambiente marinho profundo. A presença de grânulos e seixos (Litofácies *Fl d*) indicam deposição como “chuva de grão” (*rain-out*) proveniente de *icebergs* desprendidos de geleiras. Depósitos carbonáticos (Litofácies *Cr*) associados a estes contextos glaciais sugerem ambientes próximos à frente de geleiras e/ou *icebergs*, que associadas com intervalos cíclicos, regularmente espaçados, sugere a influência de processos de marés (JAMES & LUKASIK, 2010). Arenitos maciços (Litofácies *Sm*) e folhelhos e siltitos associados, contendo marcas de sola (turboglifos), laminações suavemente onduladas indicam fluxos turbulentos desacelerantes de baixa densidade, que podem ser interpretados como turbiditos distais de leques submarinos (AF2). Medidas de paleocorrentes obtidas em marca de sola indicam fluxo de densidade para noroeste.

Esta associação de litofácies, geralmente, aflora nas porções centrais dos vales estruturais (Figura 4) nesta região e é litoestratigraficamente correlata aos depósitos do Membro/Folhelho Lontras (SCHNEIDER et al., 1974; FRANÇA & POTTER, 1988). Este membro compreende a unidade superior da Formação Campo Mourão que corresponde a um ciclo glacial intermediário cujo contato com a Formação Taciba (ciclo glacial superior; FRANÇA & POTTER, 1988) representa uma superfície de máxima inundação (SIM). Devido a sua abrangência regional, diversos trabalhos têm esta unidade como um importante *datum* estratigráfico (SCHNEIDER et al., 1974; ROCHA-CAMPOS & RÖSLER, 1978; FRANÇA & POTTER, 1988; CANUTO, SANTOS, ROCHA-CAMPOS, 2001).

5.2.2. Associação de Fácies de complexos turbidíticos (AF2)

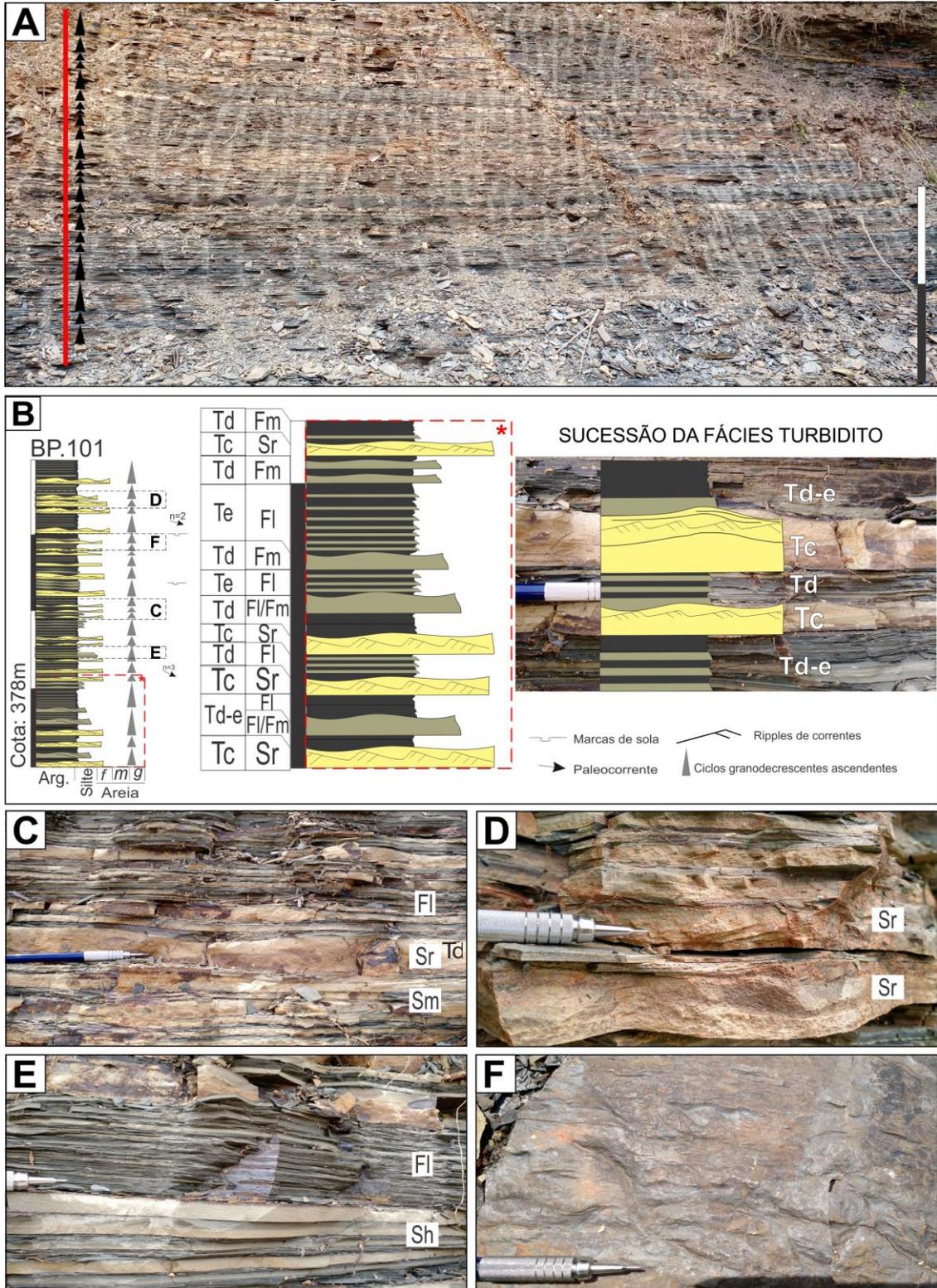
Descrição: Esta associação de fácies foi registrada em 10 afloramentos estudados (Figura 18), porém foram melhor registradas e interpretadas nos afloramentos BP.101 e BP.166 (Figuras 21 e 22), com dimensões que variam entre 5 a 20 m de extensão lateral por 3 a 8 m de extensão vertical, e compreendem as litofácies *Sm*, *Sh*, *Sr*, *Fm* e *Fl*. As litofácies *Sm*, *Sh*, *Sr* compõem arenitos finos a médio na forma de camadas tabulares a lenticulares, por vezes com base ondulada (Figura 21 B-C-D), ora maciços, ora com laminação plano-paralela e laminação cruzada por corrente (*current ripples*), respectivamente.

Sobreposto aos arenitos ocorrem as litofácies *Fm* e *Fl* dispostas em camadas tabulares a lenticulares, e geneticamente relacionadas às litofácies da AF1 (Figura 21 E). As litofácies arenosas e argilosas ocorrem intercaladas, formando ciclos (< 30 cm) granodecrescentes ascendentes (*finning upward*), ou como pacotes mais espessos (> 30 cm).

Os pacotes delgados são assim definidos por apresentarem uma intercalação de camadas pouco espessas de arenito fino e pelito, formando ciclos granodecrescentes ascendente de 5 a 25 cm (Figura 21 A-B). Em contrapartida, os pacotes espessos são compostos por ciclos que exibem espessuras que variam de 1,5 a 2 m, com geometria tabular, em que na base observa-se arenito fino a médio, maciço, com 30 a 80 cm de espessura, e para o topo tem-se camadas tabulares de folhelho e siltito laminado com 0,8 a 1,5 m de espessura (Figura 22 A-B).

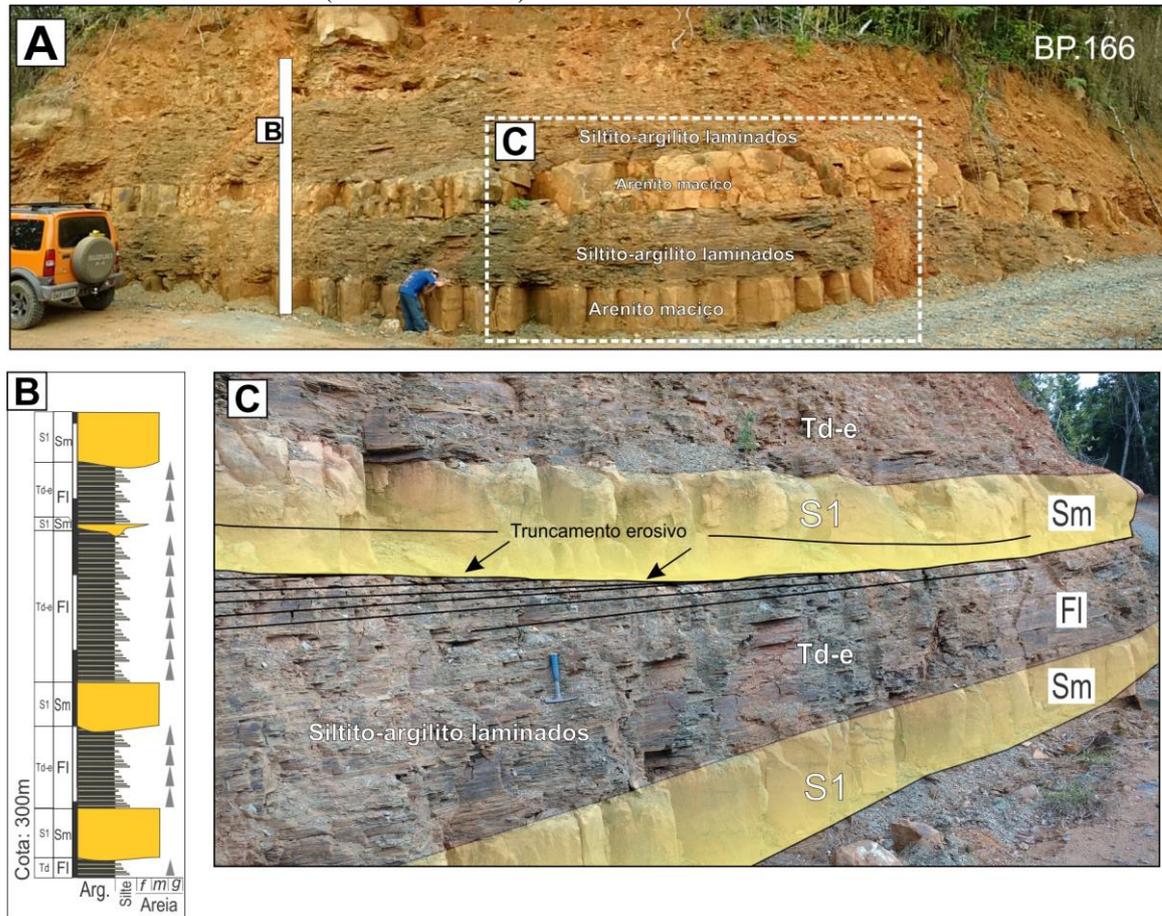
Estes ciclos exibem sequência descontínua de fácies turbidíticas, verificada através de marcas erosivas como marcas de sola, no início do ciclo de sedimentação (Figura 21F). As direções de paleocorrentes presentes nas marcas de sola e nas laminações cruzadas de corrente exibem preferencialmente correntes de sudeste para noroeste (BP.101).

Figura 21: A) Vista panorâmica do afloramento com a localização da seção colunar; B) Seção colunar para os depósitos de complexos turbidíticos delgados e sucessão das litofácies com intervalos na seqüência de Bouma incompleta (Tc-Td-Te); C) arenito fino com laminações cruzadas de corrente (litofácies Sr/Tc); D) arenito fino com lamina plano-paralelas (litofácies Sh; intervalo Tb); E) intercalação de ritmitos com espessamento ascendente dos siltitos; e F) Turboglifos gerados de corrente de turbidez.



Fonte: Do autor, 2019.

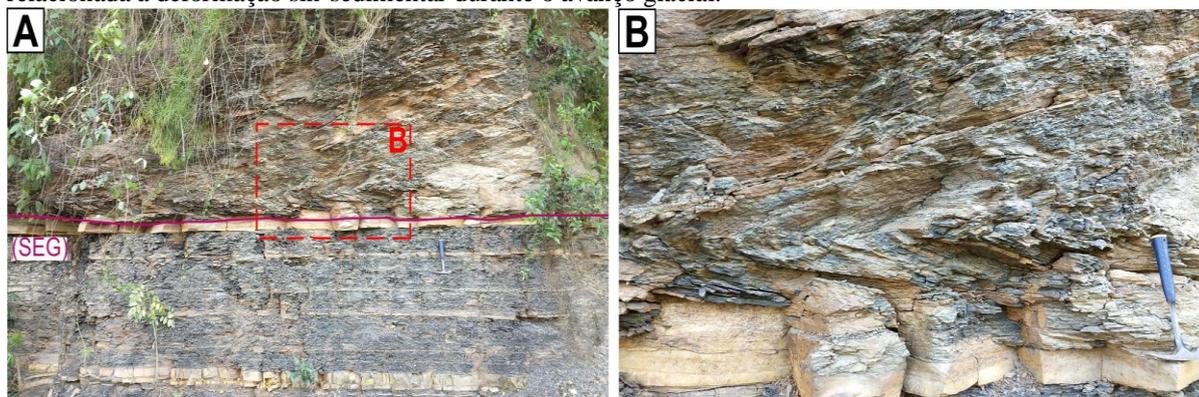
Figura 22: A) Vista panorâmica do afloramento BP.166 com a relação lateral dos arenitos maciços e camadas de siltito-argilito laminados, tabulares; B) Seção colunar do afloramento com a sucessão de litofácies; C) arenitos maciços na forma de amplos canais (litofácies Sm/S1), truncando as camadas de siltito-argilito laminados, tabulares e folhelhos laminados (litofácies Fl/Td-e).



Fonte: Do autor, 2019.

Pontualmente, foi constatado nos afloramentos BP.245 (Figura 23) e BP.115 (Figura 24) desta associação de fácies, deformações das camadas na forma de dobras complexas recumbentes cerradas com dobras parasitas associadas.

Figura 23: A) Deformações glacioteclônicas em leques submarinos, resultante do avanço glacial, limitados na base pela Superfície de Erosão Glacial, registrada no afloramento BP.254; B) Detalhe da dobra recumbente, relacionada a deformação sin-sedimentar durante o avanço glacial.



Fonte: Do autor, 2019.

Interpretação: Segundo os modelos de fácies propostos por Mulder & Alexander (2001) para depósitos de fluxos de densidade subaquosos, os ciclos de granodecrescência ascendente (*finning upward*) observados nesta associação de fácies correspondem a intervalos incompletos da série de Bouma. As camadas pouco espessas de arenito gradam internamente seguindo a sequência de litofácies Sm-Sh-Sr, são interpretadas como turbiditos delgados (TBT - “*thin-bedded turbidites*”). As camadas tabulares de arenito e pelito observadas em cada ciclo podem ser interpretadas seguindo os intervalos propostos pela série de Bouma, cuja deposição inicia-se com fluxos de densidade hiperconcentrados, representados por arenitos maciços (intervalo Ta); em seguida, camadas arenosas se depositam por correntes trativas de regime de fluxo superior, na forma de laminações plano-paralelas (intervalo Tb). Com a queda gradual de energia, há formação de laminações cruzadas de corrente (*current ripples*) no topo, indicando regime de fluxo inferior (intervalo Tc). Já em condições de baixa energia, as litofácies pelíticas Fl-Fm são depositadas por decantação e indicam os estágios finais da corrente de turbidez (intervalo Td-e). Em grande parte dos afloramentos estudados, as sequências incompletas observadas foram: Ta-Tc-Te; Ta-Tb-Tc e Ta-Td; Tc-Td-e. Isto se deve, pois, além do fato da sequência completa possuir baixa preservação no registro geológico devido à erosão de camadas por eventos posteriores (MULDER & ALEXANDER, 2001), ainda existe variabilidade faciológica durante um pulso descarga sedimentar, em que há diferença lateral na velocidade e concentração do fluxo sedimentar, relacionado ao progressivo desconfinamento do leque (DIAS, 2004). Neste contexto, também espera-se encontrar sucessões arenosas espessas em porções proximais do leque, e sucessões delgadas com predomínio de fácies pelíticas em porções distais do leque.

Conforme Mulder & Alexander (2001), estas sucessões verticais de fácies podem ser interpretadas como resultado de correntes de turbidez dos tipos *Surge* e estão relacionados a fluxos de descarga de curta duração, geralmente iniciadas por deslizamentos de taludes subaquosos, formando assim, leques submarinos.

Com relação às camadas deformadas, segundo os modelos de Eyles, Eyles e Miall (1985) para sistemas glaciomarinhas, estas deformações estão relacionadas ao avanço das geleiras durante o estágio de máxima glaciação sob substrato não consolidado, gerando estruturas glacioteconizadas. Segundo Dunbar et al. (2008), a base destas estruturas glacioteconizadas, podem representar a Superfície de Erosão Glacial (SEG), desenvolvidas durante o avanço glacial em condições do final da queda relativa do nível de base (nível baixo). As camadas sub-verticalizadas observadas no BP.115, possivelmente são resultantes da atuação de sobrecarga da geleira em sedimentos não consolidados, ou ainda, podem estar relacionados ao grande aporte sedimentar fornecido pela retração de massas de gelo proximais (VISSER & COLLISTON, 1984), associados aos leques de *outwash* subaquosos (AF3).

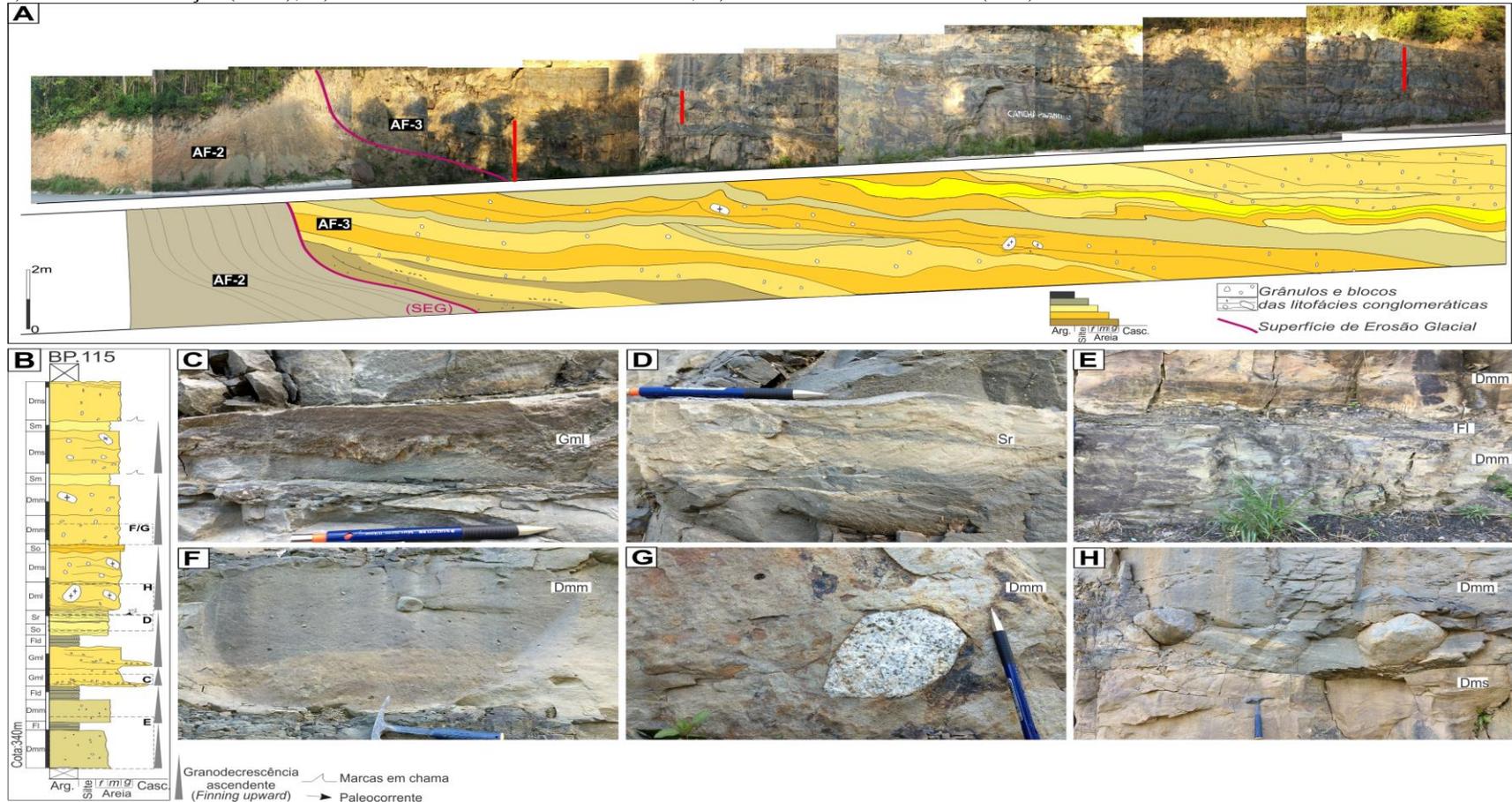
5.2.3. Associação de Fácies de Leques de *Outwash* Subaquosos (AF3)

Descrição: Esta associação de fácies possui ampla continuidade lateral (~ 100 m) e vertical (22 m) sobreposta na AF2 (Figura 24A). A AF3 é constituída pelas litofácies *Gml*, *Sm*, *Sr*, *Fl*, *Dmm*, *Dms*, e dispostas na forma de camadas amalgamadas, lenticulares ou tabulares, podendo exibir topo e base levemente ondulados e com feições de escape de fluidos (p.e. estruturas em chama) nas fácies arenosas.

A litofácies *Gml* compreende conglomerados maciços a sutilmente estratificados, sustentados por matriz de arenito médio, com clastos extraformacionais de granito e quartzo dispersos, cujo tamanho de grão varia de grânulo a seixo, subangulares a arredondados; raramente é constatada a ocorrência de clastos intraformacionais arenosos e siltosos (Figura 24C). Associado à litofácies *Gml*, ocorrem pacotes tabulares de arenitos conglomeráticos maciços (litofácies *Sm*) e que gradam para arenitos médios com laminações cruzadas de corrente (*current ripples*) (litofácies *Sr*) (Figura 24D). A litofácies *Fl* compreende siltitos laminados, por vezes com grânulos extraformacionais dispersos, e ocorrem vinculados às litofácies *Gmg*, *Sr* e *Dmm* (Figura 24E). Diamictitos com matriz de arenito fino a médio moderadamente selecionado, exibem estrutura maciça (litofácies *Dmm*) ou sutil estratificação plano-paralela (litofácies *Dms*) (Figura 24F-G-H). São constituídos por clastos extraformacionais de composição granítica e gnáissica, cujas dimensões variam na escala de seixo a bloco, arredondados a subarredondados. Apresentam-se na forma de camadas amalgamadas com 1,5 a 2 m de espessura. A litofácies *Sm* é constituída por arenitos médios, maciços, com geometria lenticular e espessuras que variam de 0,4 a 1 m. Eventualmente observa-se estruturas que indicam fluidização por sobrecarga, p.e. marcas convolutas e de chama.

Na base da seção constata-se ciclos de granodecrescentes ascendentes (*finning upward*), a partir da ocorrência de diamictitos e conglomerados seguido por siltitos. O topo das camadas de silito é marcado por superfícies erosivas onduladas, dada a deposição de diamictitos em um novo ciclo. Para o topo da seção, os ciclos de granodecrescentes ascendentes também são observados, no entanto tem-se diamictitos e, posteriormente, arenitos finos maciços, cujo topo exibe estruturas de sobrecarga. Estas litofácies ocorrem amalgamadas ao longo do afloramento e o contato entre elas é abrupto. Os dados de paleocorrentes obtidos a partir das laminações cruzadas de corrente evidenciam fluxos de sudoeste (Figura 24 B).

Figura 24: A) Seção panorâmica do afloramento BP.115 dos depósitos de leques de *outwash* subaquosos, com ilustração da composição da seção colunar (em vermelho), as principais litologias e suas geometrias (amalgamadas, lenticulares e tabulares) e superfície limítrofe SEG (Superfície de Erosão Glacial entre os depósito turbidíticos (AF2) deformados por avanço e sobrepeso das geleiras; B) Seção colunar do afloramento dos depósitos de leques de *outwash*, evidenciado os ciclos de granodrecrescência ascendente (*finning upward*) relacionados a episódios de retração e derretimento das geleiras; C) Conglomerado maciço sutilmente estratificado de matriz arenosa (*Gml*); D) Arenitos finos com laminações cruzadas por corrente (*current ripples*; *Sr*); E) Siltitos laminados (*Fl*), intercalando com diamictitos maciços (*Dmm*) na base da sucessão; F) Diamictitos maciços (*Dmm*); G) Clastos extrabacinais das fácies *Dmm*; H) Diamictitos estratificados (*Dml*).



Fonte: Do autor, 2019.

Interpretação: Os pacotes de diamictitos e conglomerados tem sua deposição relacionada a fluxos hiperconcentrados de sedimentos e a fluxos de detritos pseudoplástico, respectivamente, e indicam os estágios iniciais da retração e derretimento das geleiras. Com a progressiva queda de energia, há deposição de camadas arenosas maciças também a partir de fluxos hiperconcentrados. Pacotes arenosos com laminações cruzadas de corrente (*current ripples*) estão relacionados a correntes trativas de menor energia. Por fim, os pacotes de siltitos estão vinculados a processos de deposição por decantação e encerram a sedimentação de um ciclo de retração de geleira. Grânulos dispersos estão relacionados ao processo de chuva de grãos (*rain-out*), ocasionado pelo desprendimento e derretimento de *ice-bergs*, o que indica certa proximidade com as geleiras marginais.

Com base nos modelos de fácies para sistemas glaciomarinhas propostos por Eyles, Eyles, e Miall (1985) e a partir da presença de pacotes com geometrias amalgamadas e lenticulares, feições erosivas, estruturas de sobrecarga e fluidização, bem como a ocorrência de clastos de tamanhos diversos, sugere-se que esta associação de fácies foi depositada no contexto de leques canalizados subaquosos resultantes do derretimento de geleiras marginais, também conhecidos por leques de *outwash* subaquosos, em zona subglacial. Os ciclos granodecrescentes ascendente (*finning upward*), com a ocorrência de diamictitos, conglomerados, arenitos maciços e siltitos, correspondem a eventos de maior frequência relacionados a episódios de retração e derretimento das massas de gelo, e por consequência, aumento na taxa de suprimento sedimentar e deposição de fluxos hiperconcentrados (CHEEL & RUST, 1982).

Os depósitos de leques de *outwash* subaquosos que compõem esta associação de fácies encontram-se sobrepostos a depósitos turbidíticos da AF2, os quais compreendem depósitos mais distais do que os leques da AF3. Observa-se intensa deformação da AF2, possivelmente pela atuação de sobrecarga de geleira em sedimentos não consolidados, ou ainda por deslizamentos e desmoronamentos relacionados ao grande aporte sedimentar fornecido pela retração de massas de gelo proximais (VISSER & COLLISTON, 1984), e representam a Superfície de Erosão Glacial (SEG) (DUMBAR et al., 2008).

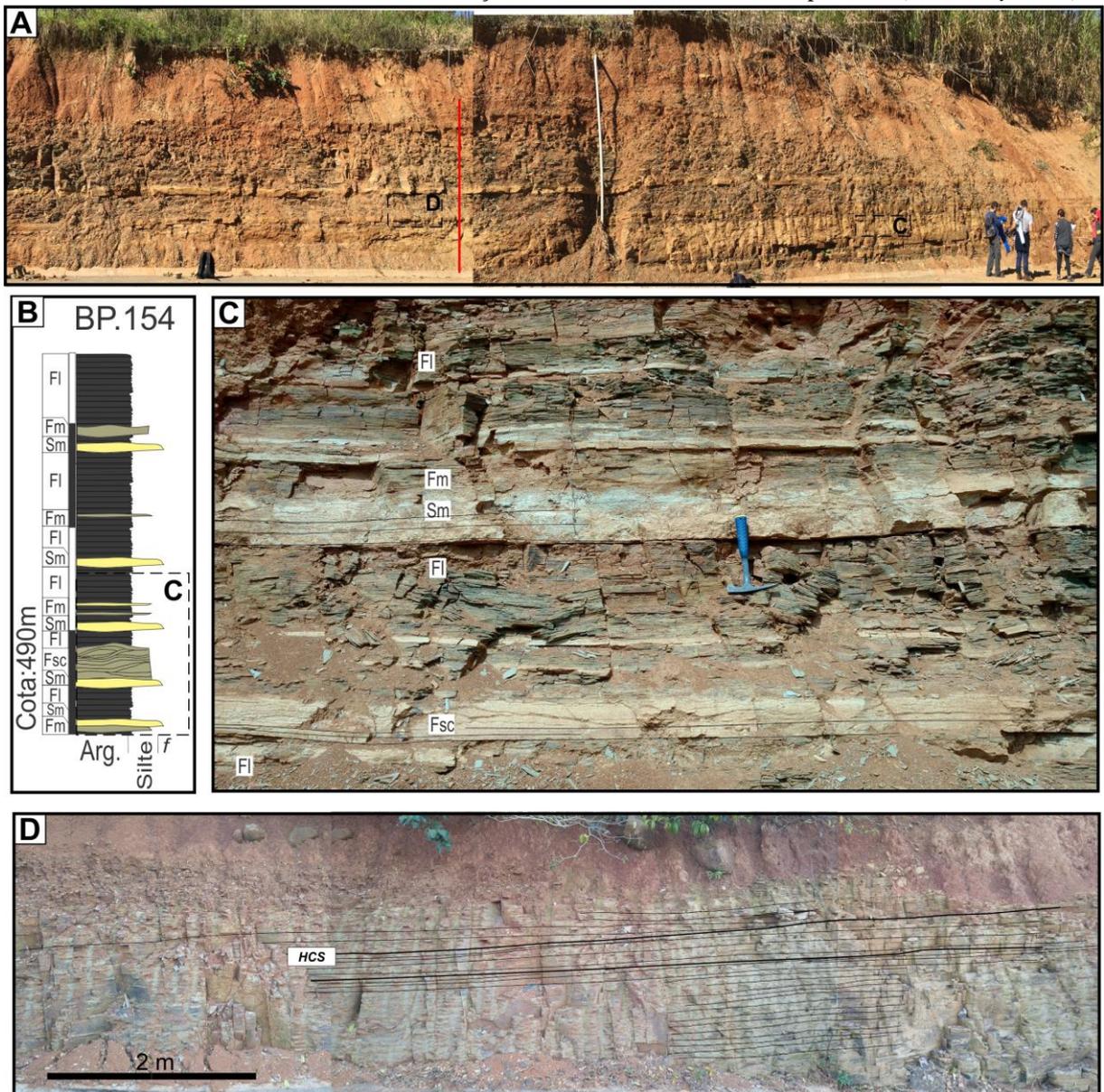
5.2.4. Associação de Fácies de Prodelta (AF4)

Descrição: Esta associação foi identificada nos afloramentos BP.154, BP.235 e BP.114 (Figuras 25, 26, 27), com continuidade lateral de 5 a 15 m e extensão vertical de 5 a 10 m. As litofácies *Fl*, *Fm*, *Hl*, *Sm* e *Shc* compõem essa associação que inclui folhelhos e siltitos laminados (litofácies *Fl*), siltitos maciços (litofácies *Fm*) dispostos como camadas tabulares com topo e base ondulados, e espessuras que variam de 0,1 a 1,2 m (Figura 25C). Camadas delgadas de arenito fino, maciço, com espessuras inferiores a 3 cm (litofácies *Sm*), ocorrem intercaladas com a pelitos (Figura 25C). A litofácies *Shc* possui ocorrência restrita e é caracterizada por camadas de arenito muito fino a siltítico, com laminação cruzada de baixo ou *hummocky* (Figura 25D). A litofácies *Hl* compreende heterolito lenticular (Figura 26B) que exibe laminação plano-paralela à ondulada assimétrica, com icnofósseis do gênero *Zoophycos* sp. e *Nerite* sp. (Figura 26 C-D). Esta litofácies se inter-relaciona com os heterolitos *wavy* e *flaser*, que gradam para a AF5 (Figuras 26A e 27A-B).

Interpretação: Segundo os modelos de fácies para sistemas deltaicos apresentados por Bhattacharya (2010), o predomínio de folhelhos laminados e siltios maciços, e o baixo a moderado grau de bioturbação evidenciados pelos icnofósseis do gênero *Zoophycos* sp. e *Nerite* sp., sugerem para esta associação de fácies, deposição em um contexto de prodelta. Os sedimentos finos indicam deposição pelo processo de decantação em condições de baixa energia, com o registro de camadas pouco espessas de arenito vinculados a fluxos hiperpicnais relacionados a eventos de maior descarga de sedimentos fluviais para o sistema deltaico (OLARIU & BHATTACHARYA, 2006), já em porções mais distais dado a pequena espessura das camadas de arenitos finos maciços. Os heterolitos com acamadamento *linsen* indicam predomínio de deposição por decantação, com influência de correntes trativas, relacionados a porções proximais do prodelta. O intervalo restrito de arenito muito fino a siltítico com *hummocky* indica a influência de ondas. Esta associação de fácies está geneticamente relacionada à AF5 que será descrita a seguir, representativa de depósitos de frente-deltaica. As associações de fácies 4 e 5 representam ciclos de granocrescência ascendente (*coarsing upward*) relacionados à progradações do sistema deltaico.

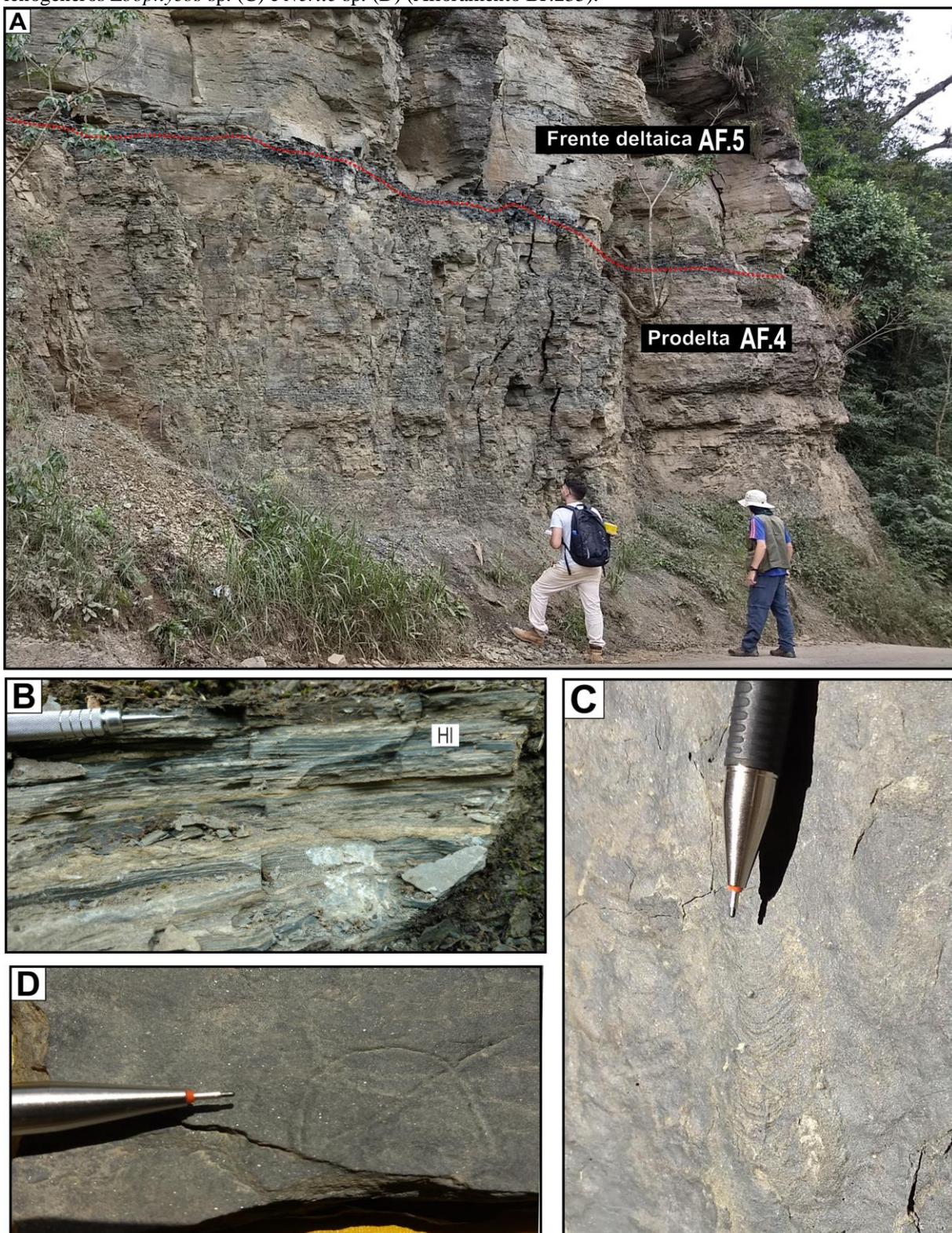
Sucessões sedimentares marinho-raso de margens da bacia interior contêm acumulações espessas e lateralmente extensas de arenitos, geralmente contendo *hummocky* (Figura 25D). A importância estratigráfica desses depósitos foi reconhecida pela primeira vez por Goldring e Bridges (1973), que os denominaram "lençóis de arenitos de sublitoral" e sugeriram várias origens, incluindo tempestades, tsunamis, inundações, marés, rasgos e correntes de turbidez. As relações genéticas entre esses leitos e rios em inundações foram documentadas por Mutti et al. (2003)

Figura 25: A) Seção panorâmica do afloramento BP154 dos depósitos de prodelta distais, com destaque em vermelho para o levantamento da seção; B) Seção colunar do afloramento BP.154; C) Camadas de arenitos fino maciços (litofácies *Sm*), intercaladas em camadas de siltito maciço e laminado (litofácies *Fm* e *Fl*) devido a fluxos hiperpicnais relacionados a eventos de maior descarga fluvial. C) Sucessão de arenito muito fino, siltito e folhelho laminados. D) Sucessão de arenito fino síltico com filmes argilosos intercalados, com acamamento suavemente ondulado, internamente, com laminação ondulada horizontal truncada por onda (*hummocky*: HSC).



Fonte: Do autor, 2019

Figura 26: A) Depósitos de prodelta base (AF4) em contato abrupto com depósitos de frente deltaica (AF5); B) heterolito laminado (siltito-argilito) com níveis de acamadamento lenticular (*linsen*) (*Hi*, argila>areia); traços dos icnogêneros *Zoophycos* sp. (C) e *Nerite* sp. (D) (Afloramento BP.235).

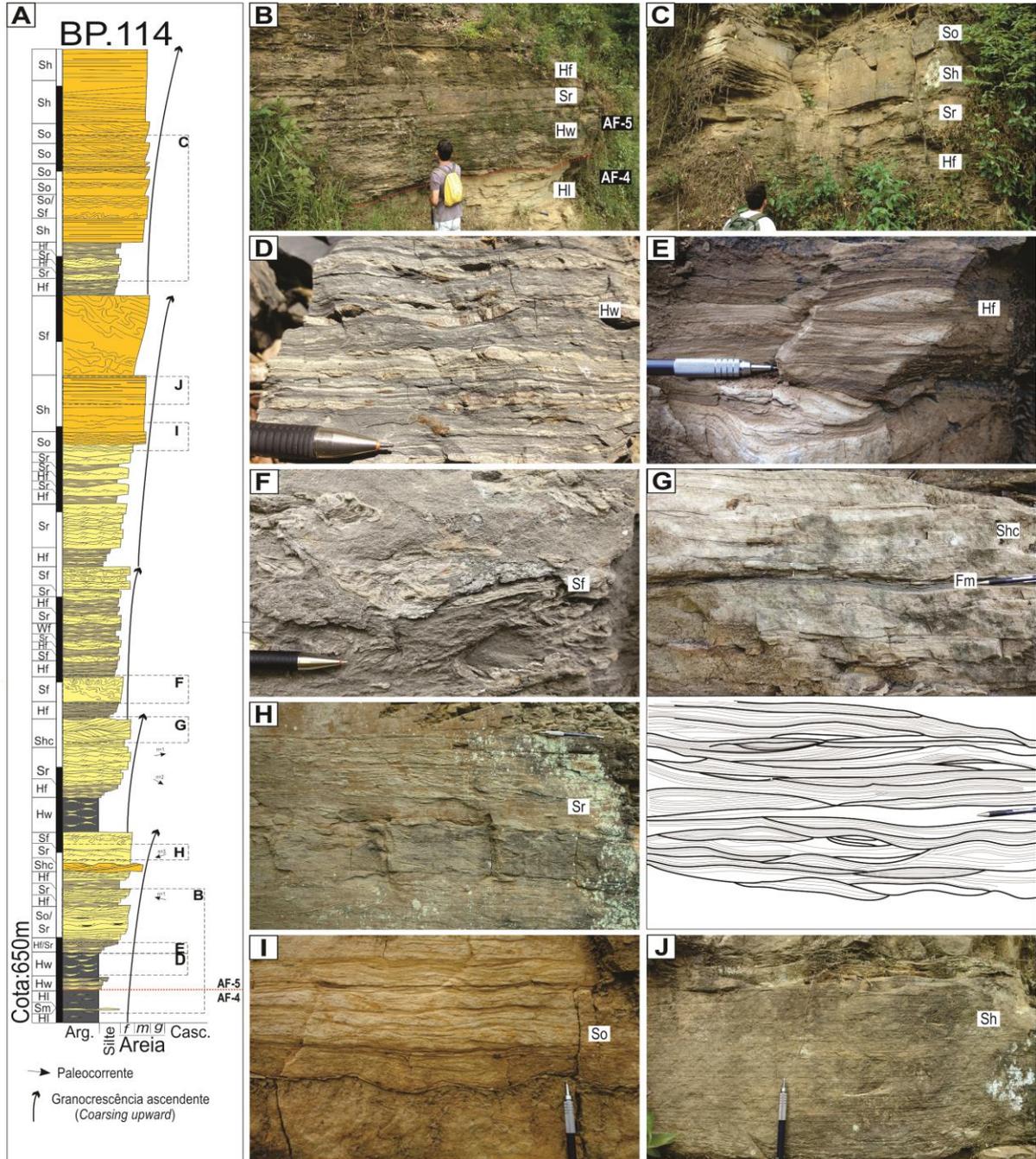


Fonte: Do autor, 2019.

5.2.5. Associação de Fácies de Frente Deltaica (AF5)

Descrição: Esta associação de fácies é principalmente observada no afloramento BP.114, em corte de estrada, com continuidade lateral de 65 m e extensão vertical de 17 m. As litofácies que compõem esta associação são *Hf*, *Hw*, *Sf*, *Shc*, *So*, *Sr* e *Sh*, exibindo geometria predominantemente tabular a amalgamada. Uma importante feição que compõem esta associação é a passagem de uma litofácies para outra com base no progressivo ganho de areia e mudanças no regime de fluxo, gerando ciclos de granocrescência ascendente (*coarsing upward*) vinculados também aos depósitos de finos de prodelta da AF-4. Os heterolitos que se fazem presente na porção basal exibem acamadamento wavy (litofácies *Hw*; Figura 27D) e *flaser* (litofácies *Hf*; Figura 27E), diferenciando-se pela proporção argila/silte-areia. A litofácies *Hw* apresenta intercalação centimétrica de pelito e arenito na forma de lâminas levemente onduladas. A litofácies *Hf* caracteriza heterolitos predominantemente arenosos com laminações de onda e corrente (*wavy* e *current ripples*) e finas lâminas de pelito. Eventualmente os heterolitos podem gradar de um tipo para outro conforme a proporção argila/silte-areia, e estão geneticamente relacionados aos depósitos de finos da AF-4. Compõem pacotes tabulares lateralmente contínuos pela extensão do afloramento (Figura 27 C-D-E). Na sucessão, é notável o ganho e espessamento das camadas de areia, caracterizando as litofácies *Sr*, *So*, *Shc* e *Sf* (Figura 27A). As litofácies *Sr* e *So* são caracterizadas por arenito fino com laminações onduladas de corrente (*current ripples*) (Figura 27H) e onduladas de onda (*wavy ripples*) (Figura 27I), com geometria tabular a amalgamada, com espessuras que variam de 0,5 a 1,5 m. A litofácies *Sf* constitui arenitos finos com estruturas convolutas de sobrecarga, com perda total da estrutura interna deposicional (Figura 27F), e está disposta como pacotes amalgamados com 0,3 a 1 m de espessura. A litofácies *Shc* ocorre pontualmente ao longo da sucessão e compõe pacotes de arenito fino com laminação cruzada de baixo ângulo tipo *hummocky* (Figura 27G), com geometria amalgamada e espessura variando de 0,2 a 0,4 m; exibe base erosiva. Observada predominantemente no topo da sucessão, a litofácies *Sh* é caracterizada por arenitos finos a médios, bem selecionados, com laminações plano-paralelas a cruzadas de baixo ângulo (Figura 27J), cujos pacotes tabulares apresentam espessuras ente 1 a 1,2 m. Impressões de planta também podem ser encontradas ao topo da sucessão. Os dados de paleocorrentes foram adquiridos a partir de lamina cruzadas por corrente (*current ripples*), presentes nas fácies arenosas e heterolíticas, e evidenciam fluxos provenientes oeste-sudoeste na porção inferior, e fluxos de leste-sudeste em uma porção superior.

Figura 27: A) Seção colunar do afloramento BP.114, depósitos progradantes de frente deltaica evidenciados por ciclos de granocrescência ascendente (*coarsing upward*) e aumento na proporção de pacotes arenosos para o topo; B) Camadas amalgamadas a tabulares de heterolitos de prodelta (*Hi*), progradando para heterolitos de frente deltaica na base da sucessão; C) Pacotes arenosos de geometria tabular ao topo da sucessão; D) Heterolitos com acamadamento *wavy* (*Hw*; argila=areia); E) Heterolitos com acamadamento *flaser* (*Hf*; areia>argila) com estruturas *current ripples*; F) Arenitos convolutos com perda total da estrutura interna (*Sf*); G) Arenito fino com laminações cruzadas de baixo ângulo tipo *hummocky* (*Shc*); Arenito fino com laminações *current ripples* (*Sr*); Arenito fino a médio com laminações *wavy ripples* (*So*); Arenito fino a médio com laminações plano-paralela a baixo ângulo (*Sh*).



Fonte: Do autor, 2019.

Interpretação: A partir do caráter progradante na sucessão vertical de fácies, evidenciado por ciclos de coarsing-upward, a relação genética entre os folhelhos laminados e heterolitos de prodelta (AF-4), bem como o aumento progressivo na espessura dos pacotes de arenito, esta associação de fácies é interpretada como depósitos de frente deltaica (BHATTACHARYA, 2010). Nestas condições, predominam depósitos relacionados a fluxos oscilatórios e trativos devido ao aumento gradual de energia em regiões progressivamente mais próximas da costa. Há intercalação de processos trativos (correntes oscilatórias e unidirecionais) e por suspensão, em porções mais distais do delta (transição prodelta-frente deltaica) evidenciados através das camadas tabulares de heterolitos tipo *wavy*. A ocorrência de pacotes arenosos e heterolíticos, junto aos folhelhos da AF4, formam ciclos granocrescentes ascendentes (*coarsing-upward*) relacionados à deposição de lobos deltaicos (OLARIU & BATTACHARYA, 2006). O predomínio de pacotes tabulares arenosos com laminações onduladas de onda (*wavy ripples*) e a ocorrência pontual de pacotes de arenito fino com laminação cruzada de baixo ângulo tipo *hummocky* implicam de ação de ondas e influência de tempestades nestes depósitos, enquanto a ocorrência de pacotes amalgamados de arenitos convolutos, com perda total da estrutura interna, indica episódios esporádicos de fluxos hipopicnais, relacionados a eventos de maior descarga fluvial (BHATTACHARYA, 2010). Para o topo, predominam pacotes tabulares de arenito fino com estruturas onduladas de onda e laminações plano-paralelas a cruzadas de baixo ângulo, e indicam predomínio da ação de onda com relação à ação fluvial. Desta forma, interpreta-se que este sistema deltaico seja predominantemente influenciado por processos de onda, de forma que para o topo tenha-se deposição de arenitos relacionados a depósitos de *shoreface* superior a *foreshore*.

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1. UNIDADES DEPOSICIONAIS E TRATOS DE SISTEMAS

Com base na análise litológica e espacial das cinco associações de fácies, foram definidas cinco unidades deposicionais para o Grupo Itararé na região de Presidente Getúlio (Quadro 2): Unidade Depositional Interglacial (UD1); Unidade Depositional Glacial (UD2); Unidade Depositional Máximo Glacial (UD3); Unidade Depositional Deglacial (UD4); e Unidade Depositional Pós-Glacial (UD5). Em cada unidade deposicional, verificou-se o empilhamento vertical da fácies, a geometria dos depósitos e suas superfícies limítrofes para compreensão do ciclo de variação do espaço de acomodação e suprimento sedimentar para divisão em tratos de sistemas.

Quadro 2: Divisão das unidades deposicionais e seus respectivos estágios glaciais, tratos de sistemas, associação de fácies presentes e afloramentos.

| Unidade deposicional | Estágios glaciais | Tratos de sistemas | Associação de fácies | Afloramentos |
|----------------------|-------------------|--------------------|----------------------|--|
| UD5 | Pós-glacial | TSNA | AF4; AF5 | BP.114; BP.254, BP.255 |
| UD4 | Deglacial | TST | AF1 | BP.224; BP.255 |
| UD3 | Máximo Glacial | TSNB | AF2; AF3 | BP.115; BP.254; BP.166; BP.259 |
| UD2 | Glacial | TSNQ | AF2 | BP.95; BP.97; BP.101; BP.160; BP.165; BP.192; BP.194; BP. BP.254 |
| UD1 | Interglacial | TST | AF1; AF2 | BP.99; BP.100; BP.159; BP.160, BP.165, BP.190; BP.191; BP.194 |

Fonte: Do autor, 2019

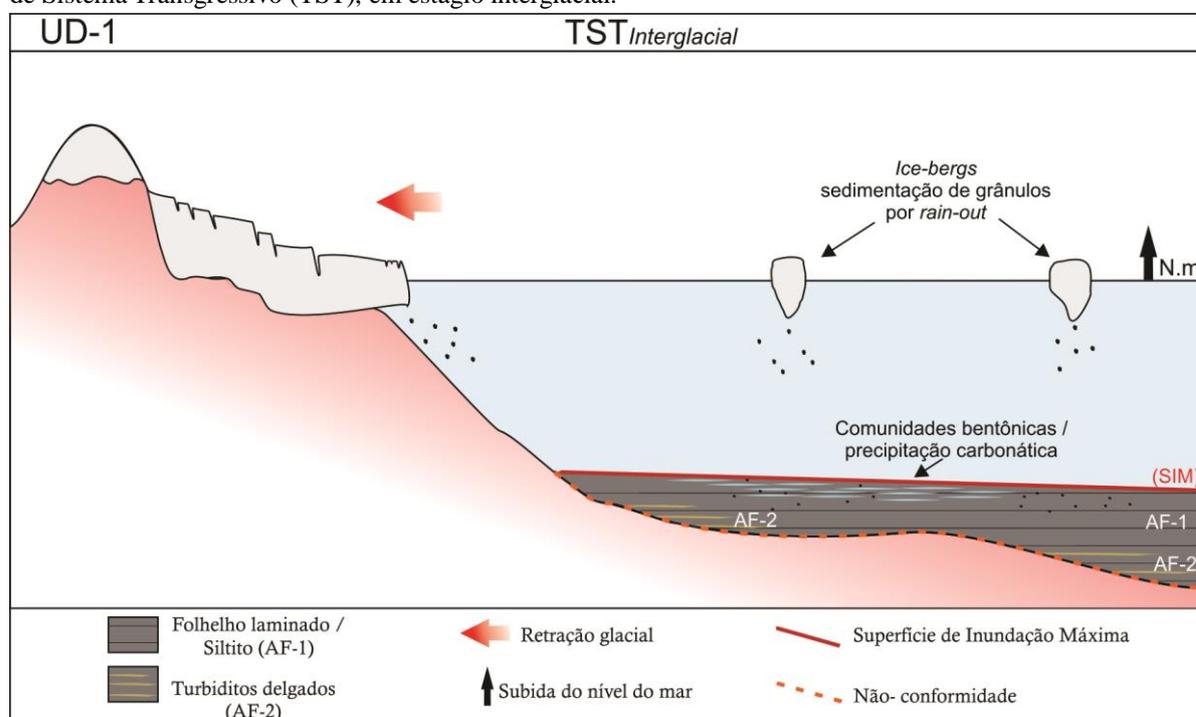
6.1.1. Unidade Depositional Interglacial (UD1)

Esta unidade deposicional é caracterizada principalmente pela associação de fácies marinho profundo (glaciomarinho) (AF1), vinculada a eventos episódicos de fluxos turbulentos desacelerantes, evidenciados por turbiditos delgados da associação de fácies de leques submarinos (AF2). O domínio da sedimentação pelágica a hemipelágica presente nesta unidade, com padrão agradacional, permite inferir condições de equilíbrio entre o baixo aporte sedimentar e a taxa de criação do espaço de acomodação, configurando depósitos de seção condensada, característica dos estágios finais do Trato de Sistema Transgressivo (TST) (HOLZ, 2012) (Figura 28). Trabalhos anteriores também corroboram com esta interpretação e definem que esta unidade pode ser utilizada como *datum* regional por representar um evento de máxima transgressão, litoestratigraficamente conhecido como Membro

Lontras, unidade superior da Formação Campo Mourão (FRANÇA & POTTER, 1988; CANUTO, SANTOS, ROCHA-CAMPOS, 2001; VESELY & ASSINE, 2004). Segundo França & Potter (1988), este membro também indica a passagem do segundo ciclo glacial do Grupo Itararé (Fm. Campo Mourão) para o início do terceiro e último ciclo glacial (Formação Taciba) e implica em períodos interglaciais, em que há recuo parcial das massas de gelo e aumento do nível de base relacionado ao degelo (ZECCHIN, CATUNEANU, REBESCO, 2015). Nestas condições, é comum a sedimentação de depósitos glaciogênicos relacionados a *ice-bergs* (porções distais da costa) e geleiras marginais, assim como a concentração de comunidades bentônicas, relacionadas a precipitação carbonática ao topo da seção condensada (p.e. lentes carbonáticas e margas; DUMBAR et al., 2008). Os turbiditos delgados presentes nesta unidade, têm sua origem relacionada ao colapso do talude subaquoso, causados pela instabilidade hidráulica decorrente da transgressão (HOLZ, 2012). Nesse contexto, os depósitos desta unidade ocorrem através de inundações em vales estruturais do embasamento, evidenciados a partir do padrão das paleocorrentes, com direção principal SE-NW, que condiz com a direção do Lineamento Estrutural Rio Hercílio (Figura 17), e caracterizam o início da deposição em sistemas de fiordes (HOKKE & ELVERHOI, 1996; HOWE et al., 2010).

Dessa forma, o limite inferior da sucessão estudada compõe uma não conformidade com o embasamento, e está limitada ao topo pela Superfície de Inundação Máxima (SIM).

Figura 28: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional um (UD-1), desenvolvido durante o Trato de Sistema Transgressivo (TST), em estágio interglacial.



Fonte: Do autor, 2019.

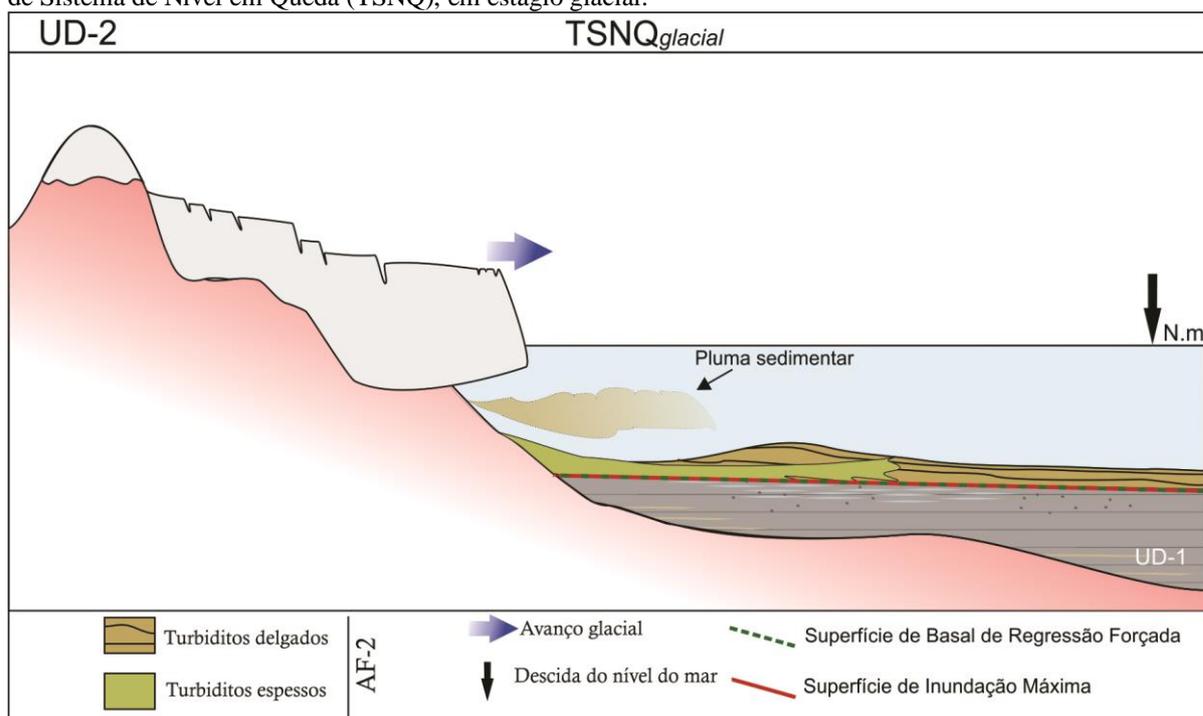
6.1.2. Unidade Depositional Glacial (UD2)

Essa unidade deposicional é constituída pela associação de fácies de leques submarinos (AF2) observada em afloramentos lateralmente contínuos com intercalação de pacotes arenosos e pelíticos em ciclos granodecrescência ascendente (*fining upward*) relacionados à deposição da sequência de Bouma, a partir de correntes de turbidez. A variabilidade lateral de fácies depositadas durante um pulso de descarga sedimentar (corrente de turbidez) é evidenciada a partir da deposição incompleta da sequência de Bouma, visto diferença lateral na velocidade e concentração do fluxo, relacionada ao progressivo desconfinamento do leque (DIAS, 2004). Sequências espessas com predomínio de fácies arenosas representam porções proximais do leque, com domínio de depósitos canalizados relacionados à maior velocidade e concentração do fluxo sedimentar (p.e. BP.194). Sequências delgadas, com camadas arenosas lenticulares, mostram a progressiva perda de energia e desconfinamento, prevalecendo a deposição de fácies pelíticas em porções mais distais do leque (p.e. BP.101).

Os espessos pacotes arenosos sobrepostos a folhelhos da UD1, como observados nos afloramentos BP-194 e BP-160, indicam um progressivo *input* sedimentar, devido ao retrabalhamento do talude vinculado a queda abrupta do nível de base, gerado durante o Trato de Sistema de Nível em Queda (TSNQ) (HOLZ, 2012). Segundo Zecchin, Catuneanu e Rebesco (2015), este trato de sistema indica o avanço e espessamento das massas de gelo em direção a bacia, em que o rebaixamento do nível de base supera o ajuste isostático ocasionado pelo sobrepeso das geleiras (Figura 29). Seguindo para estágios mais avançados, o equilíbrio entre o rebaixamento do nível de base e o espessamento das massas de gelo, é evidenciado através do predomínio de sequências delgadas dos depósitos de leques submarinos (p.e. BP-115, BP-254). Esta unidade é limitada na base pela Superfície Basal de Regressão Forçada (SBRF), que neste contexto coincide com a Superfície de Inundação do TST da unidade deposicional anterior, e no topo, pela Superfície de Erosão Glacial (SEG).

Litoestratigraficamente, esta unidade deposicional pertence ao Membro Rio Segredo, unidade inferior da Formação Taciba (FRANÇA & POTTER, 1988).

Figura 29: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional dois (UD-2), desenvolvido durante o Trato de Sistema de Nível em Queda (TSNQ), em estágio glacial.



Fonte: Do autor, 2019.

6.1.3. Unidade Depositional Máximo Glacial (UD-3)

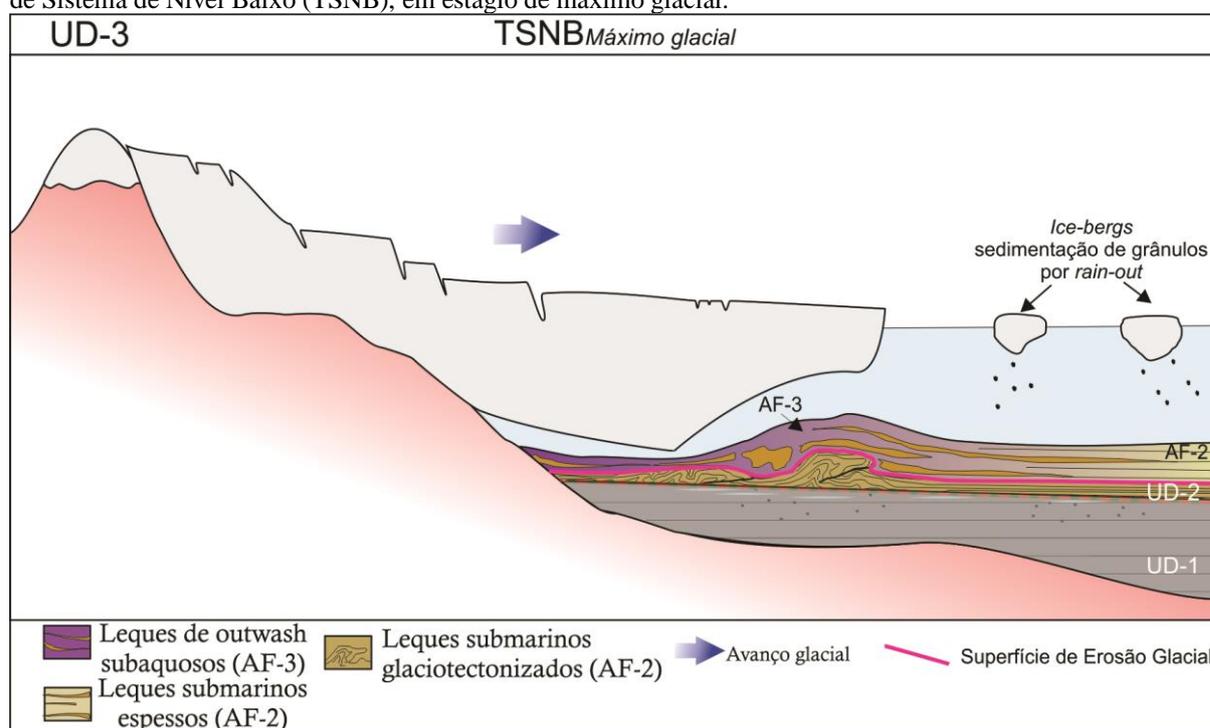
A evolução desta unidade deposicional ocorre em condições de extremo rebaixamento do nível de base, devido ao avanço e espessamento das massas de gelo no estágio de máximo glacial desenvolvido durante o Trato de Sistema de Nível Baixo (TSNB) (ZECHIN, CATUNEANU, REBESCO, 2015; PEDERSEN, 2015). É caracterizada por depósitos de leques submarinos (AF2; BP.254) e depósitos de leques de *outwash* subaquosos (AF3; p.e. BP115).

Assim como observado ao final do TSNQ, é constatado no início do TSNB depósitos com padrão agradacional das fácies, com adelgaçamento das camadas que compõem os leques submarinos, resultantes do equilíbrio entre o nível de base e o espessamento das geleiras. Durante o avanço das massas de gelo em direção a bacia, no estágio de máxima glaciação, parte destes depósitos sofrem deformações glaciotectônicas de caráter plástico/pseudoplástico, vinculadas a movimentação das geleiras em um substrato não consolidado (p.e. BP.254) (Figura 30).

Após o estágio de máximo avanço glacial, ao final do TSNB, as taxas de retração glacial superam gradualmente as taxas de avanço das geleiras, e instalam-se depósitos de leques de *outwash* subaquosos progradantes (AF3) em zonas subglaciais. Estes depósitos estão relacionados ao progressivo derretimento das massas de gelo, e consequente geração de fluxos hiperconcentrados em sedimentos, evidenciados por pacotes amalgamados de diamictitos, conglomerados e arenitos maciços.

É possível constatar a ocorrência de ciclos de alta frequência com padrão de granodecrescência ascendente (*fining upward*), vinculados a eventos de retração e derretimento das geleiras (CHEEL & RUST, 1982). Em porções distais (zona proglacial), estes depósitos evoluem progressivamente para leques submarinos (AF2, p.e. BP166). Essa unidade é limitada na base pela Superfície de Erosão Glacial (SEG; ZECHIN, CATUNEANU, REBESCO, 2015), e representa o avanço glacial máximo, e ao topo, é delimitada através da Superfície Transgressiva (ST). Litoestratigraficamente, está unidade deposicional pertence ao Membro Chapéu do Sol (AF3) e ao Membro Rio Segredo (AF2) da Formação Taciba (FRANÇA & POTTER, 1988).

Figura 30: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional três (UD-3), desenvolvido durante o Trato de Sistema de Nível Baixo (TSNB), em estágio de máximo glacial.



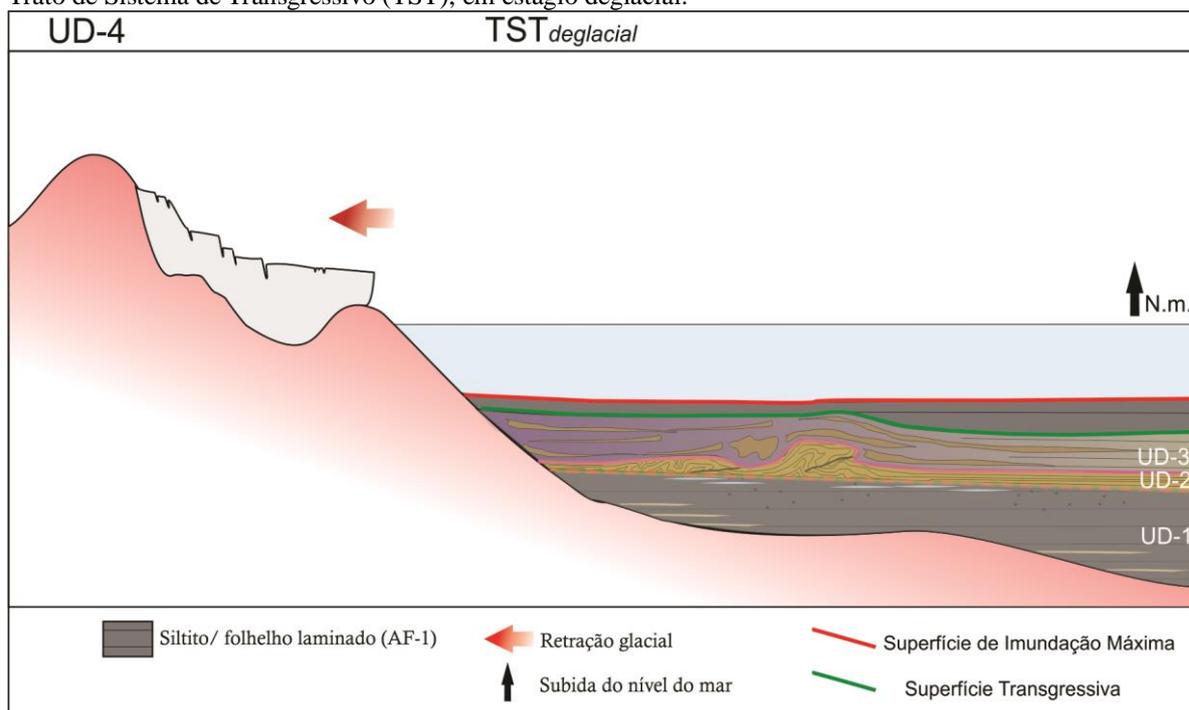
Fonte: Do autor, 2019.

6.1.4. Unidade Depositional Deglacial (UD4)

Assim como na UD1, esta unidade deposicional também é caracterizada pela associação de fácies marinho profundo (AF1). O predomínio de sedimentos finos, como siltitos e ritmitos (p.e. BP-224), relacionados à zona proglacial, sobre depósitos subglaciais, implicam no deslocamento da linha de costa em direção ao continente (retrogradação das fácies) e consequente aumento do nível de base, vinculado ao derretimento e retração das geleiras em taxas superiores ao ajuste isoestático e aporte sedimentar, caracterizando o Trato de Sistemas Transgressivo (TST) (ZECHIN; CATUNEANU; REBESCO, 2015) (Figura 31).

Em geral, os depósitos marinhos profundos que compõem esta unidade possuem escassas evidências de uma sedimentação glaciogênica, como ocorrido na UD1. Isto se deve a retração máxima das geleiras, estando a influência das geleiras limitada apenas às porções marginais da bacia, e caracteriza o estágio de deglaciação. Essa unidade é limitada na base pela Superfície Transgressiva (ST), e no topo pela Superfície de Máxima Inundação (SIM). Litoestratigraficamente, esta unidade deposicional pertence a porção inferior do Membro Rio do Sul, unidade superior da Formação Taciba (FRANÇA & POTTER, 1988).

Figura 31: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional quatro (UD-4), desenvolvido durante o Trato de Sistema de Transgressivo (TST), em estágio deglacial.



Fonte: Do autor, 2019

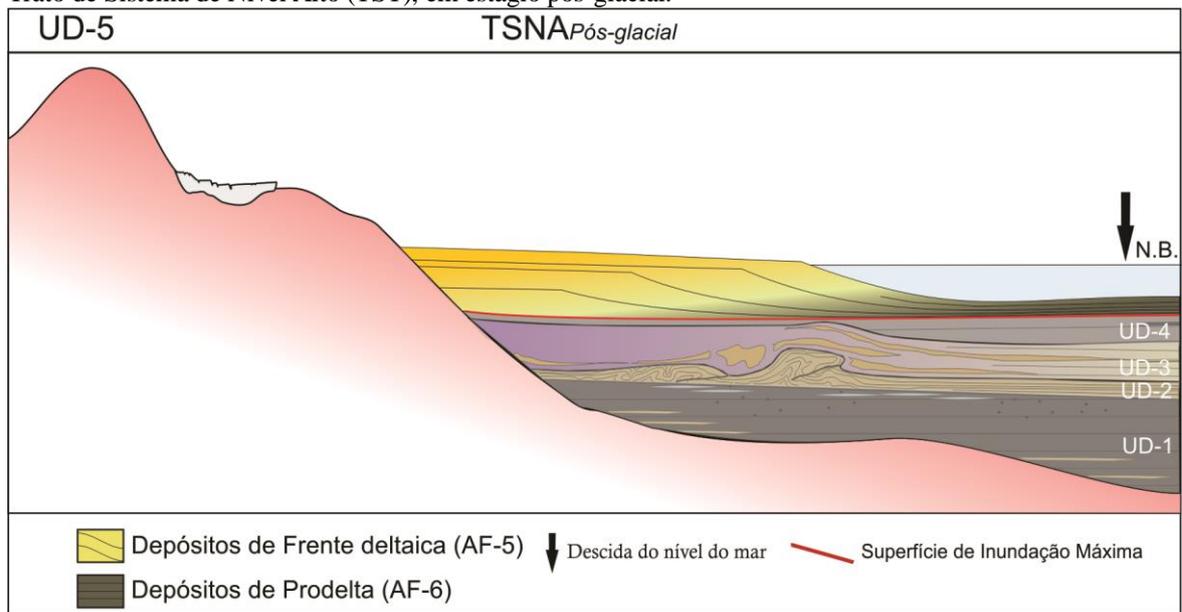
6.1.5. Unidade Depositional Pós-Glacial (UD5)

Essa unidade deposicional é constituída pelas associações de fácies de prodelta (AF4) e de frente deltaica (AF5), ambas geneticamente relacionadas. Esses depósitos são caracterizados principalmente pelo padrão progradantes das fácies, constatados na forma de ciclos granocrescentes ascendentes (*coarsing-upward*). Esses ciclos são constituídos por folhelhos e siltitos maciços a laminados, seguidos por camadas tabulares de heterolitos e para o topo, camadas tabulares de arenitos com predomínio de estruturas que refletem a ação de ondas (por vezes de tempestade) e fluxos hiperpicnais a hipocnais, desenvolvidos durante descargas fluviais maiores. Nesse contexto, os depósitos desta unidade compõem lobos deltaicos progradantes (BHATTACHARYA, 2010), desenvolvidos em condições pós-glaciais, dada ausência total de influência glaciogênica, e

compreendem o preenchimento total da deposição em sistemas de fiordes (HOWE et al., 2010; HOKKE & ELVERHOI, 1996). Esta unidade foi depositada no Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA), limitada na base pela Superfície de Inundação Máxima (SIM) (Figura 32).

Litoestratigraficamente, esta unidade deposicional pertence a porção superior do Membro Rio do Sul (FRANÇA & POTTER, 1996), e encerra a sequência glacial Permocarbonífera registrada na Bacia do Paraná.

Figura 32: Modelo deposicional elaborada para unidade deposicional cinco (UD-5), desenvolvido durante o Trato de Sistema de Nível Alto (TST), em estágio pós-glacial.



Fonte: Do autor, 2019.

7. CONCLUSÃO

Com base no mapeamento geológico (1:25.000) da região de Presidente Getúlio e na integração dos dados faciológicos e arquiteturais das formações Campo Mourão e Taciba (Grupo Itararé), foram definidas cinco associações de fácies: marinho profundo/glaciomarinho (AF1/Membro Lontras), complexo turbidítico (AF2/Membro Rio Segredo), leques de outwash subaquosos (AF3/Membro Chapéu do Sol), prodelta (AF4/Membro Rio do Sul) e frente deltaica (AF5/Membro Rio do Sul) (Figura 33A). Essas associações representam cinco Unidades Depositionais (UD1 a UD5; Figura 33B) que compreende, respectivamente, da base para o topo: Trato de Sistema Transgressivo interglacial (**TSTi**), Trato de Sistema Regressivo glacial (**TSRg**), Trato de Sistema de Nível Baixo máximo glacial (**TSNBmg**), Trato de Sistema Transgressivo deglacial (**TSTd**) e Trato de Sistema de Nível Alto pós-glacial (**TSNApg**). A proposta da evolução estratigráfica para esses trato de sistemas, com suas superfícies limítrofes é apresentada na Figura 33C.

O **TSTi** se desenvolveu em um período de transição entre ciclos glaciais (intermediário e superior) do Grupo Itararé. É depositado no contexto glaciomarinho, sendo caracterizado pelo domínio da sedimentação pelágica a hemipelágica, configurando depósitos de seção condensada, desenvolvida durante o estágio transgressivo que indicam o início do preenchimento em sistemas de fiordes. Estes depósitos pertencem ao Membro Lontras (Formação Campo Mourão), situados na base da seção composta.

O **TSRg** se encontra limitado na base pela Superfície de Regressão Forçada (SRF) que coincide com a Superfície de Inundação Máxima (SIM), desenvolvida ao topo do TSTi. Compreendem depósitos de corrente de turbidez desenvolvidos em forma de leques submarinos durante os estágios de avanço glacial e por consequência, queda do nível de base. Estes depósitos tendem a evoluírem lateralmente de estratos espessos com predomínio de camadas arenosas, para estratos delgados, devido ao desconfinamento do leque e também pelo equilíbrio entre avanço da geleira e rebaixamento do nível de base, tornando o sistema agradacional. Estes depósitos estão inseridos no Membro Rio Segredo (Formação Taciba).

O **TSNBmg** registra o estágio de máxima glaciação desenvolvida durante o último ciclo glacial do Grupo Itararé, em condições de extremo rebaixamento do nível de base. São observadas deformações glaciotectônicas vinculadas a movimentação da base das geleiras sob o substrato não consolidado, sendo o limite inferior desta unidade definido pela Superfície de Erosão Glacial (SEG). Compreende depósitos de leques de *outwash* subaquosos que evoluem lateralmente para fluxos turbulentos hiperconcentrados em sedimentos, relacionados aos leques submarinos. Estes depósitos constituem os membros Chapéu do Sol e Rio Segredo.

O **TSTd** é limitado na base pela Superfície Transgressiva (ST) e tem seu desenvolvimento ligado a retração das geleiras e progressivo avanço da linha de costa em direção ao continente. Compreende depósitos marinhos com baixa influência glacial, devido à retração do gelo para porções continentais. Estes depósitos pertencem a porção inferior do Membro Rio do Sul, desenvolvidos durante o estágio transgressivo.

O **TSNApg** é limitado na base pela Superfície de Inundação máxima (SIM), e compreende depósitos deltaicos desenvolvidos durante o estágio pós-glacial, situados na porção superior da seção composta. Neste estágio, o fiorde se encontra totalmente preenchido, e ocorre o desenvolvimento de depósitos transicionais progradantes. Estes depósitos pertencem a porção superior do Membro Rio do Sul, em estágio de mar alto.

8. REFERÊNCIAS

- ASSINE, M. L.; VESELY, F. F. Ambientes Glaciais. In: PEDREIRA DA SILVA, A.J.C.L.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C. (Org.). **Ambientes de Sedimentação do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. 2008. p. 25-52.
- BHATTACHARYA, J.P. Deltas. In: JAMES, Noel P.; DALRYMPLE, Robert W. **Facies Models**. 4. ed. Toronto: Geotext, 2010. Cap. 5. p. 233-264.
- BOULTON, G. S. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation: **Journal of Glaciology**, v.42, p.43-62, 1996.
- CANUTO, J. R.; SANTOS, P. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Estratigrafia de sequências 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**, São Paulo, v31,n-1, p107-116, 2001
- CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J.P.; BLUM, M.D.; DALRYMPLE, R.W.; ERIKSSON, P.G.; FIELDING, C.R.; FISHER, W.I.; GALLOWAY, W.E. GIBLING, M.R.; GILES, K.A.; HOLBROOK, J.M.; JORDAN, R.; KENDALL, C.G.St.C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O.J.; MIAL, A.D.; NEAL, J.E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H.W.; PRATT, B.R.; SARGJ.F.; SHANLEY, K.W.; STEEL, R.J.; STRASSER, A.; TUCKER, M.E.; WINKER, C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, v. 92, p. 1-33, 2009.
- CATUNEANU, O. **Principles of sequence stratigraphy**. 1st ed. Amsterdam; Boston: Elsevier, 2006. ix, 375 p.
- CATUNEANU, O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. **Journal of African Earth Sciences**, v. 35, n. 1, p. 1-43, 2002.
- COLLINSON, J. D. Alluvial sediments. In: READING, H. G. (Ed.). **Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy**. Oxford: Blackwell Science, 1996. p. 37-82.
- CHELL, R. J.; RUST, B.R. Coarsed-grained facies of glaciomarine deposits near Ottawa, Canada. In: Davidson-Arnott, R.; Nickling, W.; Fahey, B. D. **Research in Glacial, Glacio-Fluvial and Glacio-Lacustrine Systems**. 1. ed. Norwich: Geobooks, 1982. p. 279-295.
- DALRYMPLE, R. W. Tidal Depositional Systems. In: JAMES, N. P., DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Geological Association of Canada, 2010. p. 201-232.
- D'ÁVILA, R. S. F., PAIM, P. S. G. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: Paim P. S. G., Faccini U. F., Netto R. G. (Eds.). Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares. Unisinos, São Leopoldo, pp. 93-121, 2003.
- DIAS, J. M. A. **Correntes turbidíticas**. Lisboa: Universidade de Lisboa, 2004. 5 p.
- DUNBAR, G.B.; NAISH, T.R.; BARRET, P.J.; FIELDING, C.R.; POWELL, R.D. Constraining the amplitude of late Oligocene bathymetric changes in Western Ross Sea during orbitally-induced oscillations in the East Antarctic Ice Sheet: Implications for Glaciomarine sequence stratigraphy models. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Toronto, v. 260, p.50-65, 2008.
- EYLES, C. H.; EYLES, N.; MIAL, A. D. MODELS OF GLACIOMARINE SEDIMENTATION AND THEIR APPLICATION TO THE INTERPRETATION OF ANCIENT GLACIAL SEQUENCES. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Toronto, v. 51, p.43-56, 1985.
- EYLES, C. H.; EYLES, N.; LAGOE M.B; The Yakataga Formation: A six million year record of temperate glacial marine sedimentation in Gulf of Alaska, in ANDERSON, J.B.& ASHELEY, G.M., eds., **Glacial Marine Sedimentation: Paleoclimatic Significance**: Geological Society of America, Special Paper 261, p.159-180, 1991.

EYLES, C. H.; EYLES, N. Glacial Deposits. In: JAMES, Noel P.; DALRYMPLE, Robert W. **Facies Models**. 4. ed. Toronto: Geotext, 2010. Cap. 5. p. 73-106.

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

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.

FRITZ, W. J. e MOORE, J. N. 1988. **Basics of physical stratigraphy and sedimentology**. New York, John Wiley and Sons, 371p.

FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 593-611, 1982.

GOLDRING, R.; BRIDGES, P. Sublitoral Sheet Sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.43, n.3, p.737-747, 1973

HAUGHTON, P., DAVIS, C., MCCAFFREY, W., BARKER, S. Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance. **Mar. Petrol. Geol.** 26,1900-1918, 2009.

HOLZ, M. **Estratigrafia de Sequências. Histórico, Princípios e Aplicações**. 1ed. Interciência: 2012. 272p.

HOLZ, Michael. Early Permian sequence stratigraphy and the palæophysiographic evolution of the Paraná Basin in southernmost Brazil. **Journal Of African Earth Sciences**, [s.l.], v. 29, n. 1, p.51-61, jul. 1999

HOKKE, R. L.; ELVERHOI, A. Sediment flux from a fjord during glacial periods, Isfjorden, Spitsbergen. **Global and Planetary Change**, v.12 p. 237-249, 1996.

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.

HOWE, J. A. et al. Fjord systems and archives: a review. **Geological Society, London, Special Publications**, [s.l.], v. 344, n. 1, p.5-15, 2010. Geological Society of London.

LOWE, D. R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. **SEPM**, 27, p. 75-82, 1979

JAMES, N.P.; LUKASIK, J. Cool- and Cold- Water Neritic Carbonates. In: JAMES, Noel P.; DALRYMPLE, Robert W. **Facies Models**. 4. ed. Toronto: Geotext, 2010. Cap. 5. p. 371-400.

Manna, M. O. **EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO RIO BONITO (BACIA DO PARANÁ), REGIÃO DE ITUPORANGA, SANTA CATARINA**. 2017. 101f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2017.

MIALL, A. Alluvial Deposits. In: JAMES, N. P., DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Geological Association of Canada, 2010. p. 105-138.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. ed. corr. Berlin: Springer, c1996. xvi, 582 p, 1979.

MIALL, A. Alluvial Deposits. In: JAMES, N. P., DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Geological Association of Canada, 2010. p. 105-138.

MIDDLETON, G.V.; HAMPTON, M.A.. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In:

- Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), Turbidity and deep-water sedimentation, **SEPM**, p.1-38p, 1973.
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov., 2007.
- MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B.de. (Coordenadores), Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, 2004, p. 265-279.
- MILANI, E.J. **EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ E SEU RELACIONAMENTO COM A GEODINÂMICA FANEROZÓICA DO GONDWANA SUL-OCIDENTAL**. 1997, 2 v., 255 p. 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.
- MILLER, J. M. G. Glacial Sediments. In: READING, H. G. **Sedimentary Environments**. 3. ed. Toronto: Blackwell Science, 1996. Cap. 11. p. 454-483.
- MULDER, T.; ALEXANDER, J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. **Sedimentology**, [s.l.], v. 48, n. 2, p.269-299, 6 abr. 2001.
- MUTTI, E.; TINTERRI, R.; GIOVANNI, B.; di BIASE, D.; CAVANNA, G. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. **Marine And Petroleum Geology**, [s.l.], v. 20, n. 6-8, p.733-755, jun. 2003.
- NETTO, Renata G. Ichnological signatures of shallow freshwater lakes in the glacial Itararé Group (Mafra Formation, Upper Carboniferous–Lower Permian of Paraná Basin, S Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [s.l.], v. 272, n. 3-4, p.240-255, fev. 2009
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.12, n.3, p.291-346, jul./set. 1969.
- OLARIU, C.; BHATTACHARYA, J. P. Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of River-Dominated Delta Systems. **Journal Of Sedimentary Research**, [s.l.], v. 76, n. 2, p.212-233, 1 fev. 2006. Society for Sedimentary Geology.
- PEDERSEN, Stig A. Schack. Glaciodynamic sequence stratigraphy. **Geological Society, London, Special Publications**, [s.l.], v. 368, n. 1, p.29-51, 2012. Geological Society of London.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. 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 42, 1988. p. 110–124.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. **SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology**, n. 7, 210 p. 1999.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; RÖSLER, O. Late paleozoic faunal and floral successions in the Paraná Basin, Southeastern Brazil. **Boletim Ig**, [s.l.], v. 9, p.01-15, 1 dez. 1978. Universidade de Sao Paulo Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBiUSP.
- SHANMUGAM G. Deep-water processes and facies models, implications for sandstone petroleum reservoirs. **Elsevier**, Amsterdam, 476 p, 2006.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.A.; NOGUEIRA,

A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v. 1, p.415.

SCOMAZZON, A.K.; WILNER, E.; PURNELL, M.; NASCIMENTO, S.; WEINSCHÜTZ, L.C.; LEMOS, V.B.; SOUZA, F.L. de; SILVA, C.P. First report of conodont apparatuses from Brazil – Permian of Paraná Basin, Itararé Group, Lontras Shale – Evidence of Gondwana deglaciation. **Asociación Paleontológica Argentina**, Publicación Especial, 2013. v. 13, p 99-102.

VAIL, P. R.; TODD, R. G.; SANGREE, J. B. **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5**. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, p. 99 – 116, 1977.

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.

VISSER, J. N. J.; COLLISTON, W. P. The Origin of Soft-Sediment Deformation Structures in Permo-Carboniferous Glacial and Proglacial Beds, South Africa. **Sepm Journal Of Sedimentary Research**, [s.l.], v. 54, p.1183-1196, 1984.

WHITE, I.C. **Relatório final da comissão de estudos das minas de carvão de pedra do Brasil**. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 1908.

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: AAPG Memoir, 1990. p. 681- 708.

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.

ZECCHIN, M.; CATUNEANU, O.; REBESCO, M. High-resolution sequence stratigraphy os clastic shelves IV: High-latitude settings. **Marine and Petroleum Geology**, 2015. v. 68, p. 427–437.