

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO RIO BONITO,
EOPERMIANO DA BACIA DO PARANÁ, NA REGIÃO DE
SÃO GABRIEL-RS**

RICARDO MAAHS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Juliano Küchle

COORIENTADORA – Dra. Renata dos Santos Alvarenga

Porto Alegre – 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO RIO BONITO,
EOPERMIANO DA BACIA DO PARANÁ, NA REGIÃO DE
SÃO GABRIEL-RS**

RICARDO MAAHS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Juliano Küchle

COORIENTADORA – Dra. Renata dos Santos Alvarenga

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza – Universidade Federal do Pampa.

Prof.^a Dra. Joice Cagliari – Instituto de Geociências, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

Prof.^a Dra. Manoela Bettarel Bállico – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina.

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Maahs, Ricardo

Análise estratigráfica da formação Rio Bonito, eopermiano da Bacia do Paraná, na Região de São Gabriel-RS. / Fernando Rodrigues da Luz Ricardo Maahs. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.

[111 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2019.

Orientador: Juliano Kühle

Coorientadora: Renata dos Santos Alvarenga

1. Estratigrafia de sequências. 2. Ambiente costeiro. 3. Permiano.
4. Bacia do Paraná. I. Título.

CDU 551.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Laurindo Bento e Carmem Maria, e aos meus irmãos Adriane e Djonath, que mesmo longe, sempre me apoiam e têm muita paciência e compreensão com a minha ausência.

Agradeço à UFRGS, ao Instituto de Geociências e ao PPGGEO pela oportunidade de estudar em uma Instituição pública, gratuita e de qualidade. Agradeço ao CNPq pelo auxílio financeiro pessoal (bolsa) e ao PRH-12 – ANP pelo auxílio financeiro que contribuiu para a realização deste trabalho. Adicionalmente, gostaria de agradecer à CPRM por permitir o acesso aos testemunhos de sondagem na Litoteca Regional de Caçapava do Sul.

Agradeço a todos os colegas e amigos que me acompanharam ao longo desse trabalho, contribuindo para o meu crescimento profissional e acadêmico. Agradeço em especial aos amigos Miro, Ederson, Diego, Aurélio, Rossi, Beretta e Elisa por me acompanharem e me auxiliarem nos momentos bons e ruins.

Agradeço aos meus orientadores, Juliano Kuchle e Renata Alvarenga, por todo o ensino, suporte, apoio e paciência no desenvolvimento deste trabalho. Igualmente, agradeço ao professor Claiton Scherer pelas discussões e contribuições com essa pesquisa. Agradeço a todos os demais professores e colegas que de alguma forma me ajudaram nesta caminhada. Ademais, agradeço ao Carlinhos e ao Rodrigo por, além das conversas futebolísticas, me auxiliarem diariamente nos problemas burocrático-tecnológicos.

RESUMO

A Formação Rio Bonito é uma unidade estratigráfica que registra a deposição de ambientes costeiros acumulados no Eopermiano da Bacia do Paraná. Ambientes costeiros são extremamente erosivos e retrabalhadores de sedimentos, caráter este que os torna bastante complexos. Esse estudo foi realizado com a descrição de 5 testemunhos de sondagem (SG-02, SG-03, SG-04, SG-08 e SG-17) em escala 1:50, da região de São Gabriel-RS. Foram descritas 20 fácies, que foram agrupadas em nove associações de fácies e 3 sistemas deposicionais: (i) leque aluvial, (ii) canal fluvial, (iii) áreas fora do canal (compondo o sistema deposicional aluvial); (iv) planície de maré lamosa, (v) planície de maré arenosa, (vi) barra de maré (compondo os sistema deposicional de estuário dominado por maré); (vii) *shoreface* superior, (viii) *shoreface* médio e (ix) *shoreface* inferior (compondo o sistema deposicional marinho raso dominado por onda). Com a junção dos sistemas, um modelo deposicional foi proposto com o sistema aluvial na porção proximal, o sistema estuarino parte central e o sistema marinho raso na porção distal. Ademais, foram identificados três estágios paleoambientais (S1, S2 e S3) distintos, no qual ocorrem predominâncias da atuação dos processos fluviais, estuarinos e marinhos. No estágio S1 ocorrem os depósitos de leque aluvial na base e, posteriormente, predomina canais fluviais e depósitos das áreas fora do canal. No estágio S2 há uma dominância de depósitos do sistema estuarino dominado por maré, e no S3 predominam os depósitos marinho raso dominados por onda. O arcabouço estratigráfico foi realizado a partir de uma seção de correlação dos testemunhos descritos, utilizando como *datum* uma superfície de máxima inundação de segunda ordem (SIM). Na seção, foram correlacionadas as associações de fácies, e com isso foram interpretadas oito superfícies limítrofes e oito tratos de sistemas. A análise estratigráfica indicou uma série de oscilações no nível relativo do mar, porém com uma clara tendência geral retrogradacional, com ápice no *datum*. Através da análise sedimentológica-estratigráfica, foi possível melhorar o entendimento dos ambientes costeiros depositados por processos com interação e dominância de regimes relacionados com descarga fluvial, maré e onda, ao longo dos registros estratigráficos.

Palavras chave: Estratigrafia de sequências, ambiente costeiro, Permiano, Bacia do Paraná.

ABSTRACT

The Rio Bonito Formation is a stratigraphic unit which records the coastal Early Permian environments deposition events of the Paraná Basin. Coastal environments are extremely erosive and sediment reworkers dynamics, resulting in a very complex successions. This study was based on sedimentological core description of five boreholes (SG-02, SG-03, SG-04, SG-08 and SG-17) on 1:50 scale, of the São Gabriel region. Facies analysis defined twenty lithofacies, grouped on nine facies associations and three depositional systems: (i) alluvial fan, (ii) fluvial channel, (iii) overbank area (for the alluvial depositional system); (iv) tidal mud flat, (v) tidal sand flat, (vi) tidal sand bars (for the tidal-dominated estuary system); (vii) upper shoreface, (viii) middle shoreface, and (ix) lower shoreface (for the wave-dominated shallow-marine system). Gathering the depositional systems, a depositional model were proposed from the proximal alluvial, to estuarine, and ending on distal shallow marine system. After, three paleoenvironmental stages (S1, S2 and S3) were identified with were dominates fluvial discharge, tides and waves processes. On S1 stage starts at the base with alluvial fans, and after dominates fluvial and overbank deposits. On S2 dominates estuarine tidal systems, and on S3 dominates shallow marine wave dominated systems. The stratigraphic framework was defined from sedimentological logs correlation from samples cores, using a second order maximum flooding surface (MFS) as *datum*. On this correlation section, facies associations were connected, and based on stacking patterns, eight stratigraphic surfaces and eight system tracts were recognized. The stratigraphic analysis shown several relative sea level flunctuations, but all within a retrogradational large scale trend. Using this sedimentological-stratigraphic methodology, it was able to understand and better define the coastal environments and the interplay between the main impact controls, with fluvial discharge, tides and waves along the area and stratigraphic record.

Keywords: sequence stratigraphy, coastal environments, Permian, Paraná Basin.

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. Mapa geológico de localização da área de estudo (modificado de Wildner <i>et al.</i> 2008). É possível visualizar a área de estudo (retângulo vermelho de 252 km ²) com indicação do posicionamento dos cinco testemunhos de sondagem (SG-02, SG-03, SG-04, SG-08 e SG-17) descritos neste trabalho (modificado de Maahs, 2017)..... | 12 |
| Figura 2. Mapa de localização da Bacia do Paraná no Brasil (Fonte dos dados - http://webmaps.anp.gov.br) (Maahs, 2017)..... | 13 |
| Figura 3. Mapa da disposição espacial e tabela cronoestratigráfica simplificada das Supersequências da Bacia do Paraná (Milani, 1997). Em destaque (retângulo vermelho pontilhado), a Supersequência Gondwana I, na qual a Formação Rio Bonito está contida (modificado de Milani <i>et al.</i> , 2007). | 14 |
| Figura 4. Carta cronoestratigráfica da sucessão Carbonífero Superior-Permiano na borda leste da Bacia do Paraná (modificado de Holz <i>et al.</i> , 2010). Em destaque (retângulo vermelho pontilhado), o intervalo correspondente à Formação Rio Bonito (Sakmariano e Artinskiano). STOPS – Sequência de Terceira Ordem do Paleozoico Superior; LS – Limite de sequência. 16 | |
| Figura 5. Mapa com os principais lineamentos da Bacia do Paraná no Brasil. É perceptível que predominam os lineamentos nas direções NE-SW e NW-SE e, secundariamente, ocorrem lineamentos E-W (Zálan <i>et al.</i> , 1990). | 18 |
| Figura 6. Tipos de leques aluviais: dominados por fluxos de detritos, dominados por inundações em lençol e dominados por canais de desconfinamento de sedimentos. A mistura desses processos pode ocorrer em um leque específico (traduzido de Nichols, 2009)..... | 20 |
| Figura 7. Tipos morfológicos básicos de canais fluviais (Modificado de Miall, 1977). | 21 |
| Figura 8. Diagrama esquemático de um sistema fluvial entrelaçado, ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies com granodecrescência ascendente fracamente desenvolvida. DA – macroforma de acreção frontal; SB – formas de leito arenosas (modificado de Richards, 1996). | 22 |
| Figura 9. Diagrama esquemático de um sistema fluvial meandrante, ilustrando a geometria dos corpos arenoso, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies com ciclos de granodecrescência bem desenvolvidos. LA – marcoforma de acreção lateral; FF – Finos de planície de inundação; CS – espriamento de crevasse (modificado de Richards, 1996). | 23 |

- Figura 10. Diagrama esquemático de um sistema fluvial anastomosado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies dominada por sedimentos finos e com granodecrescência ascendente pouco desenvolvida. SB – formas de leito arenosas; LA – macroforma de acreção lateral; FF – Finos de planície de inundação; CS – espraiamento de crevasse (modificado de Richards, 1996). 24
- Figura 11. Diferentes subambientes fluviais. Além do canal fluvial, é possível observar os depósitos dos subambientes que compõem as áreas foras do canal, tais como dique marginal, depósitos de rompimento de dique marginal (depósito de crevasse), planície de inundação e outros (Suguo, 2003)..... 25
- Figura 12. Classificação dos estuários ilustrando as características morfológicas, oceanográficas e sedimentológicas de cada tipo de estuário (traduzido de Reinson, 1992). ... 26
- Figura 13. Modelo de origem das marés com a atuação da força gravitacional da lua sobre a superfície do oceano, e a força centrífuga causada pela revolução do sistema terra-lua sobre o centro de massa (traduzido de Dalrymple, 2010b). 27
- Figura 14. Diagrama esquemático de uma planície de maré. É possível observar que abaixo de nível de maré baixa (inframaré) ocorrem os canais de maré, entre os nível de maré baixa e alta (intermaré) se desenvolvem as planícies de maré (arenosa, mista e lamosa) e, acima de nível de maré alta (supramaré), ocorrem os *salt marshes* (traduzido de Dalrymple, 2010b). 28
- Figura 15. Estuário dominado por maré. (a) distribuição da energia de fluxo ao longo do sistema estuarino, com dominância fluvial na porção proximal, marinha na distal e energia mista na central; (b) Vista em planta de um estuário dominado por maré, com canal fluvial de maré, *salt marsh*, planícies de inundação arenosa e lamosa e barras de maré; (c) Vista em perfil de um estuário dominado por maré com a distribuição dos subambientes (traduzido de Leeder, 2011)..... 29
- Figura 16. Diferenças morfológicas e arquiteturais entre dunas compostas e barras de maré. A – Vista em planta das morfologias das barras de maré que são aproximadamente paralelas às correntes de maré, e das dunas compostas que tem eixo perpendicular em relação às correntes de maré; B – vista em perfil, nas seções transversal e paralela de barras de maré e dunas compostas (traduzido de Olariu *et al.*, 2012). 30
- Figura 17. Esquema de representação do processo de formação de estruturas produzidas durante um ciclo de maré. A - Migração de dunas com a formação de arenitos com estratificação cruzada (regime de fluxo inferior unidirecional dominante); B – Formação do primeiro drape de lama (decantação de lama em regime de ausência de energia), sobre as estruturas formadas em A; C – Migração de *ripples* (regime de fluxo inferior unidirecional

| | |
|---|----|
| subordinado) sobre as estruturas formadas em B, no sentido oposto ao A; D - Formação do segundo drape de lama (decantação de lama em regime de ausência de energia), sobre as estruturas formadas em C (traduzido de Dalrymple, 2010b). | 31 |
| Figura 18. Vista em perfil longitudinal de um sistema deposicional marinha raso dominado por onda, com as porções de águas rasas e profundas e indicações dos níveis de base de ondas normais e de ondas de tempestade (Modificado de Walker e Plint, 1992). | 32 |
| Figura 19. Vista em perfil longitudinal de um sistema deposicional marinho-raso. Dominado por onda. A – Em condições de tempo bom, o nível de base de interação onda-fundo marinho é mais raso e, neste caso, não ocorrem estratificações cruzadas <i>swaley</i> e <i>hummocky</i> , mas apenas <i>wavy-ripples</i> ; B – Em condições de tempestade, o nível de base de interação onda-fundo marinho é mais profundo, e neste caso se desenvolvem estruturas sedimentares como estratificações cruzadas <i>swaley</i> e <i>hummocky</i> (traduzido de Dumas e Arnott, 2006)..... | 33 |
| Figura 20. Diferentes feições internas associadas a heterolitos com <i>wavy-ripples</i> (Traduzido de Raaf <i>et al.</i> , 1977). | 34 |
| Figura 21. Representação dos conceitos de nível eustático, nível relativo do mar (NRM) e profundidade da lâmina da água (traduzido de Catuneanu, 2006). | 35 |
| Figura 22. Exemplo de deslocamentos da linha de costa (transgressões e regressões), originando os padrões de empilhamento retrogradacional e progradacional, respectivamente (traduzido de Catuneanu, 2006)..... | 36 |
| Figura 23. Hierarquia dos ciclos de variação do nível eustático com durações e causas (traduzido de Catuneanu, 2006)..... | 37 |
| Figura 24. Diagrama representativo do conceito de hierarquia dos ciclos de variação do nível de base (traduzido de Catuneanu <i>et al.</i> , 2009)..... | 37 |
| Figura 25. Curva de variação do nível de base, com o posicionamento do momento de formação dos eventos de regressões normal e forçada e transgressão, com indicações das superfícies limítrofes (traduzido de Catuneanu, 2006). | 38 |
| Figura 26. Exemplo hipotético de um ciclo completo de variação do NRM, com a arquitetura regional dos sistemas deposicionais, tratos de sistemas e superfícies limítrofes formadas durante o ciclo (traduzido de Catuneanu, 2006)..... | 41 |
| Figura 27. Nomenclatura dos tratos de sistemas e o momento de formação limite da sequência dos principais modelos de sequência (modificado de Catuneanu <i>et al.</i> , 2009)..... | 44 |
| Figura 28. Banco de dados dos 17 testemunhos de sondagem da região de São Gabriel (modificado de Maahs, 2017). | 46 |
| Figura 29. Exemplo de folha padronizada utilizada para descrição de testemunho de sondagem. Descrição do testemunho SG-02 no intervalo 92,0 – 103,5 m. | 48 |

| | |
|---|----|
| Figura 30. Exemplo de perfil vetorizado, correspondente ao poço SG-02 no intervalo 92,0 – 103,5 m com as espessuras das camadas ajustadas, cores padronizadas, etc..... | 49 |
| Figura 31. Classificação (tabela) de litofácies fluviais (traduzido de Miall, 1996)..... | 50 |
| Figura 32. Método da destilação de Walker (1984). Nesta metodologia, a construção de um modelo depocional local tem é realizada através da análise dos modelos já consagrados na literatura, e posterior inclusão e exclusão das particularidades da área específica, criando um modelo específico (Dalrymple, 2010a)..... | 51 |
| Figura 33. (1) perfis, dipostos lado a lado, com associações de fácies interpretadas. (2) Correlação dos perfis, com a interpretação das superfícies limítrofes. (3) Correlação das associações de fácies dos perfis com a interpretação das superfícies limítrofes, que indicam linhas de tempo (traduzido de Catuneanu, 2006). | 52 |

SUMÁRIO

| | |
|---|------------|
| 1. INTRODUÇÃO | 10 |
| 1.1. Introdução e caracterização do problema | 10 |
| 1.2. Objetivos | 11 |
| 1.3. Localização da área de estudo..... | 11 |
| 2. CONTEXTO GEOLÓGICO | 13 |
| 2.1. Grupo Guatá..... | 14 |
| 2.1.1. <i>Formação Rio Bonito.....</i> | 15 |
| 2.1.2. <i>Formação Palermo</i> | 15 |
| 2.1.3. <i>Estratigrafia do Grupo Guatá.....</i> | 16 |
| 2.2. Contexto Tectônico | 17 |
| 3. ESTADO DA ARTE | 19 |
| 3.1. Sistemas deposicionais | 19 |
| 3.1.1. <i>Sistema deposicional aluvial.....</i> | 19 |
| 3.1.2. <i>Sistema deposicional estuarino</i> | 26 |
| 3.1.3. <i>Sistema deposicional marinho raso dominado por onda</i> | 31 |
| 3.2. Estratigrafia de seqüências | 34 |
| 3.2.1. <i>Conceitos Básicos.....</i> | 34 |
| 3.2.2. <i>Superfícies estratigráficas.....</i> | 37 |
| 3.2.3. <i>Tratos de sistemas</i> | 40 |
| 3.2.4. <i>Seqüências.....</i> | 43 |
| 4. METODOLOGIA..... | 46 |
| 4.1. Revisão Bibliográfica | 46 |
| 4.2. Escolha da área de estudo e testemunhos de sondagem | 46 |
| 4.3. Descrição dos testemunhos de sondagem..... | 47 |
| 4.4. Padronização e ajustes dos Perfis Colunares..... | 48 |
| 4.5. Arcabouço Faciológico | 49 |
| 4.6. Arcabouço Estratigráfico | 51 |
| 5. ARTIGO CIENTÍFICO | 53 |
| 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS | 94 |
| 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS | 96 |
| 8. HISTÓRICO ESCOLAR | 104 |
| 9. PARECERES DA BANCA EXAMINADORA | 105 |
| 10. APÊNDICES..... | 106 |

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo científico intitulado: **Stratigraphy Analysis of The Rio Bonito Formation, Early Permian, Paraná Basin, in São Gabriel, Brazil**, submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences* em fevereiro de 2019. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

Capítulo 1 (Introdução): Apresenta o tema central de pesquisa, objetivos geral e específico e a localização da área de estudo.

Capítulo 2 (Geologia Regional): Compreende uma revisão bibliográfica da Bacia do Paraná, Grupo Guatá e suas formações, bem como o contexto tectônico do intervalo de interesse.

Capítulo 3 (Estado da Arte): Este capítulo faz uma revisão teórica sobre os sistemas deposicionais identificados ao longo do trabalho, assim como uma revisão sobre a estratigrafia de sequências, também fundamental para a realização do estudo.

Capítulo 4 (Metodologia): explica a metodologia utilizada no trabalho, incluindo a revisão bibliográfica, a descrição de testemunhos e as etapas da análise estratigráfica (fácies, associações de fácies, sistemas deposicionais e arcabouço estratigráfico).

Capítulo 5 (Bibliografia): Apresenta o artigo científico produzido. O artigo está escrito em língua inglesa e estruturado em: Abstract, Introduction, Geological Setting, Study area and methods, Lithofacies, Facies associations and depositional systems, depositional model and paleoenvironmental evolution, Sequence Stratigraphy Framework, Discussion, Conclusions e References. O artigo está formatado conforme a submissão.

Capítulo 6 (Considerações finais): Consiste nas conclusões gerais do trabalho, incluindo comentários adicionais sobre o tema.

Capítulo 7 (Referências): Lista as referências bibliográficas indicadas ao longo dos capítulos anteriores (com exceção das citadas no capítulo 5, expostas no próprio artigo científico).

Capítulo 8 (Histórico do Curso): Histórico do curso de mestrado em Geociências.

Capítulo 10 (Pareceres da Banca): Pareceres dos membros da banca digitalizados.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Introdução e caracterização do problema

A Bacia do Paraná destaca-se por ser uma das bacias sedimentares mais estudadas do Brasil. O arranjo espaço-temporal das rochas que preenchem a Bacia do Paraná constitui tema entre os mais presentes na bibliografia geocientífica brasileira, contando-se certamente em alguns milhares os trabalhos já publicados abordando os diferentes aspectos desta questão (Milani *et al.*, 2007). Desde os primeiros trabalhos como o de White (1908), essa bacia vem sendo mapeada e compartimentada em diversas escalas, que procuram compreender os eventos e a história de sedimentação da bacia (*e.g.*, Milani, 1997). O cumulativo de trabalhos produziu um quadro hoje bem amadurecido em seus aspectos litoestratigráficos (Milani *et al.*, 2007). Neste sentido, a Formação Rio Bonito possui um destaque ainda maior, pois é uma das unidades mais estudadas da bacia (*e.g.*, Scheneider *et al.* 1974), seja como depósitos de carvão (*e.g.*, Kalkreuth *et al.*, 2006), como análogo de reservatório de petróleo (*e.g.*, Küchle e Holz, 2002) ou ainda como fim didático-científico (*e.g.*, Iannuzzi e Souza, 2005). Entretanto, sob a perspectiva da estratigrafia de sequências, essa unidade parece ainda possuir temas a serem melhor compreendidos, principalmente porque a própria estratigrafia de sequências, como um método ainda em desenvolvimento, vem revendo seus conceitos e práticas. Na Formação Rio Bonito, em geral, se tem arcabouços estratigráficos regionais estabelecidos (*e.g.* Holz *et al.*, 2010) que demonstram uma boa compreensão do registro estratigráfico como um todo. Entretanto, por se tratar de um ambiente costeiro, altamente variável e erosivo, que pode formar sucessões faciologicamente semelhantes, mas geocronologicamente distintas, modelos sedimentológicos-estratigráficos regionais costumam ser simples demais para uma unidade tão complexa, não suportando as diversas especificidades locais.

Diante disso, embora a Formação Rio Bonito seja uma unidade “conhecida”, cada vez mais são necessárias análises locais detalhadas que contribuam para o avanço do entendimento geral. Obviamente, toda a matéria científica acumulada deve ser utilizada como guia balizador, porém é importante não tornar um modelo geral como absoluto e evasivo, principalmente quando se trata de estudos locais de uma unidade como a Formação Rio Bonito, que tem se mostrado mais complexa do que se acreditava. Desta forma, é necessário realizar estudos locais independentes de modelos prontos para que se avance no entendimento geral da unidade, seguindo os avanços científicos, de modo que ela seja definida com a complexidade que a corresponde, de maneira mais moderna e abrangente e menos restritiva. Assim, o presente trabalho se propôs a fazer um estudo sedimentológico e estratigráfico local

da Formação Rio Bonito, visando elaborar um modelo deposicional e estratigráfico local desta unidade.

1.2. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo geral realizar um estudo sedimentológico-estratigráfico detalhado da Formação Rio Bonito, na região de São Gabriel-RS.

Os objetivos específicos são:

- Caracterizar fácies e associações de fácies;
- Caracterizar os sistemas deposicionais;
- Elaborar um modelo deposicional e propor uma evolução paleoambiental;
- Propor um arcabouço estratigráfico.

1.3. Localização da área de estudo

A área de estudo deste trabalho está situada na Campanha Central do Rio Grande do Sul, à NE da cidade de São Gabriel (Figura 1). Para a realização deste trabalho, foram utilizados cinco testemunhos de sondagem (SG-02, SG-03, SG-04, SG-08 e SG-17) posicionados em um polígono quadrangular, de coordenadas UTM X de 767333,3 a 778000 e Y de 6652667 a 6658222, com aproximadamente 252 km². Os testemunhos de sondagem foram descritos, mediante autorização da CPRM, na Litoteca Regional de Caçapava do Sul.

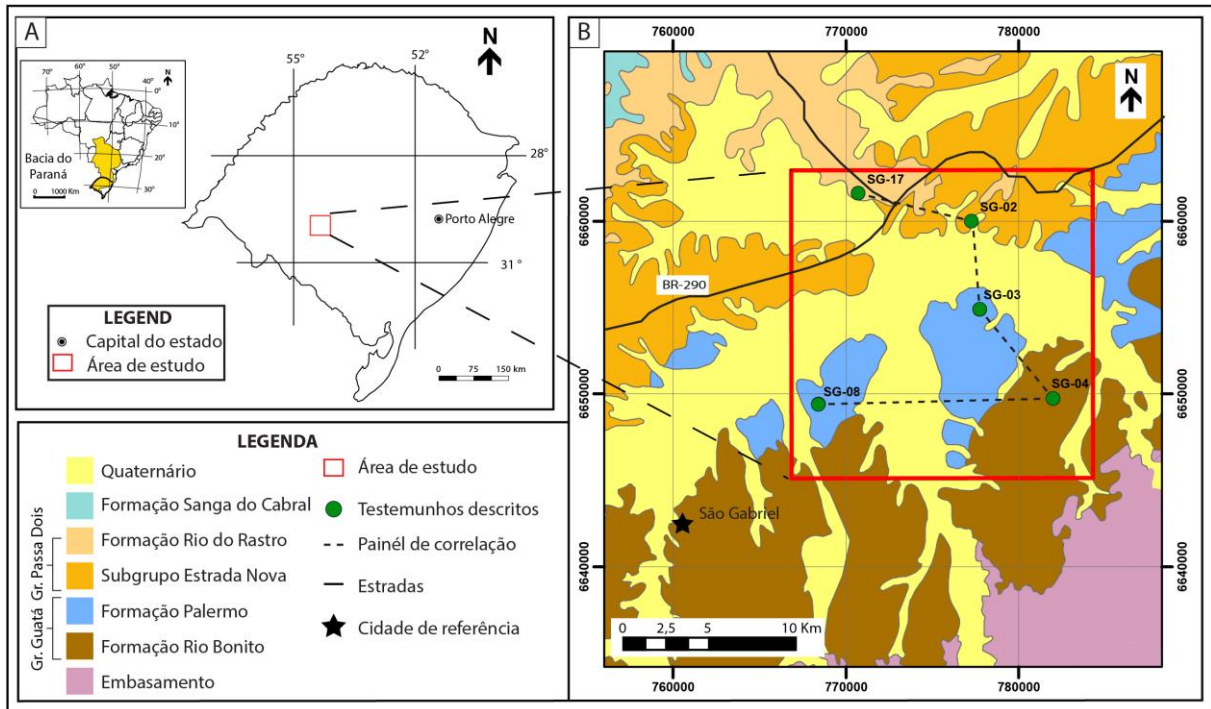


Figura 1. Mapa geológico de localização da área de estudo (modificado de Wildner *et al.* 2008). É possível visualizar a área de estudo (retângulo vermelho de 252 km²) com indicação do posicionamento dos cinco testemunhos de sondagem (SG-02, SG-03, SG-04, SG-08 e SG-17) descritos neste trabalho (modificado de Maahs, 2017).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Segundo Fúlforo *et al.* (1982), a Bacia do Paraná é uma bacia do tipo intracontinental, cratônica, 2A complexa. De acordo com Holz *et al.* (2010), a Bacia do Paraná tem uma área de aproximadamente 1.700.000 Km², e, segundo Milani *et al.* (2007), essa bacia tem uma forma ovalada com eixo principal aproximadamente N-S (1900 km) e secundário em aproximadamente E-W (900 Km), abrangendo além do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, onde é conhecida como Bacia Chaco-Paraná. A deposição desta bacia ocorreu do Ordoviáciano ao Cretáceo (cerca de 385 milhões de anos), totalizando um registro rochoso que pode chegar a 7500 m de espessura. No Brasil, a Bacia do Paraná abrange áreas de oito estados (Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul) (Figura 2).

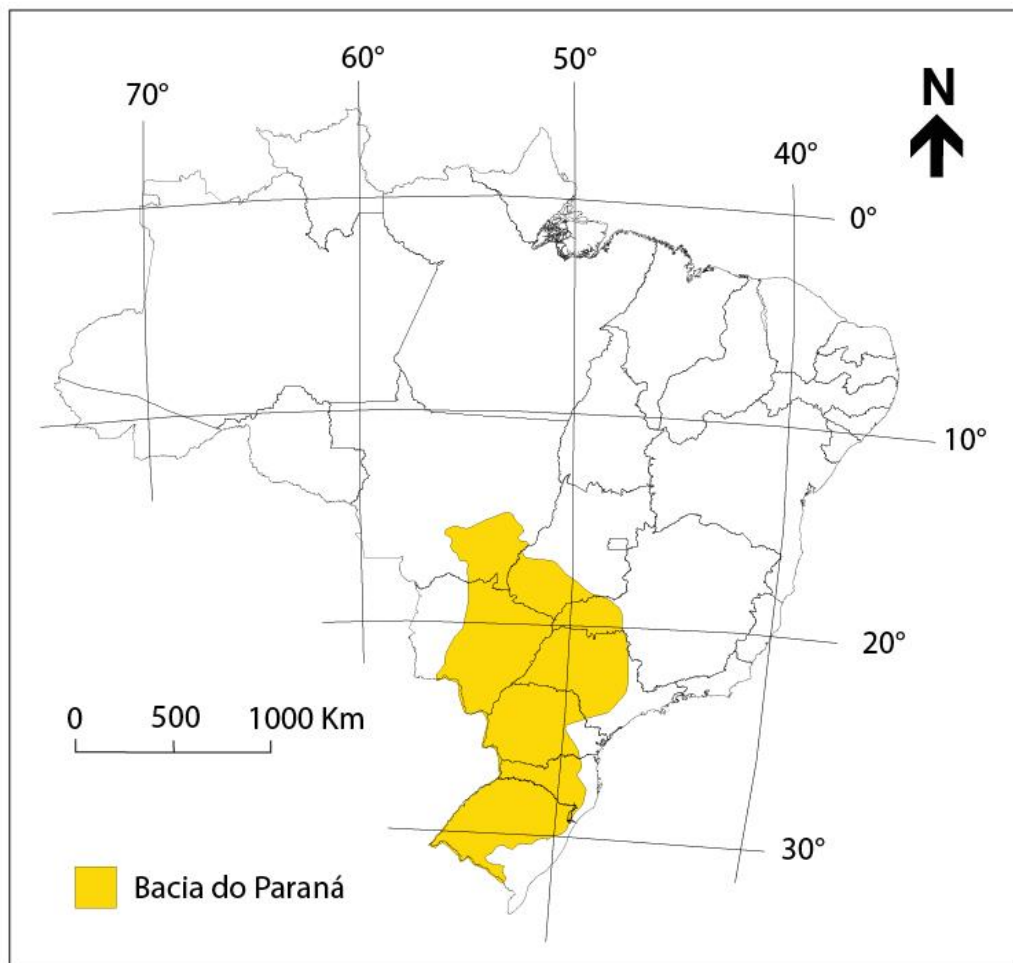


Figura 2. Mapa de localização da Bacia do Paraná no Brasil (Fonte dos dados - <http://webmaps.anp.gov.br>) (Maahs, 2017).

De acordo com Milani (1997), a Bacia do Paraná possui seis supersequências (sequências de segunda ordem) depositadas entre o Ordoviciano superior e Cretáceo superior (Figura 3). São elas: 1) Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); 2) Paraná (Devoniano); 3) Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico); 4) Gondwana II (Meso a Neotriássico); 5) Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo); e 6) Bauru (Neocretáceo).

No estado do Rio Grande do Sul são reconhecidas as Supersequências Gondwana I, II e III. O intervalo estratigráfico de interesse deste trabalho (Eopermiano – Grupo Guatá) está inserido na Supersequência Gondwana I.

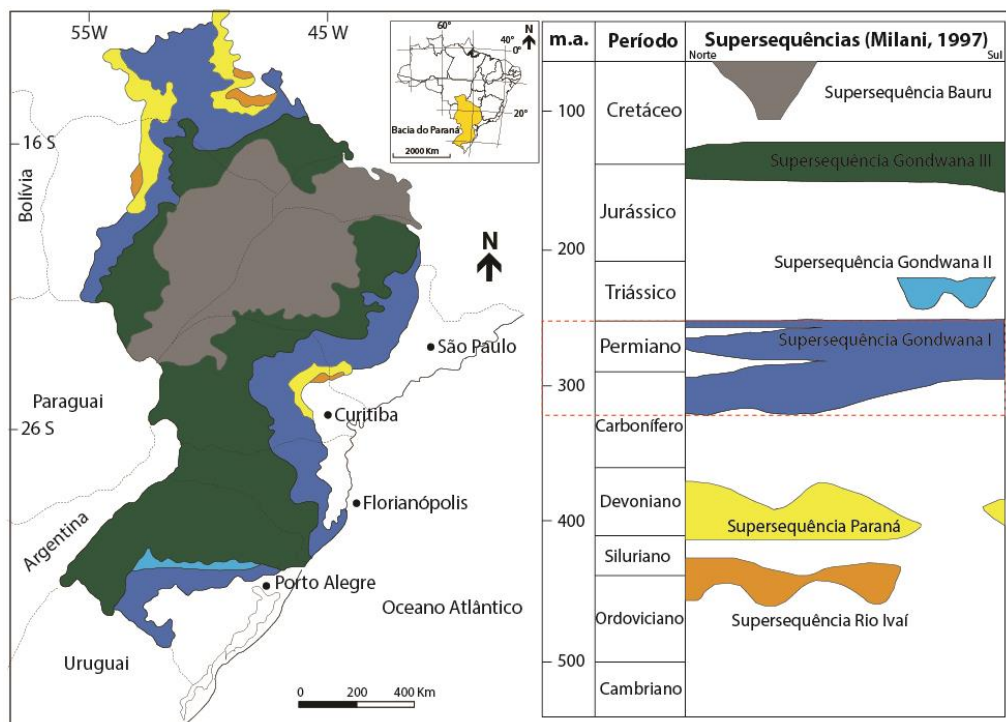


Figura 3. Mapa da disposição espacial e tabela cronoestratigráfica simplificada das Supersequências da Bacia do Paraná (Milani, 1997). Em destaque (retângulo vermelho pontilhado), a Supersequência Gondwana I, na qual a Formação Rio Bonito está contida (modificado de Milani *et al.*, 2007).

2.1. Grupo Guatá

O Grupo Guatá (Gordon Jr., 1974) é composto pelas Formações Rio Bonito e Palermo, definidas por White (1908). Esse grupo sucede o Grupo Itararé, que representa os registros de sedimentação glacial (principalmente) ocorridos durante o Carbonífero. Segundo Lavina e Lopes (1987), o Grupo Guatá consiste na “transgressão permiana”, já que a Formação Rio Bonito (base do Grupo) é composta de depósitos costeiros pós-glaciais, seguida da Formação Palermo que corresponde aos depósitos de ambiente marinho raso.

2.1.1. Formação Rio Bonito

A Formação Rio Bonito (White, 1908) consiste em um pacote sedimentar sobreposto ao Grupo Itararé, sendo constituída, basicamente, pela alternância de pacotes areníticos e pelíticos (Schneider *et al.*, 1974). Em geral, a Formação Rio Bonito é constituída de arenitos arcóseos e quartzarenitos, siltitos, siltitos carbonosos e carvão. As camadas de carvão são muito finas (<0.5 m) e lateralmente descontínuas (Holz *et al.*, 2010). A maioria das estruturas sedimentares proeminentes nessa unidade são estratificação cruzada tabular e acamamento plano-paralelo, muitos níveis de acamamento *flaser* e *wavy*, drapes de lama e abundantes estratificações cruzadas *hummocky* (Holz, 1999).

De acordo com Holz *et al.* (2006), Schneider *et al.* (1974) propuseram, para a borda leste da Bacia do Paraná, a divisão da Formação Rio Bonito nos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis: (1) o Membro Triunfo consiste a porção basal, compreendendo arenitos costeiros e fluviais; (2) o Membro Paraguaçu é porção do meio composto por pelitos e arenitos finos marinhos; (3) o Membro Siderópolis é a porção superior, caracterizado por arenitos costeiros e fluviais. Conforme enfatizado por Holz *et al.* (2006) e (2010), essa divisão da Formação Rio Bonito é aplicável no estado de Santa Catarina, mas não no Rio Grande do Sul, onde essa mesma formação não é dividida em membros.

Holz *et al.* (2003), em um estudo da Formação Rio Bonito em Candiota, no sul do Rio Grande do Sul, propôs que essa unidade foi depositada em um ambiente estuarino misto, com influência de onda e maré, composto de sistemas deposicionais tais como leque aluvial, delta dominado por canais fluviais, estuário lagunar e barreira/*shoreface*. Em São Gabriel, Reis (2007) também propôs um estuário misto, similar a um estuário lagunar, com quatro sub-ambientes: *bay-head*-delta, bacia central, intermaré e canal de maré, além de pequenas barreiras (menores que 1 m), que fazem parte do sistema deposicional marinho.

2.1.2. Formação Palermo

A Formação Palermo (White, 1908) é caracterizada, em maioria, por siltitos e siltitos arenosos cinza claro a escuro e, por vezes, alterados para amarelados ou esverdeados (Schneider *et al.*, 1974). Segundo Holz *et al.* (2010), as principais estruturas sedimentares dessa unidade são arenitos com estratificação cruzada *hummocky* e heterolitos com acamamento *wavy*. Comumente ocorrem bioturbações que podem descaracterizar completamente essas estruturas. O sistema deposicional (da Formação Palermo) é interpretado

como um marinho raso (*shoreface, bayments* marinhos) (Holz *et al.*, 2010). Essa Formação ocorre de maneira generalizada em toda a bacia, e tem como contato superior a Formação Irati, marcada por folhelhos escuros.

2.1.3. *Estratigrafia do Grupo Guatá*

Holz e Carlucci (2000) propuseram um perfil idealizado dessas unidades litoestratigráficas na passagem do carbonífero para o Permiano. Nesta proposta o Grupo Guatá seria depositado sobre o Grupo Itararé, e internamente, o Grupo teria primeiro a deposição da Formação Rio Bonito e, sobreposto a esta, a Formação Palermo. Entretanto, de acordo com Holz *et al.* (2010), a deposição dessas unidades é mais complexa, já que, em boa parte do tempo, ambos os ambientes (costeiro e marinho raso) se depositavam simultaneamente, ocorrendo várias interdigitações dessas formações (Figura 4).

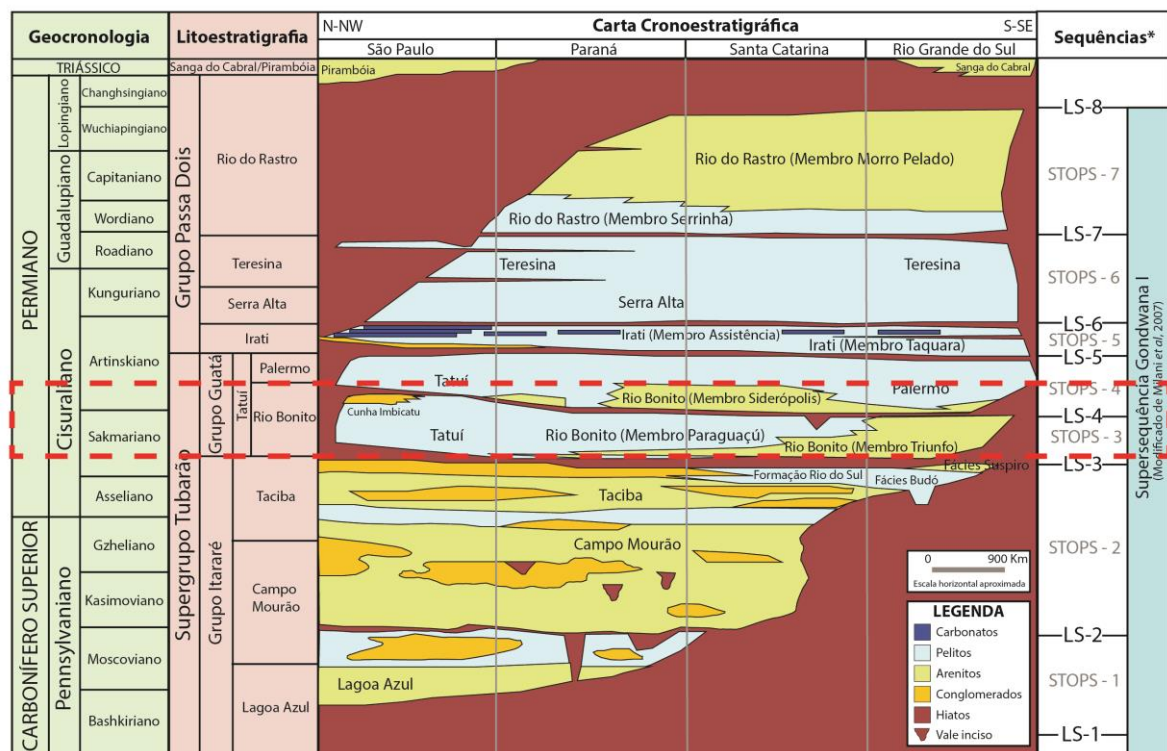


Figura 4. Carta cronoestratigráfica da sucessão Carbonífero Superior-Permiano na borda leste da Bacia do Paraná (modificado de Holz *et al.*, 2010). Em destaque (retângulo vermelho pontilhado), o intervalo correspondente à Formação Rio Bonito (Sakmariano e Artinskiano). STOPS – Sequência de Terceira Ordem do Paleozoico Superior; LS – Limite de sequência.

Holz *et al.* (2010), na “Carta Cronoestratigráfica da sucessão Carbonífero superior-Permiano na borda leste da Bacia do Paraná” (Figura 4) nomeou sete STOPS (Sequências de Terceira Ordem do Paleozoico Superior), limitadas por limites de sequências (LS). Dentre

elas, o Grupo Guatá está inserido nas STOPS-3 e 4, e especificamente, a Formação Rio Bonito no Rio Grande do Sul, ocorre em toda a STOPS-3 (entre as LS-3 e LS-4) e na base da STOPS-4, logo acima da LS-4. Por fim, a Formação Palermo compreende o restante da STOPS-4, até a LS-5, que marca o seu limite superior. De acordo com Milani (2000), a Formação Palermo contém uma superfície de máxima inundação de segunda ordem, que representa uma inundação regional da Supersequência Gondwana I, sendo, portanto, um *datum* para a Bacia no Eopermiano.

De acordo com estudos palinológicos (Daemon e Quadros, 1970; Souza e Marques-Toigo, 2005; Souza 2006; Mori *et al.*, 2012), o Grupo Guatá está associado ao Eopermiano da Bacia da Paraná. Conforme sintetizado por Holz *et al.* (2010) (Figura 4), a idade da Formação Rio Bonito é do início do Sakmario (início) e meio do Artinskiano (final). Entretanto, embora não seja a proposta do trabalho, cabe ressaltar que novas datações radiométricas (Rocha-Campos *et al.*, 2006; Cagliari *et al.*, 2014; Cagliari *et al.*, 2016; Griffis *et al.*, 2018) têm indicado que o limite entre os Grupos Itararé e Guatá pode ser mais próximo do limite Carbonífero-Permiano (Início do Asseliano), na parte sul da Bacia do Paraná.

2.2. Contexto Tectônico

A Bacia do Paraná está disposta sobre diferentes domínios geotectônicos relacionados com terrenos cratônicos e cinturões móveis que atuaram diretamente no Gondwana Ocidental. Desta forma, diversas discontinuidades na crosta, bem como lineamentos compõem o arcabouço geotectônico da bacia, estão associados a esses domínios. Segundo Holz *et al.* (2006), a sedimentação da bacia está diretamente relacionada com os eventos de subsidência e soerguimento dos blocos geotectônicos, como nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Para Zalán *et al.* (1990), principais lineamentos da bacia do Paraná tem duas direções preferenciais, NW-SE e NE-SW, e podendo ocorrer também lineamentos E-W (Figura 5). De acordo com Holz *et al.* (2006), as estruturas tectônica NE-SW estão relacionadas com uma zona de cisalhamento transcorrente, enquanto as NW-SE são mais voltados a sistemas de falhas e fraturas.

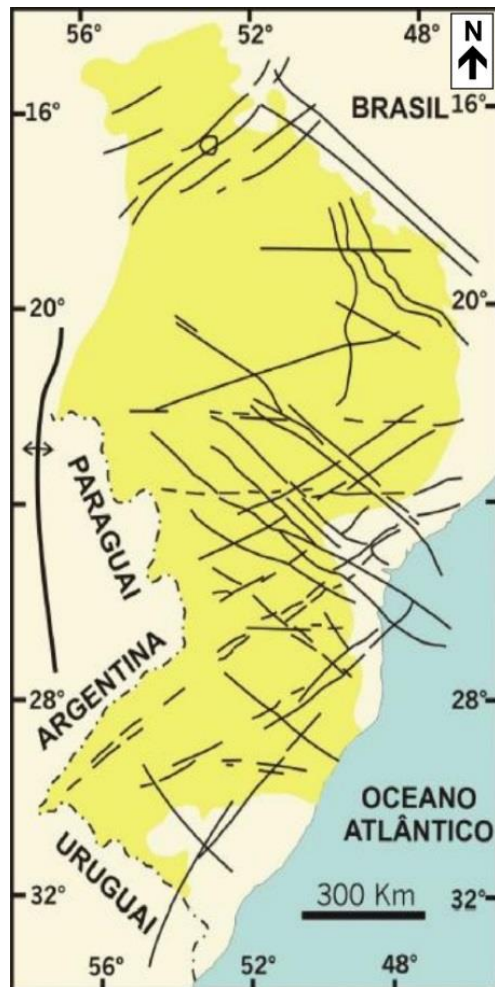


Figura 5. Mapa com os principais lineamentos da Bacia do Paraná no Brasil. É perceptível que predominam os lineamentos nas direções NE-SW e NW-SE e, secundariamente, ocorrem lineamentos E-W (Zálan *et al.*, 1990).

3. ESTADO DA ARTE

Seguindo a proposta de análise sedimentológica e estratigráfica é fundamental um bom conhecimento a cerca de sistemas deposicionais costeiros e da estratigrafia de sequências. Diante disso, foram revisados os sistemas deposicionais aluvial, estuarino dominado por maré e marinho raso dominado por onda, com fôca nas feições características identificadas e interpretadas ao longo deste estudo. Ademais, foram revisados os fundamentos da estratigrafia de sequências, dentre eles os conceitos básicos, superfícies estratigráficas, tratos de sistemas e sequências.

3.1. Sistemas deposicionais

3.1.1. *Sistema deposicional aluvial*

Depósitos aluviais ocorrem em uma ampla variedade de contextos tectônicos, e são indicadores sensíveis de controles alogenéticos (extrabaciais) tais como tectonismo e mudanças no nível do mar (Miall, 1992). Os sedimentos aluviais são predominantemente clásticos, abrangendo tamanhos de grão mais finos como lama até mais grossos como conglomerados. Sedimentos químicos menores são formados em ambientes como planícies de inundação. A maioria dos sedimentos aluviais são depositados por correntes trativas, mas em certos casos fluxos gravitacionais de sedimentos podem ser importantes (Miall, 1992). Com isso, neste trabalho, o sistema deposicional aluvial compreende leques aluviais além dos ambientes fluviais como os rios, planície de inundação e demais áreas fora do canal (*overbank areas*).

- Leques aluviais

Leque aluvial é um depósito de desconfinamento fluxo cuja superfície se aproxima de um segmento de um cone que radia a jusante de um ponto onde a fluxo deixa a área montanhosa (Bull, 1964). Leques aluviais ocorrem onde as montanhas desconfinam o fluxo em direção à planície levemente inclinada adjacente às elevações, sua velocidade diminui e o sedimento mais grosso é depositado em uma pilha cônica, ocorrendo uma redução do gradiente topográfico. Leques aluviais são caracterizados por fluxos hiperconcentrados, *sheet floods* e depósitos de fluxos gravitacionais, especialmente fluxos de detritos, sendo raros ou

ausentes depósitos de correntes trativas (Miall, 2000). O perfil transversal de um leque aluvial é geralmente convexo, já o perfil longitudinal é côncavo, sendo que na porção proximal (*fanhead*) dominam sedimentos conglomeráticos, com gradativa diminuição do tamanho dos grãos e das espessuras das camadas, e um aumento da seleção dos grãos na porção mais distal (*fanbase*) (Boggs Jr., 2012).

Nichols (2009) classificou os três principais tipos de leques aluviais (Figura 6): (i) leques aluviais dominados por fluxos de detritos (*debris-flow-fan*) são caracterizados por lobos de sedimentos grossos, pobremente selecionados, comumente com matriz lamosa; (ii) leques dominados por inundações em lençol (*sheetflood fan*) são depósitos de cascalho e areia com estratificações; (iii) leques aluviais dominados por canais de desconfinamento de sedimentos (*stream-channel fan*) constituem depósitos formados por desgarga de sedimentos em canais entrelaçados que podem mudar de posição ao longo do tempo.

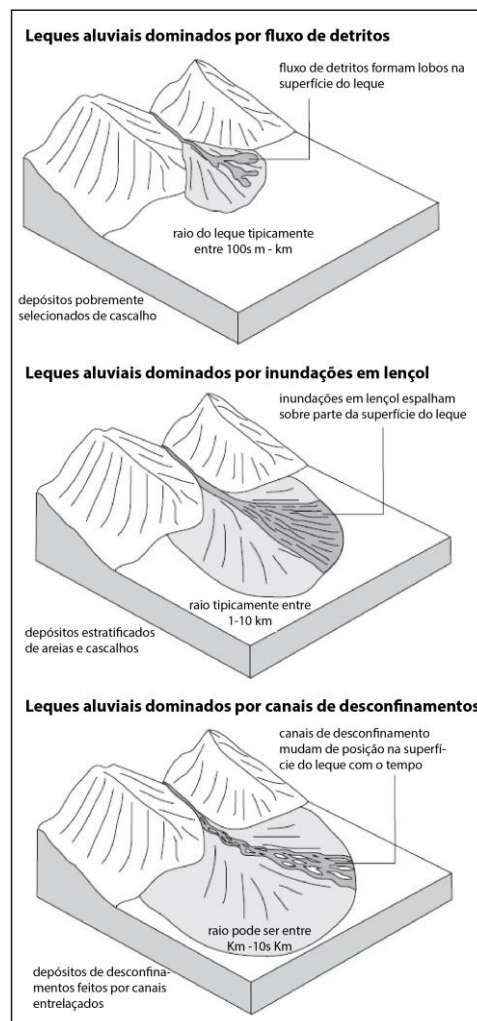


Figura 6. Tipos de leques aluviais: dominados por fluxos de detritos, dominados por inundações em lençol e dominados por canais de desconfinamento de sedimentos. A mistura desses processos pode ocorrer em um leque específico (traduzido de Nichols, 2009).

- Canal fluvial

O estilo fluvial é governado principalmente pelo fluxo e pelos processos sedimentares operantes durante as inundações sazonais (Bridge, 2003). Uma classificação simplificada de estilo de canal, depende do tamanho de grão dos sedimentos e outros fatores e a variedade de elementos arquiteturais típicos, presentes em cada tipo de canal fluvial (Miall, 2000). Segundo Miall (1992), com a análise e identificação de elementos arquiteturais característicos é possível distinguir quatro estilos de canais fluviais: (i) entrelaçado; (ii) meandrante; (iii) anastomosado; e (iv) reto (Figura 7).

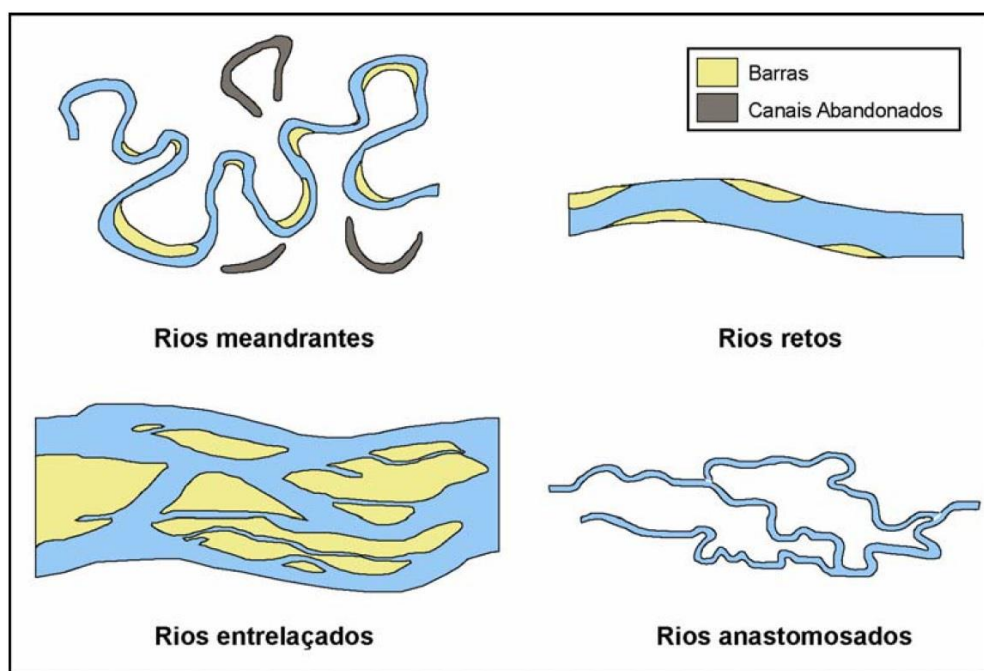


Figura 7. Tipos morfológicos básicos de canais fluviais (Modificado de Miall, 1977).

Canais entrelaçados são característicos de rios com carga de fundo, *sensu* Schumm (1972). Esses canais possuem grande quantidade de carga sedimentar mais grossa e morfologicamente são pouco sinuosos, compostos de múltiplos canais (secundários) separados por barras e ilhas (Miall, 2010). Segundo Nichols (2009), as barras podem ser longitudinais, transversais, lingóides ou ainda barras compostas. Para Richards (1996), canais entrelaçados desenvolvem fracamente ciclos de granodecrescência ascendente (domina a sedimentação de grossos) e a arquitetura deposicional é formada por corpos arenosos em lençol, multi-episódicos e multilaterais, formando complexos amalgamados, com formação de depósitos de barras de canal (elemento DA) e geralmente não desenvolve grande quantidade de planície de inundação (Figura 8).

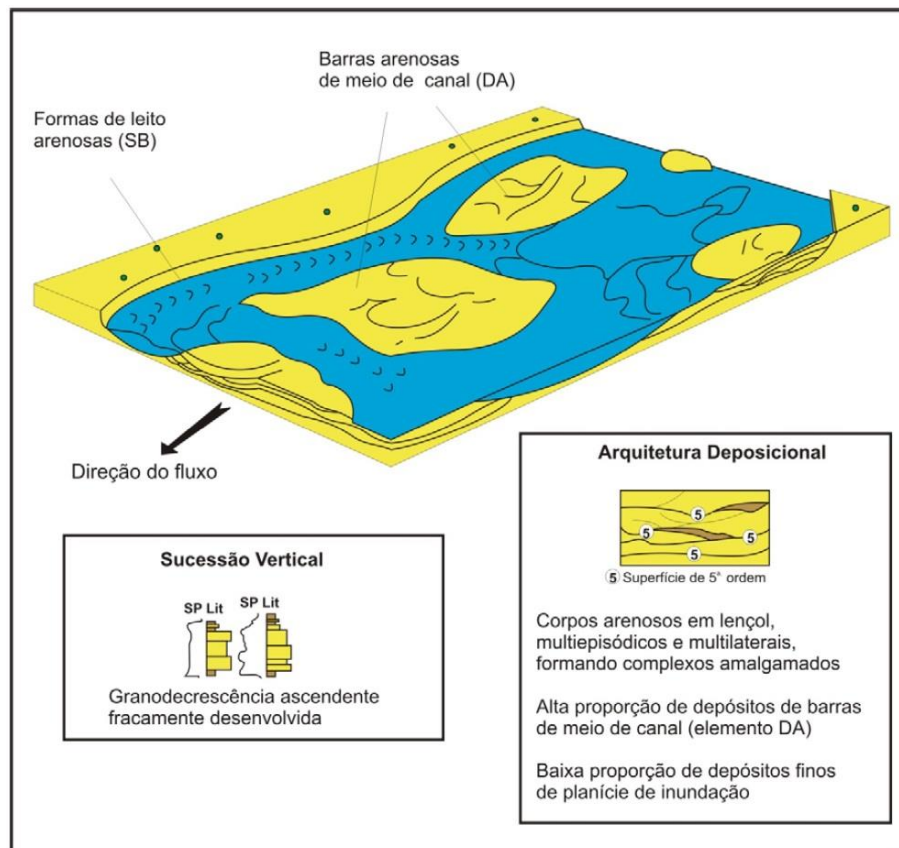


Figura 8. Diagrama esquemático de um sistema fluvial entrelaçado, ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies com granodecrescência ascendente fracamente desenvolvida. DA – macroforma de acreção frontal; SB – formas de leito arenosas (modificado de Richards, 1996).

Canais meandrantés são característicos de rios com carga mista, *sensu* Schumm (1972). Segundo Miall (2010), esses rios são compostos por um único canal com alta sinuosidade e que forma depósitos de acreção lateral (elemento LA), podem desenvolver tanto rios com carga sedimentar mais grossa (areia grossa a conglomerado) ou em rios dominados por sedimentos finos (areia fina a silte). De acordo com Richards (1996), esse tipo de canal desenvolve ciclos de granodecrescência ascendentes bem desenvolvidos e a arquitetura deposicional é composta de corpos arenosos em lençol isolado ou em complexos amalgamados, com a formação de barras em pontal (elemento LA), comumente com depósitos de planície de inundação (Figura 9).

Na porção proximal um rio tende ser entrelaçado, enquanto nas suas porções distais o curso fluvial apresenta normalmente um padrão meandrante (Miall, 1992; Orton e Reding, 1993).

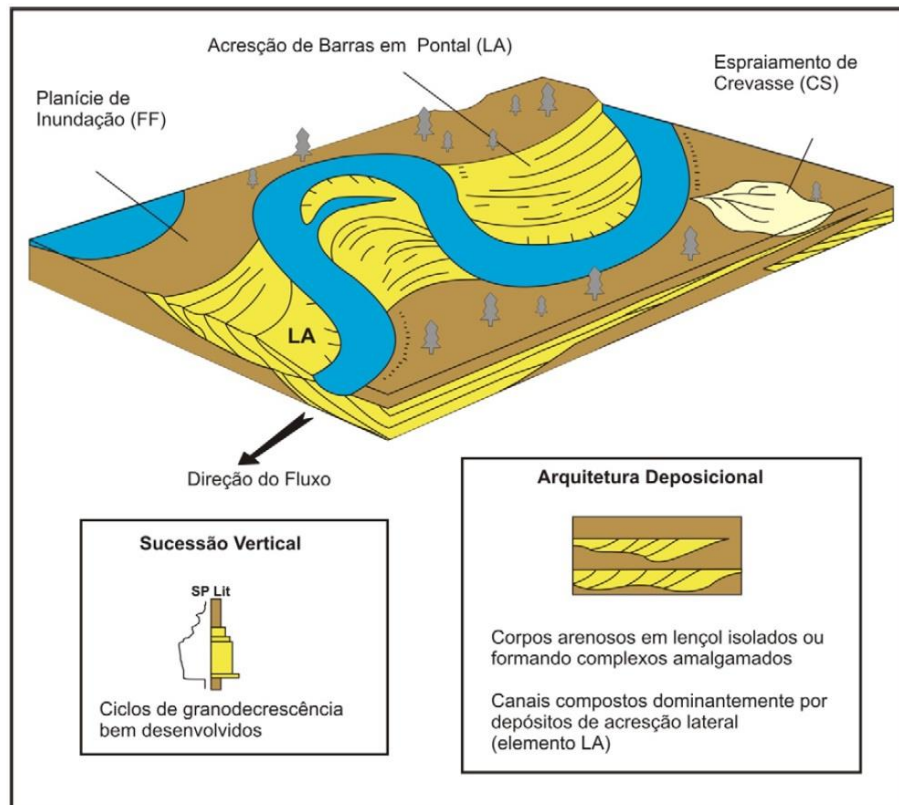


Figura 9. Diagrama esquemático de um sistema fluvial meandrante, ilustrando a geometria dos corpos arenoso, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies com ciclos de granodecrescência bem desenvolvidos. LA – marcoforma de acreção lateral; FF – Finos de planície de inundação; CS – espraiamento de crevasse (modificado de Richards, 1996).

Canais anastomosados são característicos de rios com carga em suspensão, *sensu* Schumm (1972). De acordo com Makaske (2001), canais anastomosados são compostos por dois ou mais canais interconectados que são envoltos por planície de inundação. Canais anastomosados possuem baixa a moderada sinuosidade e com a posição relativamente estável, o que os difere dos rios meandrantes e entrelaçados (Miall, 2010). Para Richards (1996), canais anastomosados possuem ciclos de granodecrescência ascendentes são pouco desenvolvidos (domina a sedimentação de finos) e a arquitetura deposicional é formada por corpos arenosos em fita, preenchidos por formas de leito arenosas com muita planície de inundação (Figura 10). O reconhecimento de rios anastomosados no registro estratigráfico é problemático porque a característica diagnóstica é a identificação de vários canais ativos separados, porém essa feição pode ser o resultado de um único canal com repetidas mudanças de posição (Nichols, 2009).

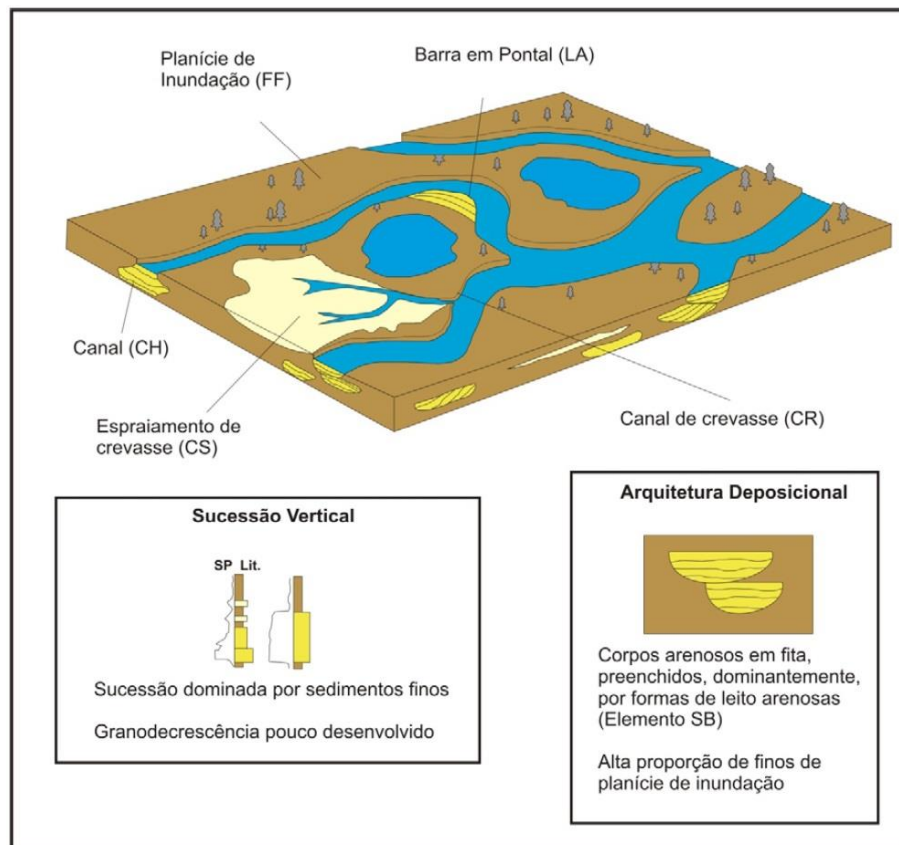


Figura 10. Diagrama esquemático de um sistema fluvial anastomosado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies dominada por sedimentos finos e com granodecrescência ascendente pouco desenvolvida. SB – formas de leito arenosas; LA – macroforma de acreção lateral; FF – Finos de planície de inundação; CS – espraiamento de crevasse (modificado de Richards, 1996).

Rios retos apresentam um canal simples, com flancos estáveis, limitados por diques marginais (Scherer, 2008). De acordo com Suguio (2003), esses rios desenvolvem um perfil longitudinal irregular e formam um canal profundo e grosseiramente simétrico. Segundo Nichols (2009), essa é a forma mais simples de canal (sem barras), porém é relativamente incomum. Esse tipo de canal está fortemente relacionado com sistemas de falhas.

- Áreas externas ao canal

As áreas externas aos canais (*overbank áreas*) são porções de terra entre ou além dos canais, que recebem água apenas (exceto a chuva) quando o rio transborda, compondo, portanto, junto com os canais, o ambiente fluvial (Nichols, 2009). Segundo Collinson (1996), áreas externas aos canais estão associadas com todos os tipos de canais fluviais, podendo ser dividido em (i) áreas próximas aos canais ativos (diques marginais e depósitos de crevasse), e; (ii) áreas distantes dos canais (planície de inundação).

Na parte adjacente ao canal, segundo Prothero e Schwab (2014), diques marginais (*levees*) são cordões arenosos que bordeiam os canais e que usualmente confinam o fluxo de água e sedimentos dentro dos mesmos (Figura 11). Desta forma, os diques marginais estão em um nível mais elevado que o da planície de inundação, porém ao longo do tempo o nível de base do canal pode subir e se tornar maior que o nível da planície de inundação, ocorrendo o rompimento do dique marginal (Nichols, 2009). Com o rompimento do dique marginal, a sedimentação por tração e suspensão ocorre rapidamente depois do rompimento, com água contendo sedimentos grossos de carga de fundo e em suspensão desaguando repentinamente na planície de inundação, formando um depósito de espriamento de crevasse (*crevasse splay*) (Boggs Jr. 2012). O rompimento do dique marginal forma corpos delgados, longos e sinuosos de finos com laminação horizontal e pequenas *ripples* (Prothero e Schwab, 2014).

Na parte mais distante do canal, de acordo com Miall (2010), planícies de inundação são compostas por sedimentos finos depositados próximo aos canais de rios devido a inundações (Figura 11). A maior parte do sedimento carregado até a planície de inundação é de carga em suspensão, sendo principalmente argila e silte, mas podem incluir areia fina se o fluxo for rápido o bastante para carregar areia em suspensão (Nichols, 2009). No registro geológico, planícies de inundação são formadas por camadas tabulares em contexto de lagos ou pântanos (Miall, 1996). Os sedimentos finos desse ambiente comumente contêm consideráveis restos de plantas e podem conter bioturbações ou marcas de plantas (Boggs Jr., 2012).

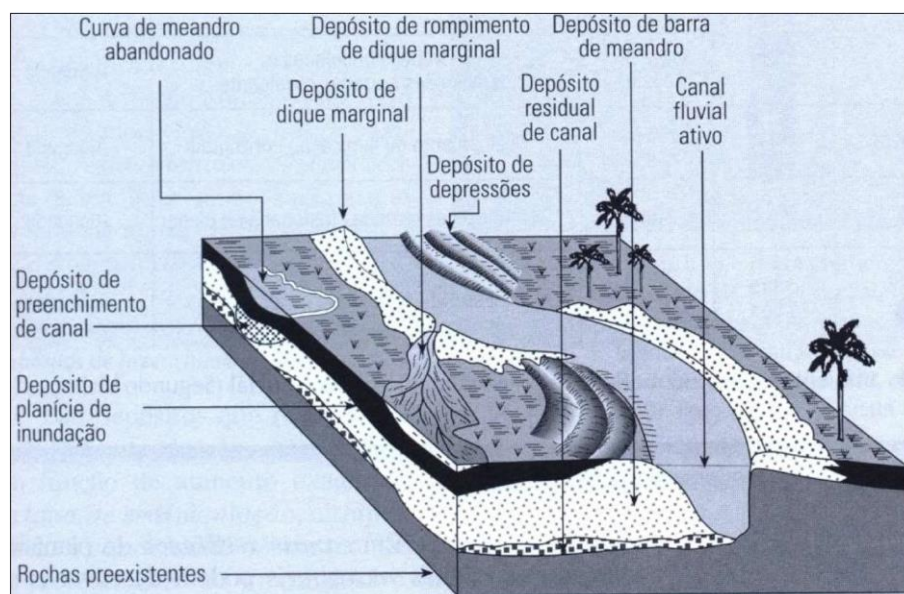


Figura 11. Diferentes subambientes fluviais. Além do canal fluvial, é possível observar os depósitos dos subambientes que compõem as áreas fora do canal, tais como dique marginal, depósitos de rompimento de dique marginal (depósito de crevasse), planície de inundação e outros (Suguio, 2003).

3.1.2. *Sistema deposicional estuarino*

De acordo com Pritchard (1967), um estuário pode ser definido como “um corpo costeiro semi-fechado de água que tem acesso livre ao oceano e em seu interior a água marinha é diluída de forma mensurável por água doce das drenagens continentais”. Em geral, na porção proximal predominam processos fluviais, na porção distal processos marinhos e no centro há uma mistura de características fluvial-marinhas.

Ademais, para Dalrymple *et al.* (1992), os sistemas deposicionais estuarinos estão associados com ambientes transicionais que podem ser dominados por maré ou por onda, ou com influência de ambos (mistos) (Figura 12). Segundo Boggs (2012), os estuários dominados por onda e os mistos desenvolvem depósitos de barreiras que protegem, bem e parcialmente, o interior do estuário, respectivamente. Já os estuários dominados por maré não possuem barreiras, mas sim barras que se estendem longitudinalmente dentro do estuário. Cabe ressaltar que, em estuários dominados por onda também podem existir barras, porém essas se concentram apenas na porção proximal.

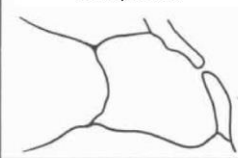
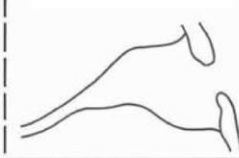

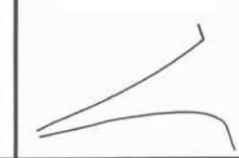
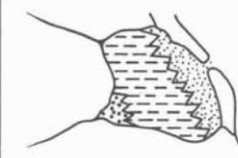

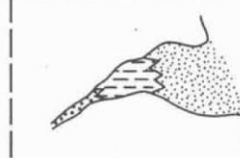
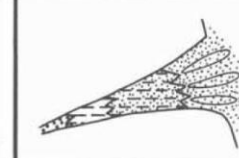
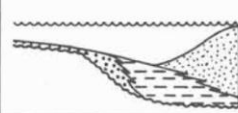
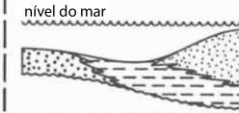
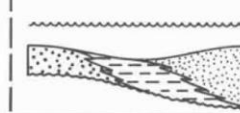
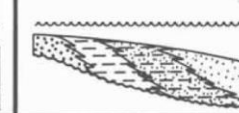
| | ← DOMINADO POR ONDA → | | | ← DOMINADO POR MARÉ → |
|--|---|---|--|---|
| | LAGUNAR | PARCIALMENTE FECHADO | TERMINAL ABERTO | RELACIONADO À MARÉ |
| CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA | fechada, parcialmente aberto, costa paralela  | costa paralela a costa normal  | costa normal  | costa normal  |
| REGIME DE MARÉ | micromaré | micromaré a mesomaré | mesomaré a baixa macromaré | alta macromaré (regime de maré extremo) |
| PADRÃO DE CIRCULAÇÃO | parcialmente misto | parcialmente misto a bem estratificado (depende da descarga do rio) | | homogêneos (vertical e lateralmente) |
| PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DOS SEDIAMENTOS |  | sedimento lamoso areia fluvial areia litorânea  |  |  |
| SEÇÃO AXIAL |  | nível do mar  |  |  |
| EXEMPLO: | GREAT SOUND, NEW JERSEY | MIRAMICH, NEW BRUNSWICK | GIRONDE, FRANÇA | BROAD SOUND, AUSTRÁLIA |

Figura 12. Classificação dos estuários ilustrando as características morfológicas, oceanográficas e sedimentológicas de cada tipo de estuário (traduzido de Reinson, 1992).

De acordo com os resultados e interpretações desta dissertação, se enfatizará o detalhamento de estuários dominados por maré.

Secundo (Dalrymple, 2010b), o termo “maré” é usado para se referir a qualquer flutuação periódica (regularmente repetida) no nível da água que é gerada pela deformação da superfície do oceano pela atração gravitacional da lua e do sol, e a atuação da força centrífuga causada pela revolução do sistema terra-lua sobre o centro de massa (Figura 13). Dalrymple (2010b) diz que ambos, sol e lua tem papel na geração de marés, porém a atração da lua é maior visto que, embora tenha menor massa do que o sol, aquela está mais próxima da Terra.

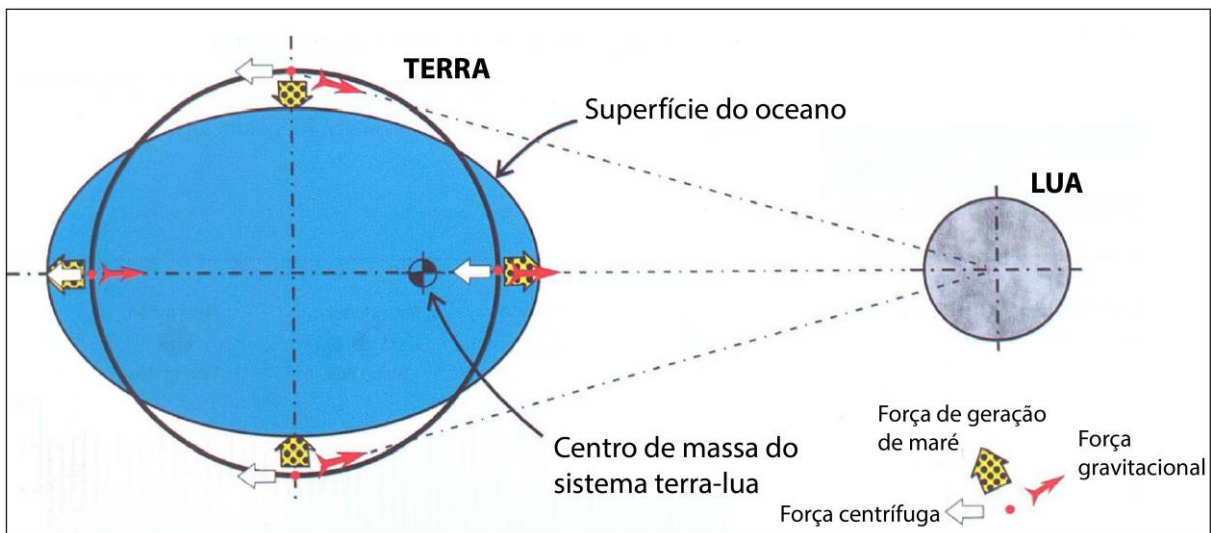


Figura 13. Modelo de origem das marés com a atuação da força gravitacional da lua sobre a superfície do oceano, e a força centrífuga causada pela revolução do sistema terra-lua sobre o centro de massa (traduzido de Dalrymple, 2010b).

Um estuário é o ambiente predominante de costas dominadas por maré e que ocorre principalmente durante períodos de transgressão marinha, em planícies costeiras de latitude média, ou em vales resultantes de deglaciação ou atividade tectônica (Walker, 1992).

- Planície de maré

Segundo Boggs Jr. (2012), o ambiente de planície de maré é dividido em três zonas (Figura 14): (i) a inframaré ocorre abaixo dos níveis principais de maré baixa, estando inundada na maioria do tempo e sujeita a correntes de maré mais altas. Nesta zona ocorrem os canais de maré, onde predominam transporte e deposição de carga de fundo; (ii) a intermaré está entre os principais níveis de maré baixa e alta, sendo exposta subaereamente uma ou duas vezes por dia. Nesta zona ocorre carga de fundo e em suspensão; (iii) a supramaré está

localizada acima dos níveis médios de maré alta, estando exposta às condições subaéreas na maioria do tempo, porém inundada durante as marés extremas. Nesta zona a sedimentação é predominantemente por suspensão, sendo chamada de *salt marshes* em ambientes com canais de maré incisivos.

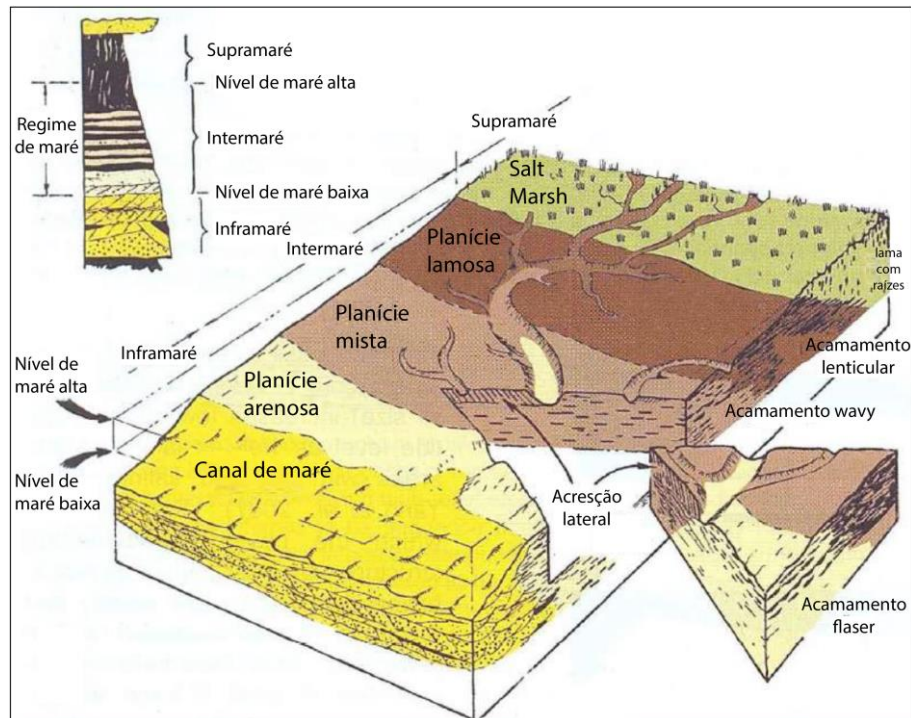


Figura 14. Diagrama esquemático de uma planície de maré. É possível observar que abaixo de nível de maré baixa (inframaré) ocorrem os canais de maré, entre os nível de maré baixa e alta (intermaré) se desenvolvem as planícies de maré (arenosa, mista e lamosa) e, acima de nível de maré alta (supramaré), ocorrem os *salt marshes* (traduzido de Dalrymple, 2010b).

Estuários dominados por maré são bordados por planície de maré lamosa e *salt marshes* que ocupam o espaço entre os eixos dos canais e as laterais dos vales (Dalrymple, 2010b) (Figura 15).

Conforme Shanmugan *et al* (2000) e Dalrymple (2010b), a zona de intermaré pode ser dividida em planície de maré arenosa (*tidal sand flat*), mista (*tidal mixed flat*) e lamosa (*tidal mud flat*), sendo o critério de diferenciação dessas subzonas é a proporção de areia e lama dos heterolitos, principal fácies que compõem esses depósitos. Planícies de maré arenosa, mista e lamosa são compostos de heterolitos com acamamento *flaser*, *wavy* e lenticular, respectivamente (Figura 14 e Figura 15).

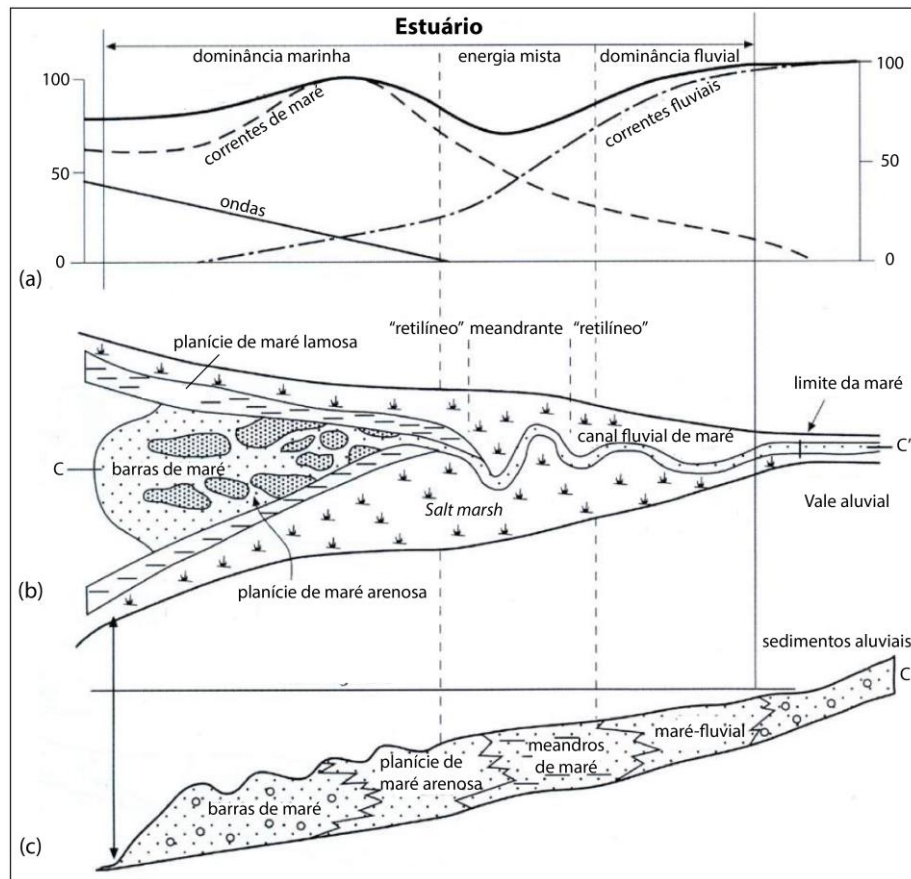


Figura 15. Estuário dominado por maré. (a) distribuição da energia de fluxo ao longo do sistema estuarino, com dominância fluvial na porção proximal, marinha na distal e energia mista na central; (b) Vista em planta de um estuário dominado por maré, com canal fluvial de maré, *salt marsh*, planícies de inundação arenosa e lamosa e barras de maré; (c) Vista em perfil de um estuário dominado por maré com a distribuição dos subambientes (traduzido de Leeder, 2011).

Já na porção inframaré, formas de leito são geradas nos canais de maré (Figura 14), podendo desenvolver macroformas como barras de maré (Figura 15), dunas compostas e barras de maré de plataforma aberta (*shelf ridges*).

Segundo Olariu *et al.* (2012), barras de maré são corpos arenosos gerados em contexto de maré que possuem eixo longitudinal aproximadamente paralelo às correntes, que possuem uma forte componente de migração lateral, podendo tendendo a migrar sobre barras adjacentes, resultando em uma base erosiva e uma sucessão granodecrescente ascendente (Figura 16). Essas formas de leito comumente ocorrem em estuários e deltas dominados por maré. Adicionalmente, as barras de maré de plataforma aberta ocorrem em um contexto sem canais de maré, onde a velocidade das correntes e a energia das ondas são maiores na crista frontal, gerando depósitos com granocrescência ascendente. Por fim, dunas compostas são

corpos arenosos com eixo longitudinal aproximadamente transversal às correntes de maré, e que possuem forte componente de migração frontal porque as velocidades das correntes são maiores na face frontal das dunas, semelhante ao processo das barras de maré de plataforma aberta (Figura 16). Dunas compostas ocorrem em estuários e deltas dominados por marés e em plataformas.

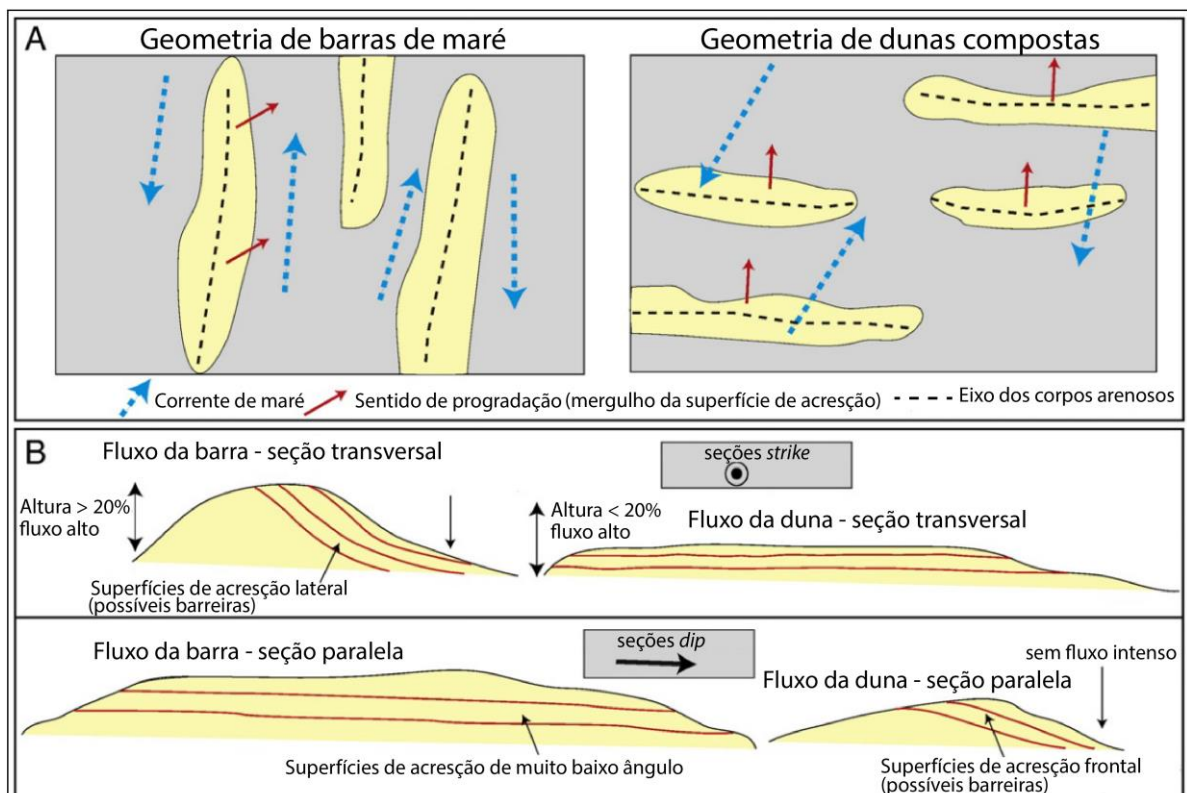


Figura 16. Diferenças morfológicas e arquiteturais entre dunas compostas e barras de maré. A – Vista em planta das morfologias das barras de maré que são aproximadamente paralelas às correntes de maré, e das dunas compostas que tem eixo perpendicular em relação às correntes de maré; B – vista em perfil, nas seções transversal e paralela de barras de maré e dunas compostas (traduzido de Olariu *et al.*, 2012).

Em geral, essas formas de leitos possuem fácies similares, como drapes de lama nos *foresets* (Figura 17), indicando a alternância de migração das formas de leitos, com a deposição de sedimentos finos, durante as fases de baixa energia dos ciclos de maré (Visser, 1980). A preservação de delicados drapes de lama indica um ambiente protegido, como um estuário (Shanmugam *et al.*, 2000).

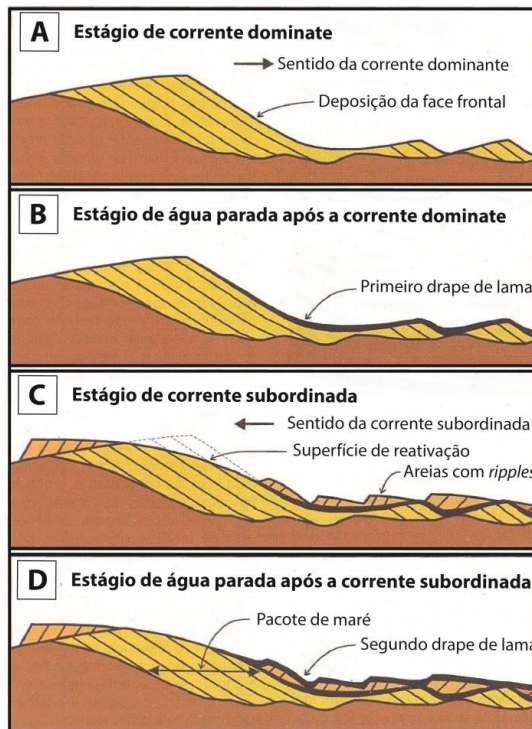


Figura 17. Esquema de representação do processo de formação de estruturas produzidas durante um ciclo de maré. A - Migração de dunas com a formação de arenitos com estratificação cruzada (regime de fluxo inferior unidirecional dominante); B – Formação do primeiro drape de lama (decantação de lama em regime de ausência de energia), sobre as estruturas formadas em A; C – Migração de *ripples* (regime de fluxo inferior unidirecional subordinado) sobre as estruturas formadas em B, no sentido oposto ao A; D - Formação do segundo drape de lama (decantação de lama em regime de ausência de energia), sobre as estruturas formadas em C (traduzido de Dalrymple, 2010b).

3.1.3. Sistema deposicional marinho raso dominado por onda

De acordo com Plint (2010), plataformas siliciclásticas dominadas por onda são consideradas um sistema deposicional marinho raso por se localizar entre a linha de costa e a quebra do talude continental. Esse ambiente recebe sedimentos dos rios, da erosão da própria linha de costa, ou ainda sedimentos vulcânicos ou relacionados com processos eólicos.

Uma plataforma é considerada dominada por onda quando os processos relacionados com onda dominam sobre os de maré (Plint, 2010). A maior parte das costas abertas possui dominância de processos relacionados à onda. Porém essa dominância não é de magnitude absoluta, mas sim relativa de cada processo determinante nas respostas sedimentares (Davis e Hayes, 1984).

Segundo Walker e Plint, (1992), *foreshore* é a porção da plataforma posicionada acima da linha de maré baixa e que é dominada pelos processos ligados à quebra das ondas (zona de *swash* e *backswash*). Já o *shoreface* está abaixo da linha de maré baixa, e é caracterizado por transporte de sedimentos diários acima do nível de base de ondas normais. Por fim, abaixo deste nível, ocorre o chamado *offshore* (Figura 18).

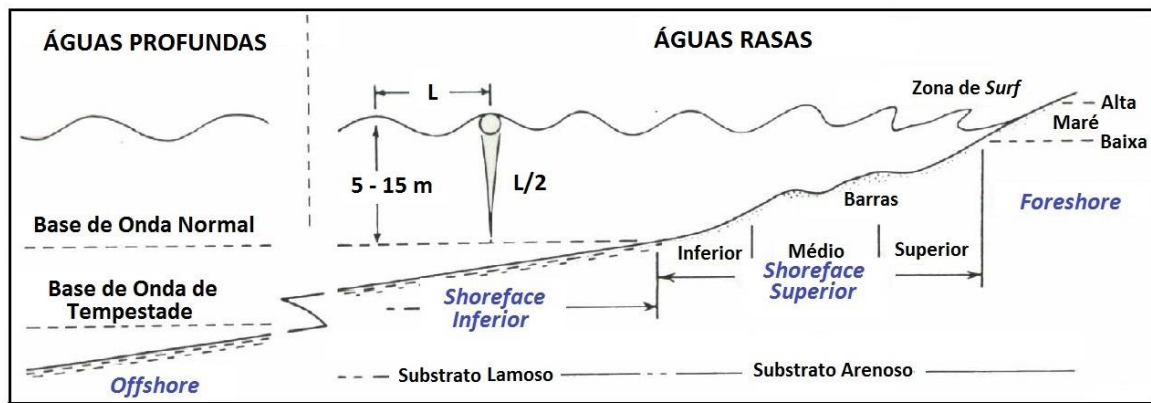


Figura 18. Vista em perfil longitudinal de um sistema deposicional marinho raso dominado por onda, com as porções de águas rasas e profundas e indicações dos níveis de base de ondas normais e de ondas de tempestade (Modificado de Walker e Plint, 1992).

- Foreshore

A zona de *swash* é capaz de mover areia e cascalho e, tipicamente, produz laminação plano-paralela na região de *foreshore*. Caracteristicamente, na região de *foreshore* se desenvolvem estratificações cruzadas de baixo ângulo ou laminação horizontal. As partes mais rasas da plataforma e de um mar epicontinental estão dentro da zona de profundidade de ação de ondas e qualquer sedimento será extensivamente retrabalhado elas (Nichols, 2009). Desta forma, essa porção mais proximal tem baixo potencial de preservação.

- Shoreface

Na região de *shoreface* ocorre uma série de feições que são causadas pelas variações no nível de atuação das ondas. Neste trabalho optou-se por dividir o ambiente de *shoreface* em três zonas específicas, superior, médio e inferior (Figura 18):

O *shoreface* superior está localizado acima do nível de base de ondas normais, ambiente com contínua energia, sem deposição de lama. Com isso, em períodos de tempo normal, predominam fluxos unidirecionais na porção proximal, onde ocorrem arenitos com estratificação cruzada, e fluxos oscilatórios na porção mais distal com estruturas como *wave-ripples* (Figura 19). Em eventos de tempestade, na porção central, podem ocorrer arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo que são interpretados como depósitos de fluxo combinado de uma corrente com componentes oscilatória e unidirecional (Duke *et al.*, 1991). Além disso, na porção distal do *shoreface* superior, ocorrem arenitos com estratificação cruzada *swaley*. Para Dumas e Arnott (2006) essa estrutura está relacionada com fluxos combinados de alta energia, com dominância da componente oscilatória.

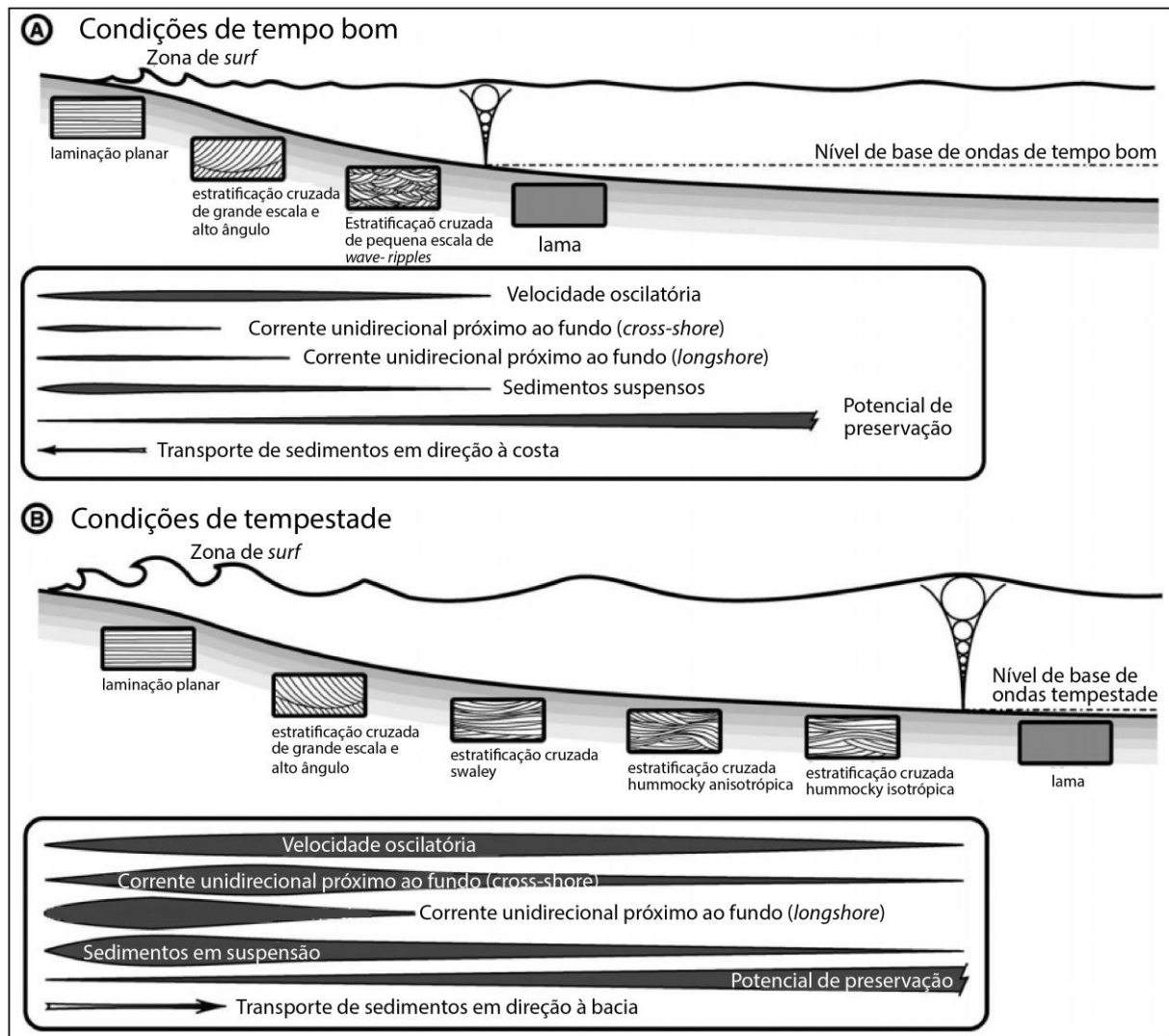


Figura 19. Vista em perfil longitudinal de um sistema deposicional marinho-raso. Dominado por onda. A – Em condições de tempo bom, o nível de base de interação onda-fundo marinho é mais raso e, neste caso, não ocorrem estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*, mas apenas *wavy-ripples*; B – Em condições de tempestade, o nível de base de interação onda-fundo marinho é mais profundo, e neste caso se desenvolvem estruturas sedimentares como estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky* (traduzido de Dumas e Arnott, 2006).

O *shoreface* médio está localizado na porção intermediária do *shoreface*, abaixo do nível ondas normais, e segundo Dumas e Arnott (2006), acima (mas próximo) do nível de ondas de tempestade, onde se formam arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (Figura 19). Essa estrutura está relacionada com correntes predominantemente oscilatórias através de grandes ondas durante os eventos de tempestade (Dumas e Arnott, 2006).

Por fim o *shoreface* inferior está na porção mais distal, abaixo do nível de ondas normais, muito próximo do nível de ondas de tempestade, representando a transição com o *offshore*. Com isso, predomina a deposição e sedimentos em suspensão, porém tempestades

excepcionais podem ter algum efeito nesta profundidade da plataforma, sendo representadas por finos depósitos intercalados de areia fina e lama (Nichols, 2012). Desta forma, heterolitos (Figura 20) são interpretados como alternância entre a atividade da onda e a decantação (Vieira *et al.*, 2017).

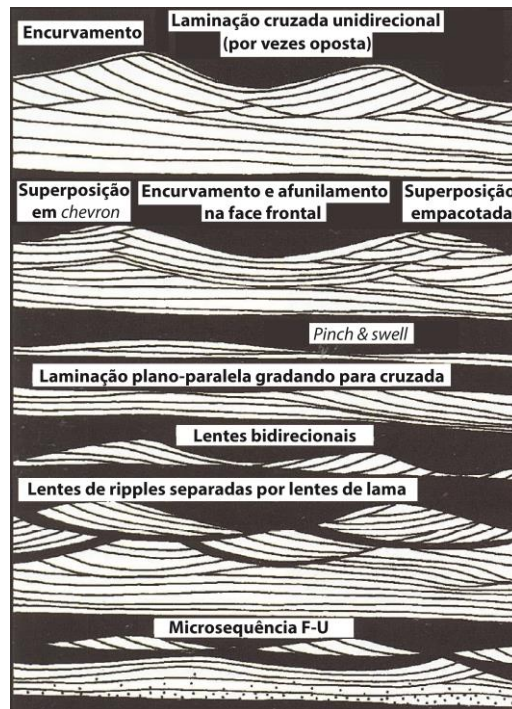


Figura 20. Diferentes feições internas associadas a heterolitos com *wavy-ripples* (Traduzido de Raaf *et al.*, 1977).

3.2. Estratigrafia de seqüências

A estratigrafia de seqüências consiste na análise da resposta sedimentar às mudanças no nível de base, e às tendências deposicionais que surgem da interação da acomodação (espaço para preenchimento de sedimentos) e sedimentação (Catuneanu *et al.*, 2009). Assim, a estratigrafia de seqüências consiste em um método de correlação de rochas depositadas no mesmo intervalo de tempo, podendo ser chamada de estratigrafia de superfícies (que delimitam os pacotes).

3.2.1. Conceitos Básicos

Segundo Posamentier e Vail (1988), o nível eustático (Figura 21) é a distância vertical entre a superfície do mar e o centro da Terra (*datum* global), refletindo, um medida global dos

oceanos. Já o nível relativo do mar (NRM) expressa a distância vertical entre a superfície do mar e o topo do embasamento (*datum* local), representando variações eustáticas e tectônicas (soerguimento e subsidência), porém sem relação com o influxo sedimentar. Já o termo nível de base está relacionado com o nível que marca a erosão e deposição da bacia, sendo equivalente ao NRM nas bacias marinhas, e ao lençol freático nas bacias continentais. Ademais, a profundidade da lâmina d'água representa a distância vertical entre a superfície do mar e o topo do sedimento acumulado sobre o embasamento da bacia, portanto, relacionado com o influxo sedimentar. Por fim, o termo acomodação corresponde ao espaço disponível para acumular sedimentos, sendo controlado pelas variações eustáticas e tectônicas, sem relação com o influxo sedimentar. Na prática, a acomodação retrata a visão tridimensional do NRM.

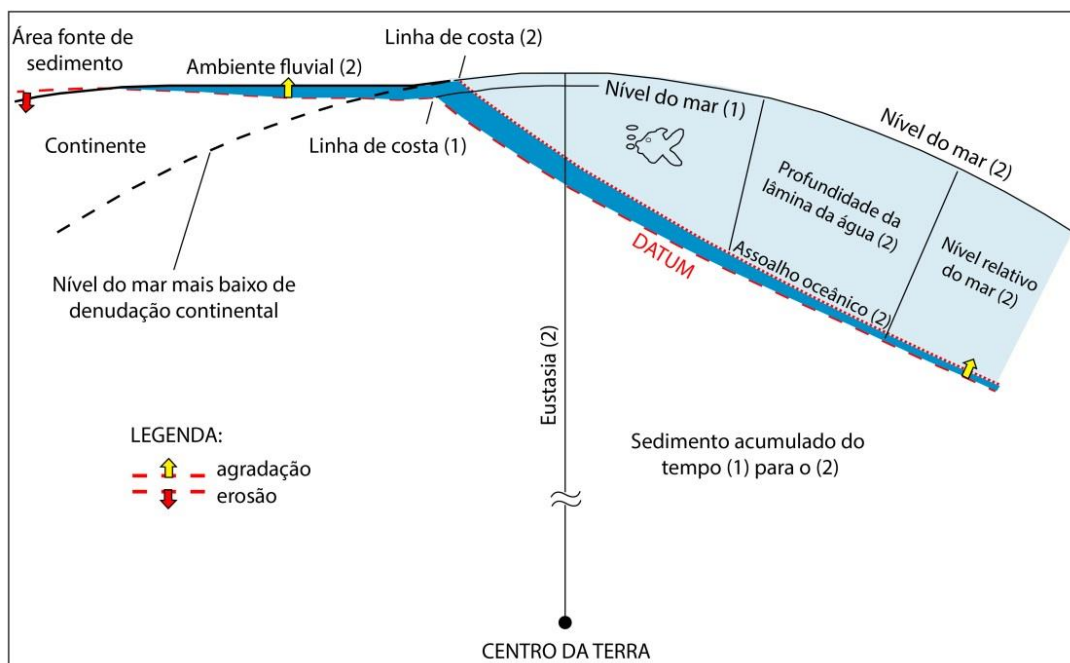


Figura 21. Representação dos conceitos de nível eustático, nível relativo do mar (NRM) e profundidade da lâmina da água (traduzido de Catuneanu, 2006).

De acordo com Catuneanu (2006), Catuneanu *et al.* (2009) e Catuneanu *et al.* (2011), uma regressão consiste no avanço da linha de costa em direção ao depocentro da bacia (Figura 22). Esse avanço pode ser por regressão normal, quando a taxa de sedimentação é maior do que a taxa de subida do NRM (estático ou lentamente), ou por regressão forçada, quando o NRM está caindo, e a linha de costa é forçada a avançar em direção ao depocentro da bacia, independente do suprimento sedimentar. Por outro lado, uma transgressão (Figura 22) caracteriza um avanço da linha de costa em direção ao continente, estando associada a uma taxa de subida do NRM superior a taxa de sedimentação.

Segundo Catuneanu (2006), padrões de empilhamento podem ser: (1) progradacional, que consiste em uma sucessão de fácies proximais sobre as distais, representando um evento regressivo no qual a taxa de sedimentação é maior que a subida do NRM, superando o espaço de acomodação disponível (Figura 22); (2) retrogradacional, que consiste em uma sucessão de fácies distais sobre proximais, retratando um evento transgressivo em que a taxa de subida do NRM (e a criação de acomodação) supera a taxa de sedimentação (Figura 22); e (3) agradacional, que configura um equilíbrio entre as taxas de oscilação do NRM (e a criação de acomodação) e a taxa de sedimentação, não havendo avanço ou recuo da linha de costa e sem mudanças na sucessão de fácies.

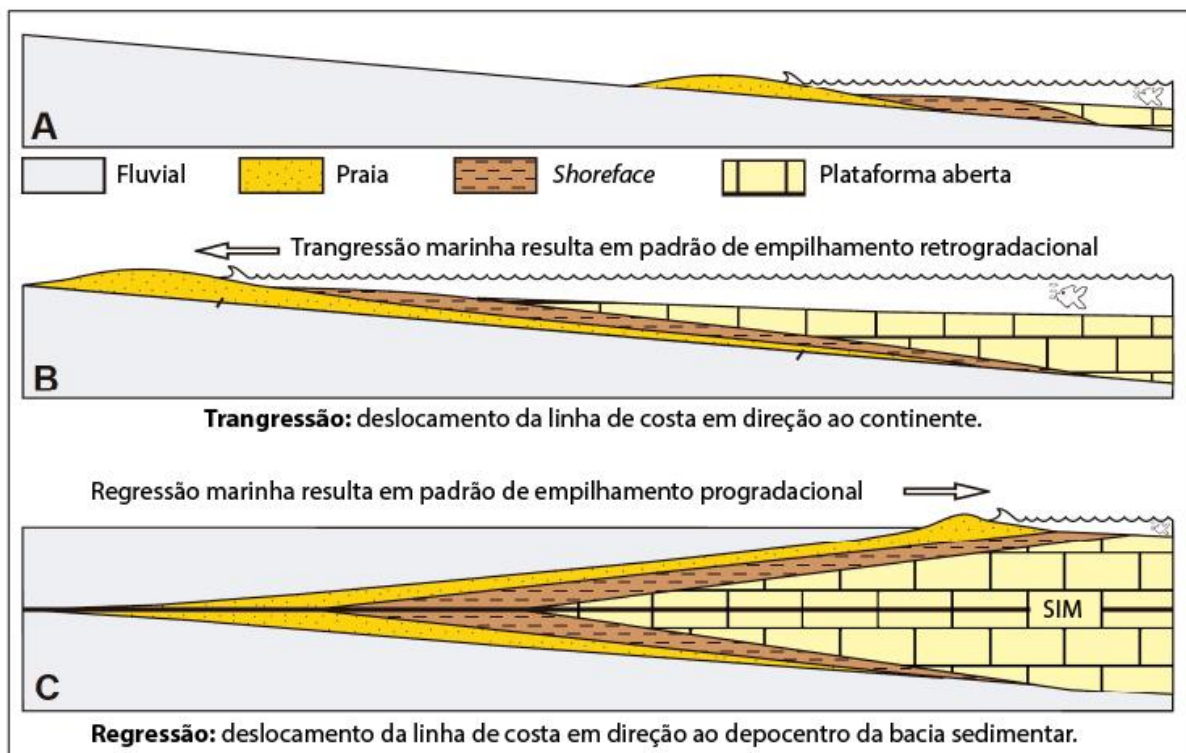


Figura 22. Exemplo de deslocamentos da linha de costa (transgressões e regressões), originando os padrões de empilhamento retrogradacional e progradacional, respectivamente (traduzido de Catuneanu, 2006).

De acordo com Catuneanu *et al.* (2009), o conceito de hierarquia se refere à definição de ordens de ciclicidade nas bacias e suas significâncias estratigráficas relativas. Desta forma, embora haja controversas entre duração (tempo) dos ciclos e a possível correspondência na magnitude da mudança dos níveis de base, se reconhece cinco ordens hierárquicas, conforme resumido na Figura 23. Adicionalmente, uma nomenclatura relativa também utilizada é a frequência dos ciclos, por exemplo, alta frequência para ciclos de menor escala (baixo ranque), e baixa frequência para ciclos de maior escala (alto ranque) (Figura 24).

| Ordem hierárquica | Duração (Ma) | Causa |
|------------------------|--------------|---|
| Primeira ordem | 200-400 | Formação e ruptura de supercontinentes |
| Segunda ordem | 10-100 | Variação do volume das cadeias meso-oceânicas |
| Terceira ordem | 1-10 | Cinemática da placa regional |
| Quarta e quinta ordens | 0.01-1 | Forças orbitais |

Figura 23. Hierarquia dos ciclos de variação do nível eustático com durações e causas (traduzido de Catuneanu, 2006).

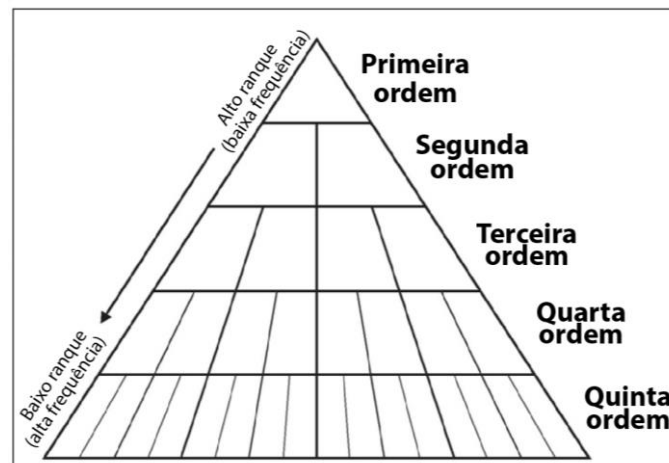


Figura 24. Diagrama representativo do conceito de hierarquia dos ciclos de variação do nível de base (traduzido de Catuneanu *et al.*, 2009)

Entretanto, Neal e Abreu (2009) dizem que a identificação de uma unidade (ciclo) depende da resolução e cobertura dos dados, e os padrões de empilhamento se repetem com as variações da acomodação com durações e magnitudes distintas, e que permitem a construção de hierarquias similares. Logo, esses autores propõem um arcabouço estratigráfico mais independente, sem se fixar em uma ordem de trabalho, mas sim flexível para todas as escalas de dados, e capaz de ser complementado posteriormente através da melhoria na resolução dos dados.

3.2.2. Superfícies estratigráficas

As superfícies estratigráficas são superfícies que podem servir, em parte, como limite entre diferentes depósitos de tipos genéticos (regressão forçada, regressão normal de níveis alto e baixo, e transgressão) (Catuneanu *et al.*, 2009) (Figura 25). Essas superfícies delimitam, ou estão dentro dos tratos de sistemas. A seguir, as superfícies estratigráficas serão discutidas de, seguindo a conceituação de Catuneanu (2006) e Catuneanu *et al.* (2009).

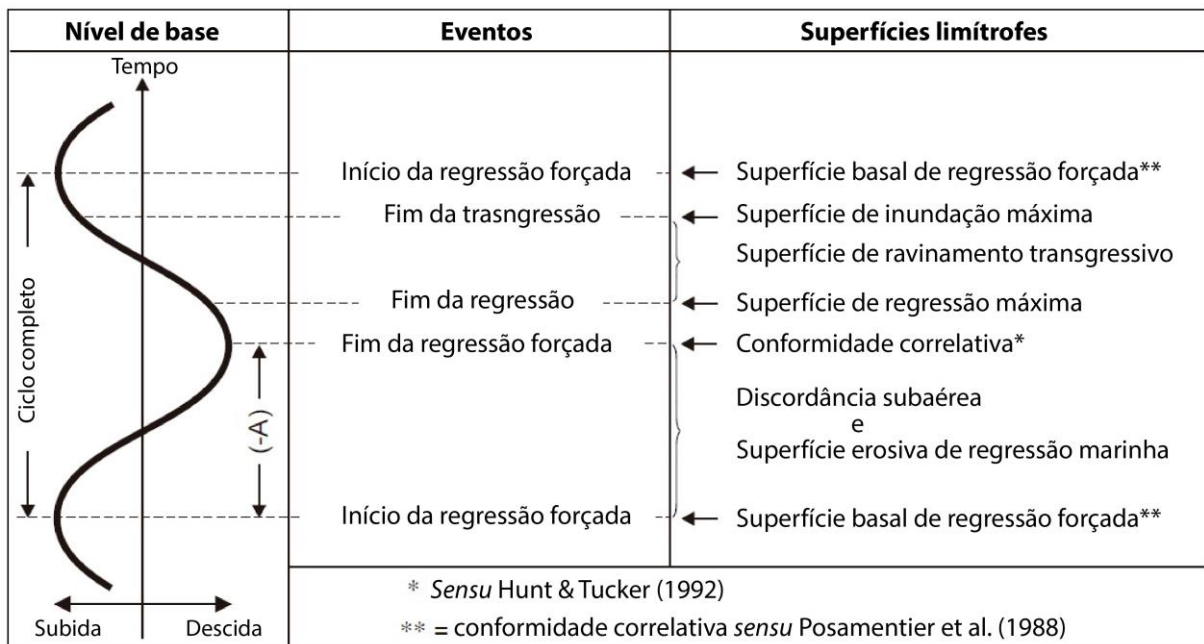


Figura 25. Curva de variação do nível de base, com o posicionamento do momento de formação dos eventos de regressões normal e forçada e transgressão, com indicações das superfícies limítrofes (traduzido de Catuneanu, 2006).

- Discordância Subaérea (DS)

A discordância subaérea (Sloss *et al.*, 1949) consiste em uma discordância que se forma sobre condições subaéreas, como resultado de erosão fluvial ou *bypass*, pedogênese, degradação pelo vento, ou dissolução e carstificação (Catuneanu *et al.*, 2009). De forma geral, essa discordância é marcada, dentro do vale inciso, pela mudança abrupta de fácies, causada pela erosão fluvial, e fora do vale inciso, pelo desenvolvimento de paleossolos. Caracteristicamente, essa superfície é formada no final de um evento de regressão forçada.

- Conformidade Correlativa (CC)

Conformidade correlata (Hunt e Tucker, 1992) é uma superfície que marca a mudança padrões de empilhamento de uma regressão forçada para uma regressão normal, sendo reconhecida em águas profundas no topo de sedimentos mais grossos dentro de um leque submarino (turbidito) (Catuneanu *et al.*, 2009). Na porção submersa, a CC corresponde à DS.

- Superfície de Base de Regressão Forçada (SBRF)

A superfície de base de regressão forçada (Hunt e Tucker, 1992), anteriormente chamada de concordância correlata por Posamentier *et al.*(1988) e Posamentier e Allen (1999), marca a mudança dos padrões de empilhamento de regressão normal para regressão

forçada (Catuneanu *et al.*, 2009). Em ambiente de *shoreface*, a SBRF se caracteriza pela mudança gradual de fácies, não distinguindo o subambiente marinho, e por isso é de difícil definição. Em águas profundas, a SBRF está localizada na base dos leques submarinos (turbiditos).

- Superfície Erosiva de Regressão Marinha (SERM)

A superfície erosiva de regressão marinha (Plint, 1988), é uma superfície subaquosa, formada no fim da regressão forçada, através da atividade das ondas no contexto de *shoreface* (Catuneanu *et al.*, 2009). Ao contrário da SBRF, a SERM é mais facilmente reconhecida, pois há uma mudança abrupta de fácies do subambiente marinho. Em águas profundas, essa superfície é correlata à CC.

- Superfície de Regressão Máxima (SRM)

A superfície de regressão máxima (Helland-Hansen e Martinsen, 1996), antes chamada de superfície transgressiva (Posamentier e Vail, 1988), marca a mudança da trajetória da linha de costa de uma regressão normal de nível baixo para uma transgressão (Catuneanu *et al.*, 2009). Desta forma, seu reconhecimento se dá pela mudança de padrão de empilhamento progradacional para o retrogradacional, podendo ser identificada pelo afogamento de depósitos fluviais por marinhos (dentro do vale inciso) ou ainda coincidir com a DS (fora do vale inciso). Ao longo da seção *strike*, essa superfície pode ser diacrônica, dependendo da variação do suprimento sedimentar e da taxa de subsidência (Catuneanu *et al.*, 2009).

- Superfície de Inundação Máxima (SIM)

A superfície de máxima inundação (Frazier, 1974; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Galloway, 1989) marca a mudança de uma trajetória da linha de costa transgressiva para regressiva de nível alto (Catuneanu *et al.*, 2009). Ao contrário da SRM, a SIM é reconhecida pela mudança do padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional, ou pelo desenvolvimento de seção condensada. A SIM de maior ordem são frequentemente utilizadas como *datum* regional das bacias. Assim como a SRM, ao longo da seção *strike*, essa superfície pode ser diacrônica, de acordo com as taxas de suprimento sedimentar e subsidência (Catuneanu *et al.*, 2009).

- Superfície de ravinamento

A Superfície de ravinamento (Nummedal e Swift, 1987; Galloway, 2001) consiste em uma superfície erosional formada pelo retrabalhamento por onda ou maré durante a transgressão na costa, pelo *shoreface* superior (Catuneanu *et al.*, 2009). Ambos os tipos de superfície de ravinamento são diacrônicas, sendo mais recentes na borda da bacia (Nummedal e Swift, 1987).

3.2.3. Tratos de sistemas

Os tratos de sistemas são um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos (Brown e Fisher, 1977). Os tratos de sistemas são interpretados pelos padrões de empilhamento, posição dentro da sequência e tipos de superfícies limítrofes, e são indicados em posições particulares ao longo da curva inferida de mudanças do nível de base na linha de costa (Catuneanu, 2006) (Figura 26). A seguir, tratos de sistemas serão discutidos de, seguindo a conceituação de Catuneanu (2006) e Catuneanu *et al.* (2009).

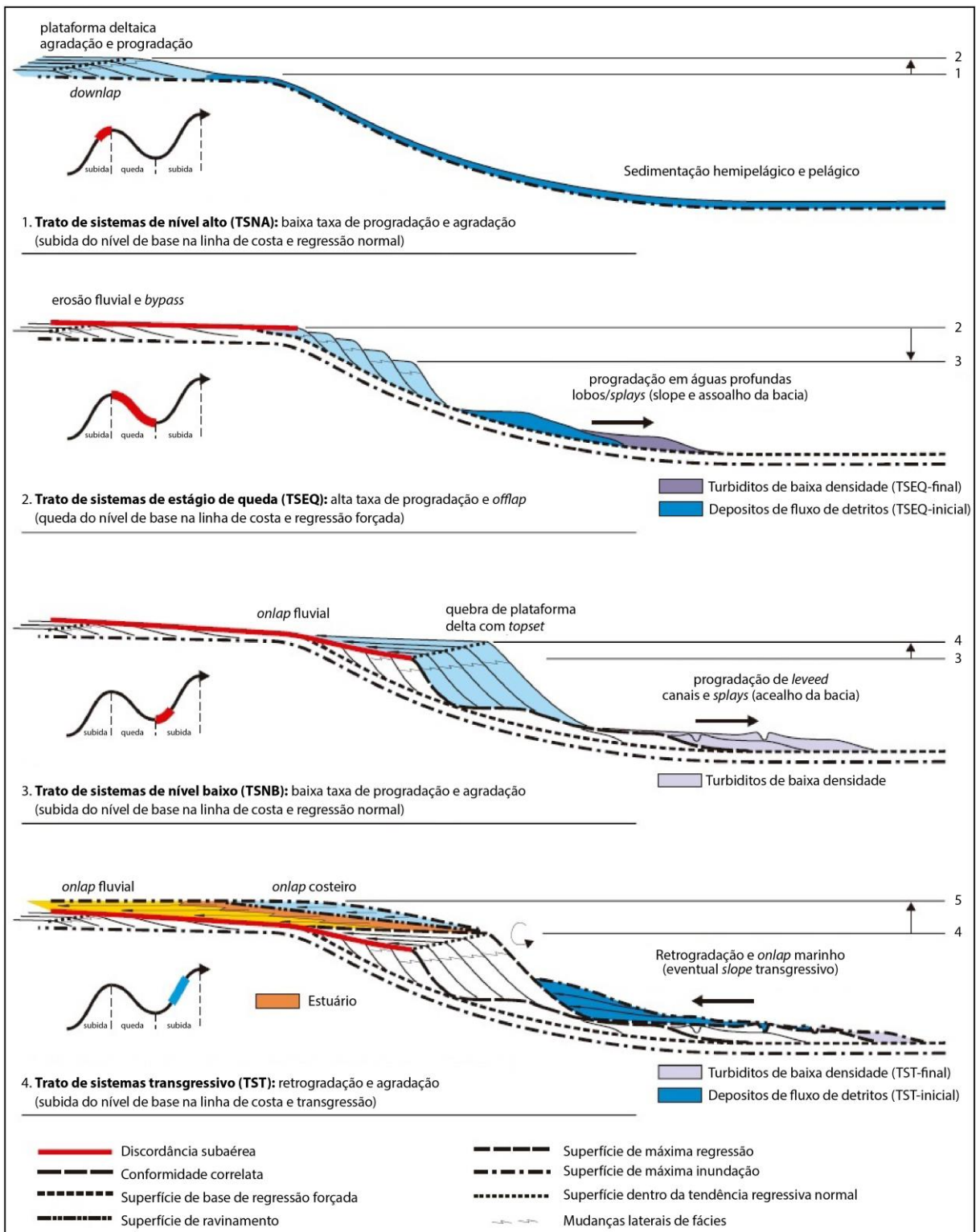


Figura 26. Exemplo hipotético de um ciclo completo de variação do NRM, com a arquitetura regional dos sistemas deposicionais, tratos de sistemas e superfícies limítrofes formadas durante o ciclo (traduzido de Catuneanu, 2006).

- Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA)

O trato de sistemas de nível alto é formado durante o estágio final de subida do NRM, quando a taxa de subida do NRM é superada pela taxa de sedimentação, gerando uma

regressão normal da linha de costa (Catuneanu, 2006). A tendência deposicional e o padrão de empilhamento são dominados pela combinação de agradação e progradação (regressão normal). De acordo com Catuneanu *et al.* (2009), neste trato de sistemas ocorre em um contexto de desaceleração da subida do nível de base, na qual a taxa de progradação inicia baixa e cresce com o tempo, e a taxa de agradação inicia alta e decresce com o tempo (trajetória da linha de costa convexa). O TSNA é limitado na base pela SIM, e no topo pela SERM ou pela SBEF. O TSNA é associado às frentes deltaicas progradacionais.

- Trato de Sistemas de Estágio de queda (TSEQ)

O trato de sistemas de estágio de queda inclui todos os estratos acumulados na bacia sedimentar durante a regressão forçada (queda do nível de base) da linha de costa (Catuneanu, 2006). Os depósitos de estágio de queda consistem primeiramente de fácies de água e rasa e profunda, que acumulam no mesmo tempo em que se forma a discordância subaérea (DS) na porção não marinha da bacia (Catuneanu, 2006). Esse trato foi proposto por Hunt e Tucker (1992), pois não era reconhecido no modelo clássico da estratigrafia de sequências. Neste trato, a taxa de descida do nível de base inicia pequena gradativamente aumenta até atingir o seu máximo, e posteriormente, gradativamente diminui até se anular. O TSEQ é caracteristicamente conhecido pelo desenvolvimento de importantes acumulações de turbiditos arenosos e de Cunhas progradacionais (em *offlap*). Limitado na base pela SERM ou SBEF, e no topo pela SERM ou pela DS ou CC.

- Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB)

O trato de sistemas de nível baixo se forma durante o início do estágio de subida do nível e base, quando a taxa de subida é ultrapassada pela taxa de sedimentação (Catuneanu, 2006). Assim como no TSNA, o TSNB está relacionado com tendência deposicional e padrão de empilhamento dominados pela combinação de agradação e progradação (regressão normal). Porém, de acordo com Catuneanu *et al.* (2009), neste trato de sistemas ocorre em um contexto de aceleração da subida do nível de base, na qual a taxa de agradação inicia baixa e cresce com o tempo, e a taxa de progradação inicia alta e decresce com o tempo (trajetória da linha de costa côncava). Limitado na base pela DS ou CC, e no topo pela SRM. Esse trato de sistemas é atribuído aos depósitos de turbiditos areno-pelíticos e a retenção de sedimentos grossos nos sistemas fluviais e costeiros.

- Trato de Sistemas Transgressivo

O trato de sistemas transgressivo se forma durante o estágio de subida do nível de base, quando a taxa de subida ultrapassa a taxa de sedimentação na linha de costa (Catuneanu, 2006). A taxa de subida do nível de base inicia pequena, semelhante à taxa de sedimentação, e gradativamente aumenta até atingir o seu máximo, e posteriormente, gradativamente diminui até ser superada novamente pela taxa de sedimentação. O TST pode ser reconhecido pelo padrão de empilhamento retrogradacional diagnóstico, que resulta em um perfil geral granodecrescente ascendente com sucessões marinhas e não marinhas. Os limites desse trato de sistemas são a SRM na base e a SIM no topo. Adicionalmente, a superfície de ravinamento está inserida dentro do TST. Associado a esse trato, os vales incisos vão gradualmente sendo preenchidos por depósitos estuarinos e marinhos rasos, até que finalmente o nível de base sobe tanto que ultrapassa o nível dos vales e a água toma conta de toda a região (Holz, 2012). Além disso, porções fluviais do TST comumente mostram evidências de influência de maré (Shanley *et al.*, 1992; Shanley e McCabe, 1993).

3.2.4. *Sequências*

O conceito de sequência vem mudando ao longo do desenvolvimento da estratigrafia de sequências. O conceito mais aceito atualmente é que “uma sequência estratigráfica é uma sucessão de estratos depositados durante um ciclo completo de mudança na acomodação e suprimento sedimentar” (Catuneanu *et al.* 2009, 2010, 2011). Conforme resumido por Catuneanu *et al.* (2009), basicamente, a diferença fundamental entre os modelos (e definições) de sequências era a respeito do evento que seria selecionado para marcar o início e o fim de um ciclo (Figura 27). Porém, o elemento comum entre esses modelos é o fato de que a sequência representa o produto de sedimentação durante um ciclo estratigráfico completo, independente se todas as partes do ciclo estão formadas ou preservadas (Catuneanu *et al.* 2009). Ou seja, são utilizados os mesmos conceitos básicos da estratigrafia de sequências, independente do modelo de sequência. O que os diferencia é a superfície estratigráfica que será utilizada para limitar as sequências.

A seguir, serão discutidos os três modelos principais de sequência, seguindo a conceituação de Catuneanu (2006) e Catuneanu *et al.* (2009).

| Modelo de sequência / Eventos | Sequência Depositional II | Sequência Depositional III | Sequência Depositional IV | Sequência Genética | Sequência T-R |
|----------------------------------|---------------------------|----------------------------|---------------------------|------------------------|---------------|
| Fim da transgressão | TSNA | início do TSNA | TSNA | TSNA | TSR |
| Fim da regressão | TST | TST | TST | TST | TST |
| Fim da queda do nível de base | Final do TSNB (cunha) | TSNB | TSNB | Final do TSNB (cunha) | TSR |
| Início da queda do nível de base | Início do TSNB (leque) | Final do TSNA (leque) | TSEQ | Início do TSNB (leque) | TSR |
| | TSNA | Início do TSNA (cunha) | TSNA | TSNA | |

— Limite de sequência
 — Limite de trato de sistemas
 - - - - Superfície interna ao trato de sistemas
 TSNA - Trato de sistemas de nível alto
 TSEQ - Trato de sistemas de estágio de queda
 TSNB - Trato de sistemas de nível baixo
 TST - Trato de sistemas transgressivo
 TSR - Trato de sistemas regressivo
 SIM - Superfície de máxima inundação
 SRM - Superfície de regressão inundação
 CC* - Concordância correlata (Posamentier e Allen, 1999)
 CC** - Concordância correlata (Hunt e Tucker, 1992)

Figura 27. Nomenclatura dos tratos de sistemas e o momento de formação limite da sequência dos principais modelos de sequência (modificado de Catuneanu *et al.*, 2009).

- Sequência Depositional

A sequência deposicional foi a primeira a ser defendida, quando ainda era chamada de “sequência” por Sloss *et al.* (1949). Posteriormente a sequência deposicional foi rediscutida (sequências deposicionais I, II, III e IV) por diversos autores, à medida que a própria estratigrafia de sequências se desenvolvia. Conforme a Figura 27, os modelos de sequência deposicional mais recentes são o III e o IV, nos quais o limite da sequência se dá no topo dos depósitos de regressão forçada, portanto coincidindo com a discordância subaérea (DS) e as concordâncias correlatas (*sensu* Hunt e Tucker, 1992). Sua principal vantagem é que a DS marca significantes hiatos no registro estratigráfico, sendo uma superfície associada ao rebaixamento do nível de base e que independe do influxo sedimentar. Entre os principais

problemas desse modelo está a necessidade de rebaixamento do nível de base e a dificuldade em reconhecer essa superfície em perfis geofísicos.

- Sequência Transgressiva-Regressiva

A sequência transgressiva-regressiva, de Embry e Johannessen (1992), tem como limite a superfície de máxima regressão (SRM) (Figura 27). Além disso, a superfície de máxima inundação (SIM) divide sequência em trato transgressivo e trato regressivo (que inclui os depósitos de regressão normal e forçada). Esse modelo de sequência independe de rebaixamentos do nível de base e é mais facilmente reconhecida em testemunhos de sondagem e em perfis geofísicos. Por outro lado, a SEM é uma superfície diacrônica, dependendo diretamente do influxo sedimentar.

- Sequência Estratigráfica Genética

A sequência estratigráfica de Galloway (1989) consiste no modelo de sequência que utiliza a superfície de máxima inundação (SIM) (Figura 27). Esse modelo se destaca pela possibilidade da SIM, representar um *datum* cronoestratigráfica da bacia, além de que não depende de rebaixamentos do nível de base. Ademais, o máximo afogamento resulta em uma reorganização da paleogeografia dos sistemas deposicionais, fato que facilita o reconhecimento da superfície, e conseqüentemente, do limite de sequência.

4. METODOLOGIA

4.1. Revisão Bibliográfica

Esta etapa constituiu em uma revisão de artigos, livros e demais matérias que abordassem a Bacia do Paraná, desde as informações gerais, até a história de desenvolvimento desta bacia, com enfoque nas rochas correspondentes ao Eopermiano, e especificamente, na Formação Rio Bonito. Ademais, foram revisados conceitos de sedimentologia, ambientes de sedimentação e sistemas deposicionais, relacionados com ambientes costeiros, bem como os conceitos e a metodologia da estratigrafia de seqüências.

4.2. Escolha da área de estudo e testemunhos de sondagem

Foi realizada a análise dos Perfis descritivos de sondagem fornecidos pela CPRM. Esses perfis foram elaborados entre os anos de 1970 e 1980, junto à aquisição dos testemunhos de sondagem, que foram obtidos para estudos de carvão. Atualmente, os testemunhos destas aquisições estão estocados na Litoteca Regional de Caçapava do Sul-RS, e dentre eles, os 17 testemunhos da região de São Gabriel. Com isso, a análise dos perfis descritivos possibilitou a elaboração de um banco de dados (tabela) onde foram organizadas as informações dos testemunhos como localização (coordenadas UTM), intervalo da Formação Rio Bonito, bem como se haviam caixas faltantes, etc (Figura 28).

| BANCO DE DADOS - TESTEMUNHOS SÃO GABRIEL - RS | | | | | | | | |
|---|--------|---------|-----------|---------------|------------------------|-------------------------|--------------------------------|-----------------|
| FURO | UTM_X | UTM_Y | COTA_BOCA | Interv. Total | Interv. Fm. Rio Bonito | Unidades sobrepostas | Unidades sotopostas | Observação |
| SG01 | 767000 | 6647000 | 90 | 0.0 - 83.25 | 0.0 - 78.9 | Embasamento | Nenhuma | |
| SG02 | 777350 | 6660000 | 75 | 0.0 - 134.1 | 24.9 - 130.14 | Embasamento | Fm. Palermo | |
| SG03 | 777550 | 6654900 | 85 | 0.0 - 169.95 | 60.8 - 167.66 | Embasamento | Fm. Palermo | |
| SG04 | 782000 | 6649750 | 130 | 0.0 - 86.8 | 0.0 - 82.54 | Embasamento | NENHUMA | |
| SG05 | 771000 | 6652850 | 85 | 0.0 - 269.45 | 133.0 - 262.0 | Embasamento | Fm. Palermo | Falta cx. 13/70 |
| SG06 | 765800 | 6640000 | 120 | 0.0 - 63.0 | 0.0 - 61.65 | Embasamento/Gr. Itararé | NENHUMA | |
| SG-07 | 767450 | 6656000 | 100 | 0.0 - 178.75 | 93.3 - 176.25 | Embasamento | Fm. Palermo | |
| SG08 | 768400 | 6649400 | 90 | 0.0 - 131 | 42.7 - 121.2 | Embasamento/Gr. Itararé | Fm. Palermo | |
| SG-09 | 757800 | 6651800 | 100 | 0.0 - 210.4 | 126.6 - 206.7 | Embasamento | Fm. Palermo | Falta cx. 44/55 |
| SG-10 | 738150 | 6531800 | 136.5 | 0.0 - 352.5 | 144.5 - 310.85 | Gr. Itararé | Fm. Palermo | |
| SG-11 | 731000 | 6623300 | 100 | 0.0 - 65.0 | 0.0 - 50.0 | Embasamento/Gr. Itararé | Fm. Palermo/Irati | |
| SG-12 | 728650 | 6615650 | | 0.0 - 236.2 | 69.0 - 210.0 | Embasamento/Gr. Itararé | Fm. Palermo | |
| SG-13 | 769800 | 6655950 | 80 | 0.0 - 223.79 | 136.0 - 216.0 | Embasamento | Fm. Palermo | |
| SG-14 | 772000 | 6651000 | 80 | 0.0 - 266.8 | 115.0 - 254.1 | Gr. Itararé | Fm. Palermo | |
| SG-15 | 742000 | 6634500 | 140 | 0.0 - 300.1 | 183.0 - 300.1 | NENHUMA | Fm. Palermo/Irati | |
| SG-16 | 753200 | 6638700 | 110 | 0.0 - 133.0 | 44.85 - 128.0 | Embasamento | Fm. Palermo | |
| SG17 | 770800 | 6661600 | 105 | 243.2 - 336.6 | 253.2 - 336.0 | Embasamento | Fm. Palermo/Irati/Estrada Nova | |

Figura 28. Banco de dados dos 17 testemunhos de sondagem da região de São Gabriel (modificado de Maahs, 2017).

A partir da tabela com os dados fundamentais de cada testemunho, foi selecionada uma área de estudo e os testemunhos a serem descritos, usando como critério principal, a completude dos testemunhos (sem caixas faltantes), a densidade e o espaçamento entre os poços, de modo que pudessem ser correlacionados. Desta forma, foram escolhidos os testemunhos SG-02, SG-03, SG-04, SG-08 e SG-17, em uma área de cerca de 252 km² (15,95 x 15,8 km), à NE de São Gabriel.

4.3. Descrição dos testemunhos de sondagem

A descrição dos testemunhos de sondagem foi realizada em escala 1:50, ou seja, foram consideradas feições a partir de 5 cm de espessura. A descrição foi realizada da base para o topo, com o auxílio de uma folha padronizada com a curva de raios-gama correspondente (Figura 29). Nesta folha há espaços padronizados para a o levantamento do perfil colunar (litologia), além de espaços específicos para anotações de espessura, posicionamento de fotos adquiridas, código de fácies e descrição. A descrição foi otimizada com o uso do código de fácies de Miall (1996).

Para o desenvolvimento deste estudo, a análise dos testemunhos de sondagem foi realizada em duas partes de descrição, em fevereiro e setembro de 2017, e uma de verificação, em dezembro de 2018. Ao todo foram descritos 401.75 m de testemunhos.

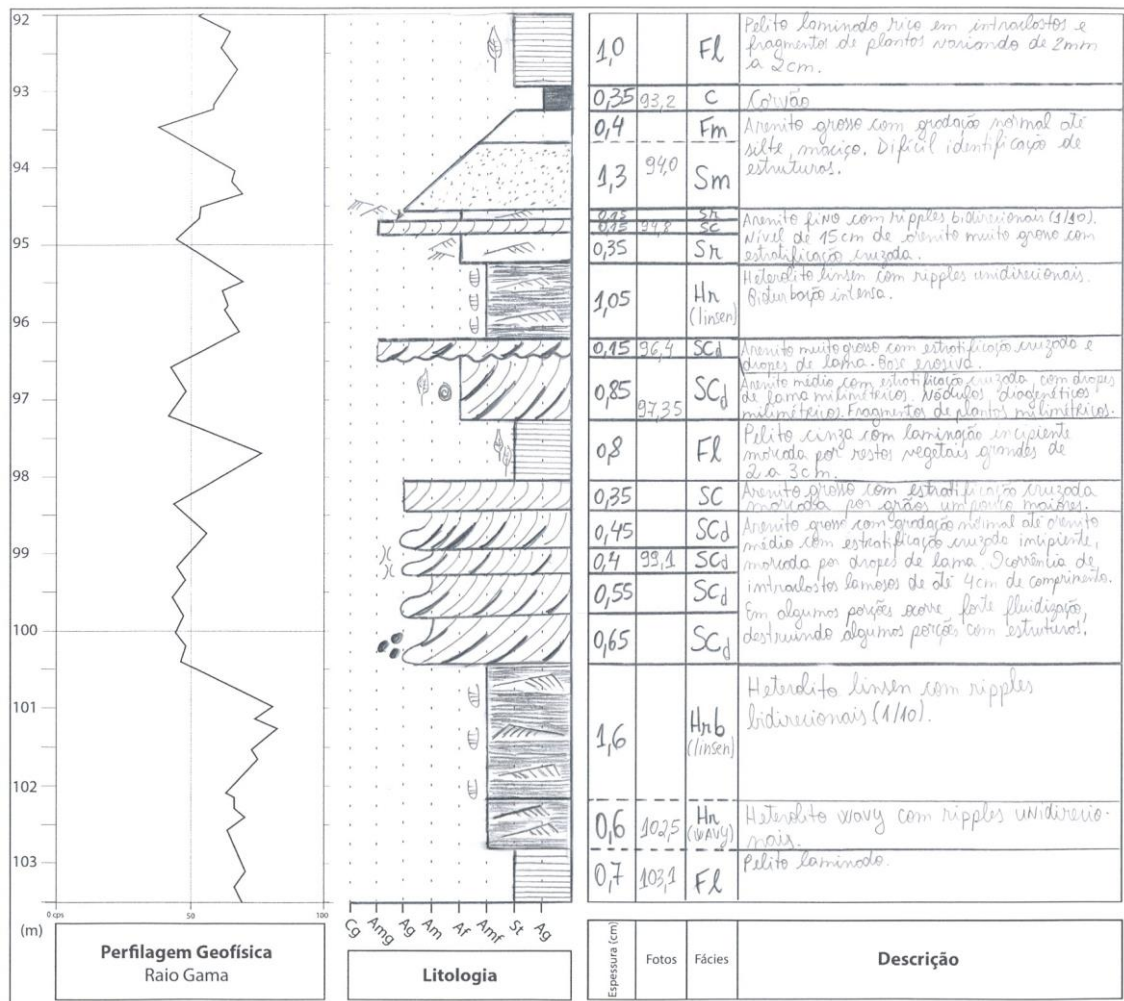


Figura 29. Exemplo de folha padronizada utilizada para descrição de testemunho de sondagem. Descrição do testemunho SG-02 no intervalo 92,0 – 103,5 m.

4.4. Padronização e ajustes dos Perfis Colunares

Na etapa seguinte à descrição dos testemunhos de sondagem, as informações os perfis colunares descritos são vetorizados com o *software Adobe Illustrator*, onde se procura padronizar as feições descritas, através de cores e simbologias específicas (Figura 30). A vetorização permite uma melhor visualização das fácies descritas, bem como da sucessão de fácies no perfil colunar, facilitando as análises e interpretações das associações de fácies, além de intervalos e superfícies limítrofes da estratigrafia de seqüências, das etapas seguintes. Veja os apêndices 1, 2, 3, 4 e 5.

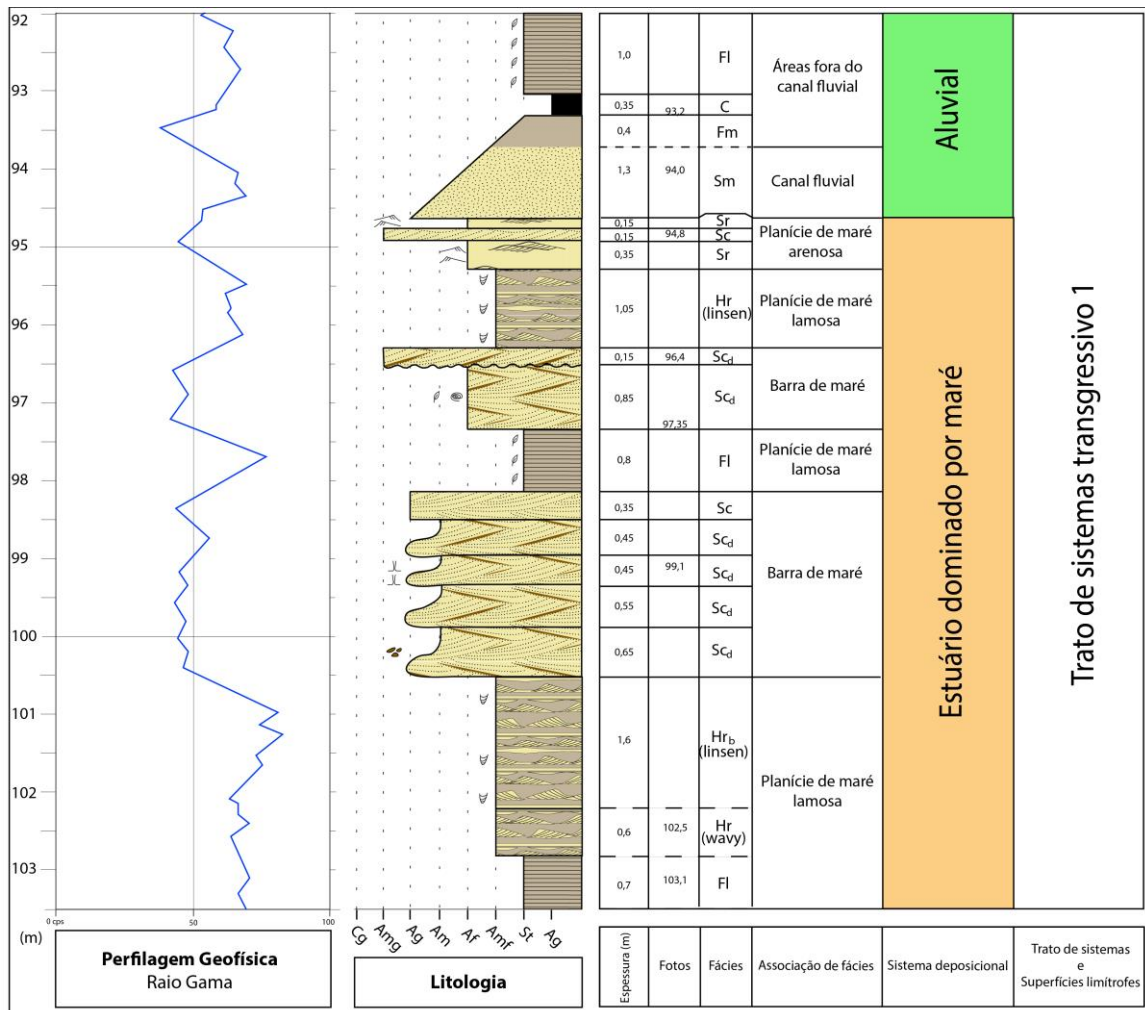


Figura 30. Exemplo de perfil vetorizado, correspondente ao poço SG-02 no intervalo 92,0 – 103,5 m com as espessuras das camadas ajustadas, cores padronizadas, etc.

4.5. Arcabouço Faciológico

A elaboração do arcabouço faciológico consistiu, primeiramente, na análise de cada fácies descrita, com a definição de um código, a descrição e a interpretação dos processos, posteriormente organizadas em uma tabela com essas informações, baseada na classificação de fácies fluviais de Miall (1996) (Figura 31). Além disso, foram selecionadas uma foto representativa de cada fácies.

| Código | Fácies | Estruturas sedimentares | Interpretação |
|--------|--|--|--|
| Gmm | Cascalho maciço matriz-suportado | Gradação incipiente | Fluxo de detritos plásticos, fluxo viscoso, alta coesão interna |
| Gmg | Cascalho matriz-suportado | Gradação inversa a normal | Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna |
| Gci | Cascalho clasto-suportado | Gradação inversa | Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão) |
| Gcm | Cascalho maciço clasto-suportado | | Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento) |
| Gh | Cascalho clasto-suportado acamadamento incipiente | Acamadamento horizontal imbricado | Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>) |
| Gt | Cascalho estratificado | Estratificações cruzadas acanaladas | Preenchimento de pequenos canais |
| Gp | Cascalho estratificado | Estratificações cruzadas planares | Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes |
| St | Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa) | Estratificações cruzadas acanaladas | Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides |
| Sp | Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa) | Estratificações cruzadas planares | Dunas transversais 2D |
| Sr | Areia muito fina a grossa | Laminações cruzadas de marcas onduladas | Marcas onduladas (regime de fluxo inferior) |
| Sh | Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa) | Laminação horizontal, lineação de partição | Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico) |
| Sl | Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa) | Estratificações cruzadas de baixo ângulo (15°) (podendo ser sigmoidais) | Preenchimento de suaves depressões (<i>scour fills</i>), dunas atenuadas, antidunas |
| Ss | Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa) | Amplas e suaves depressões | Preenchimento de suaves depressões (<i>scour fills</i>) |
| Sm | Areia fina a grossa | Maciça ou laminação indistinta | Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação |
| Fl | Areia, silte, lama | Laminações finas. laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte | Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos inundação |
| Fsm | Silte, lama | Maciço | Depósitos externos ao canal ou canais abandonados |
| Fm | Lama, silte | Maciço, gretas de contração | Depósitos externos ao canal ou canais abandonados |
| Fr | Lama, silte | Maciço, raízes, bioturbação | Solo incipiente |
| C | Carvão, lama carbonosa | Restos vegetais, filmes de lama | Depósitos de pântanos vegetados (<i>swamps</i>) |
| P | Paleossolo carbonático (calcita, siderita) | Feições pedogênicas; nódulos, filamentos | Solo com precipitação química |

Figura 31. Classificação (tabela) de litofácies fluviais (traduzido de Miall, 1996).

Através da análise da sucessão de fácies, foram interpretadas as associações de fácies. Segundo Collinson e Thompson (1989), as fácies geneticamente relacionadas são agrupadas em associações de fácies, tendo vinculação com o ambiente deposicional. Em seguida, o agrupamento de associações de fácies originam os sistemas deposicionais, e estes compõem o modelo deposicional. A elaboração do modelo deposicional foi realizada através do método da destilação de Walker (1984) (Figura 32). Esse método propõe que se utilizem modelos já estabelecidos na literatura como base inicial, e que, se necessário, adaptações sejam feitas

com a inclusão e/ou exclusão de especificidades locais para o modelo característico da área de estudo.

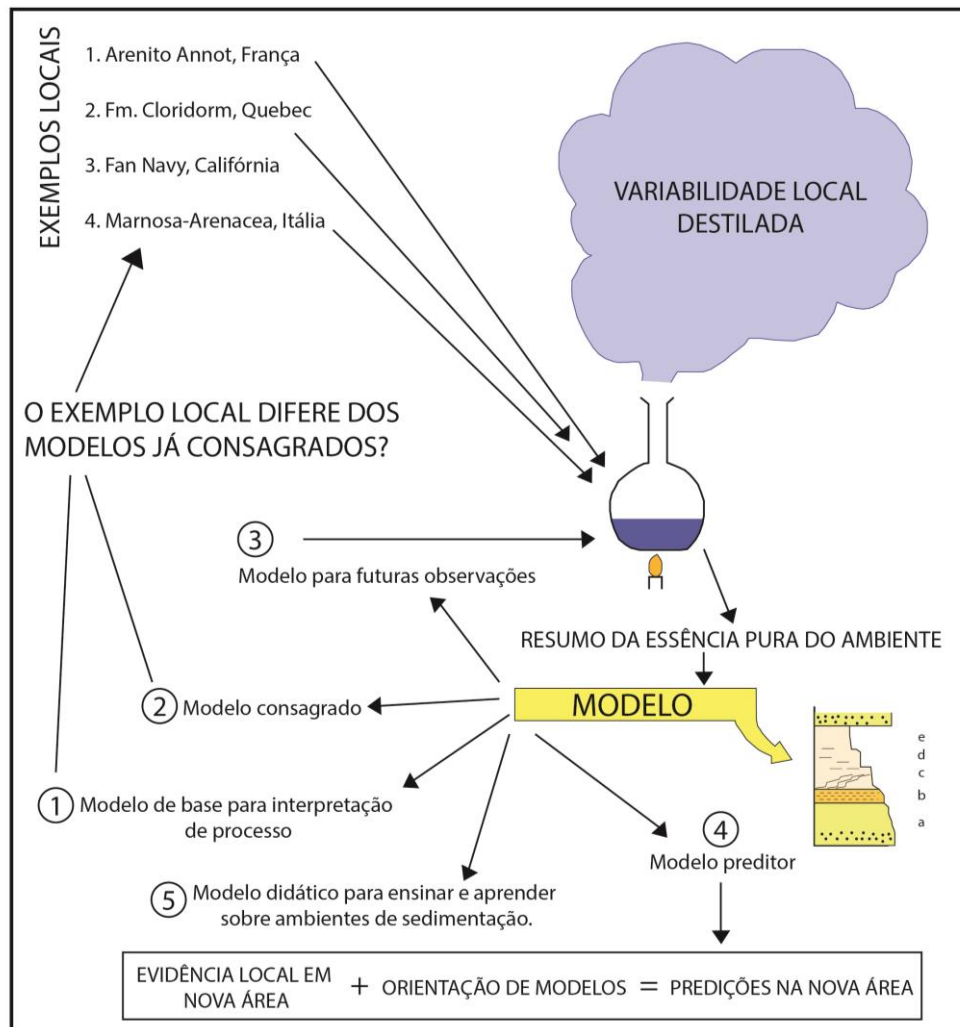


Figura 32. Método da destilação de Walker (1984). Nesta metodologia, a construção de um modelo deposicional local tem é realizada através da análise dos modelos já consagrados na literatura, e posterior inclusão e exclusão das particularidades da área específica, criando um modelo específico (Dalrymple, 2010a).

4.6. Arcabouço Estratigráfico

Conforme revisado no Estado da Arte desta dissertação, a estratigrafia de sequências permite a correlação de testemunhos, e a compartimentação de unidades estratigráficas (Figura 33). A correlação foi realizada baseada nos fundamentos da estratigrafia de sequências *sensu* Catuneanu (2006), Catuneanu *et al.* (2009) e Catuneanu *et al.* (2011), através de uma seção de correlação, com a identificação das linhas *strike* e *dip* (de acordo com o modelo deposicional proposto) da área de estudo. Com essa correlação foi possível identificar as superfícies limítrofes e os tratos de sistemas que compõem o intervalo estudado.

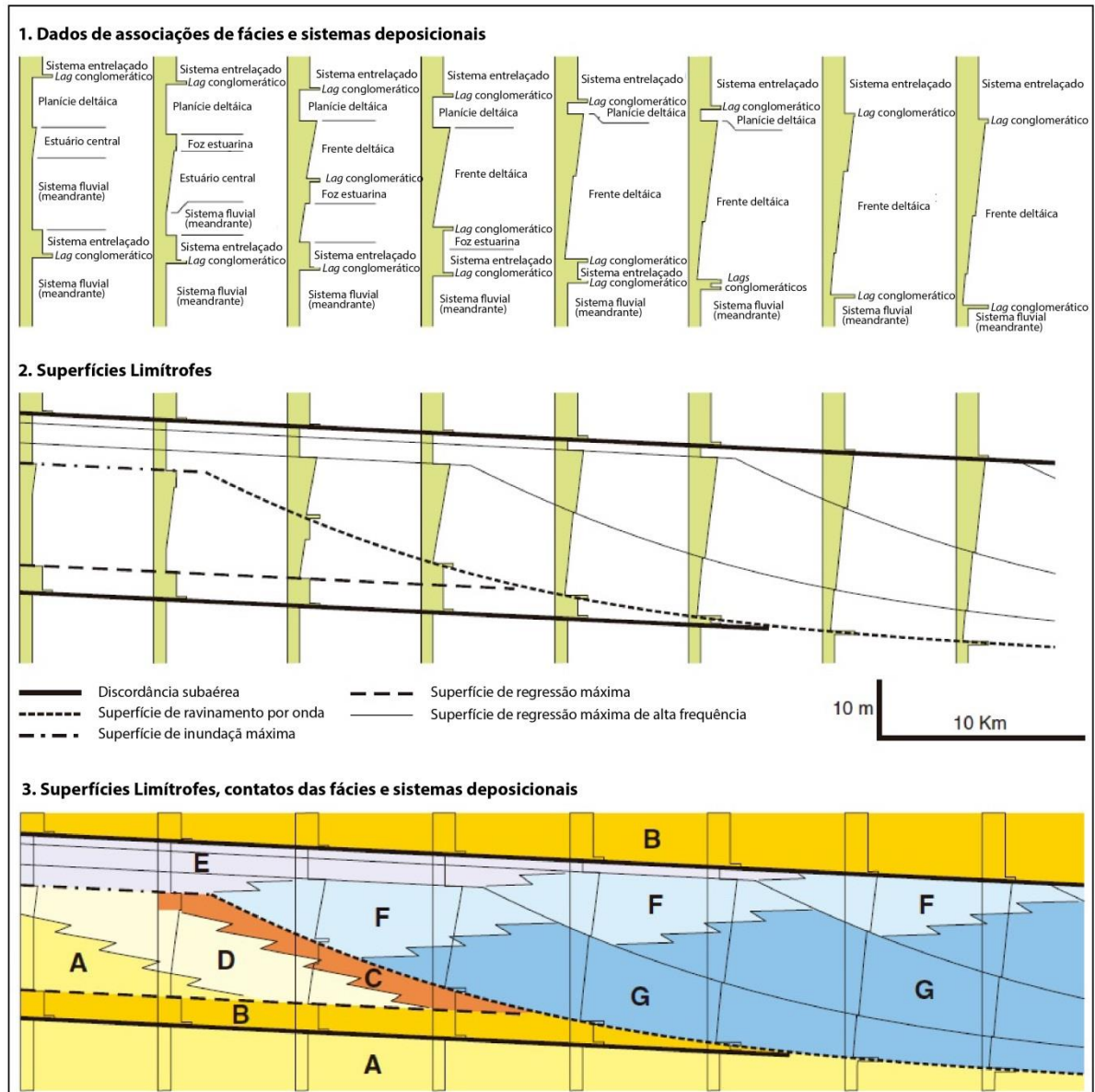


Figura 33. (1) perfis, dipostos lado a lado, com associações de fácies interpretadas. (2) Correlação dos perfis, com a interpretação das superfícies limítrofes. (3) Correlação das associações de fácies dos perfis com a interpretação das superfícies limítrofes, que indicam linhas de tempo (traduzido de Catuneanu, 2006).

5. ARTIGO CIENTÍFICO



Ricardo Maahs <maahs.geologia@gmail.com>

Successfully received: submission Stratigraphy Analysis of the Rio Bonito Formation, Early Permian, Paraná Basin, in São Gabriel, Brazil for Journal of South American Earth Sciences

Journal of South American Earth Sciences <Evisesupport@elsevier.com>
Responder a: sames@elsevier.com
Para: maahs.geologia@gmail.com

1 de fevereiro de 2019 16:17

This message was sent automatically.

Ref: SAMES_2019_53

Title: Stratigraphy Analysis of the Rio Bonito Formation, Early Permian, Paraná Basin, in São Gabriel, Brazil
Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mr. Maahs,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=SAMES and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Stratigraphy Analysis of the Rio Bonito Formation, Early Permian, Paraná Basin, in São Gabriel, Brazil

Ricardo Maahs^a, Juliano Küchle^a, Claiton Marlon dos Santos Scherer^a, Renata Alvarenga^a

^aUFRGS, Instituto de Geociências, P.O. Box 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, Brazil

ABSTRACT

The Early Permian Rio Bonito Formation records the deposition of coastal environments accumulated in the Paraná Basin. This study was performed with the description of five sample cores (SG-02, SG-03, SG-4, SG-08 and SG-17 wells) on 1:50 scale, located on a small scale area at the southern border of the huge intracratonic Paleozoic Paraná Basin – São Gabriel City, Rio Grande do Sul State, southern Brazil. Twenty lithofacies were described and grouped in three depositional systems and nine facies associations: alluvial system (fan alluvial, fluvial channel and overbank facies associations), tide-dominated estuary system (tidal mud flat, tidal sand flat and tidal sand bar facies associations) and wave-dominated shallow-marine system (upper, middle and lower shorefaces facies associations). A new depositional model was proposed with an alluvial system close to basement, an estuarine system in the central part and a shallow-marine system downdip. There were also three paleoenvironmental stages (S1, S2 and S3) observed, which are linked to the depositional model. S1 represents an initial deposition with predominance of alluvial system deposits, S2 comprises dominantly the estuarine system deposits and the S3 is mostly composed of shallow-marine system deposits. Through a correlation section, stratigraphic key surfaces were correlated and the facies associations were separated in eight system tracts. In this correlation, it was observed a general retrogradational tendency and the maximum flooding surface 3 (MFS-3) is the upmost stratigraphic key surface which agrees with the MFS of second order (*datum*), which represents the Early Permian maximum flooding in Paraná Basin. The analysis of the system tracts thickness allowed the understanding of oscillations in relative sea-level and accommodation changes linked with eustatic fluctuations and local subsidence in São Gabriel during the Early Permian. This study contributes to better understand the interplay between fluvial discharges, tides and wave regimes, its interactions and dominances along stratigraphic records on coastal deposits.

Keywords: Sequence Stratigraphy, Fluvial, Estuary, Shoreface, Permian, Paraná Basin

1. Introduction

One of the most studied units of the Paraná Basin is the Rio Bonito Formation, either because of interest in its coal deposits or as an analogue for coastal hydrocarbon reservoirs. Although it is well understood, this unity continues to be studied, mainly because it is frequently reassessed under the perspective of new scientific advances, such as sequence stratigraphy. Reis (2007), in an early studies on sedimentologic-stratigraphic of São Gabriel City borehole cores successions, interpreted the Rio Bonito Formation as a mixed estuary depositional system (Reis, 2007), more or less similar idea was proposed by Holz (2003) in the Candiota Region, in the southern portion of Rio Grande do Sul. This interpretation is now updated by this study, and a tide-influenced estuary settling is proposed.

The main objective of this paper is to analyze the sedimentologic-stratigraphic of the Rio Bonito Formation near São Gabriel City, Brazil (Fig. 1). This objective is unfold as: (1) to make a detailed characterization of lithofacies, facies associations and depositional systems; (2) to propose a new depositional model and a paleoenvironmental evolution, and; (3) to define a sequence stratigraphic framework.

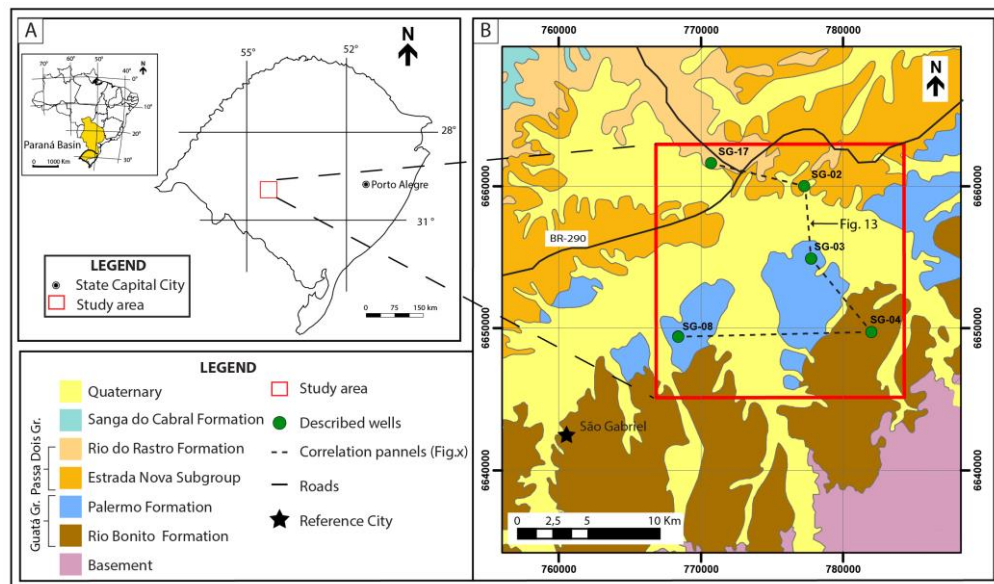


Fig. 1. A) Location of the Paraná Basin in central-southern of the Brazil and in Rio Grande do Sul state. B) Location geologic map of Paraná Basin and Precambrian basement (Modified from Wildner at al., 2008) showing the study area (red rectangle) with described wells (green circles) and indication of correlation section (Fig. 13) used for the stratigraphic framework.

2. Geological setting

Located in the central-east portion of the South-american Plataform, the Paraná Basin has an area of approximately 1.700.000 Km², which extends from central-southern Brazil to northwestern Uruguay, and parts of Paraguay and Argentina (Holz at al. 2010). The sedimentar fill of this basin was conditioned by tectonic-eustatic cycles linked to the evolution of West Gondwana during Paleozoic and Mesozoic times (Zálan et al., 1990; Milani et al., 1994; Holz at al. 2010). Its volcanic and sedimentary deposits, which reach about 7500m of thickness were deposited around 385 Ma ago, between Late Ordovician to Late Cretaceous times (Milani et al. 2007).

Milani (1997) recognized six second-order supersequences: (1) Rio Ivaí (Ordovician-Silurian); (2) Paraná (Devonian); (3) Gondwana I (Carboniferous to early Triassic); (4) Gondwana II (Middle to Late Neotriassic); (5) Gondwana III (Late Jurassic to – Early Cretaceous); and (6) Bauru (Late Cretaceous). According to Milani (1997) and Milani at al. (2007), the Guatá Group is composed by the Rio Bonito and Palermo Formations and belongs in the Gondwana I Supersequence, which also includes the overlaid Itararé Group, and the overlaid Aquidauana Formation, the Passa Dois Group and the Pirambóia and Sanga do Cabral Formations. Guatá Group succeeds the glacial to post-glacial strata of the Itararé Group, and it is related with the “permian transgression” (Lavina and Lopes, 1987). Rio Bonito Formation is constituted mainly of arcosean and quartz sandstones, siltstones, carbonaceous shales and coal (Schneider et al., 1974). Most proeminent sedimentary structures in the unity are tabular cross-stratification and planar-parallel bedding, many levels with flaser, mud drapes and wavy bedding and very abundant hummocy cross-stratification found in sandstones (Holz, 1999).

According to Holz et al. (2006), the Rio Bonito Formation was divided by Schneider et al. (1974) in three members: (1) Triunfo (coastal and fluvial sandstones), at the base; (2) Paraguaçu (marine mudstones and fine-grained sandstones), in the middle portion; and (3) Siderópolis (coastal and fluviatile sandstones), at the top. These members are easily identified in Santa Catarina state, but in the southernmost part of the basin, like in the study area of this work (Rio Grande do Sul state), the Rio Bonito Formation is not formally subdivided into members (Holz et al., 2006; 2010). The cause of this not clear division is because the related lithofacies for each member are mixed, absent or extremally predominant along several regions on Rio Grande do Sul Estate. This clearly indicates a complex deposition and a sedimentary environment variations alongstrike that may cause these jigsaw preserved

pattern. Only with sectorized studies like this, and radiometric dating, the large scale connections can be performed on future to obtain a more accurate stratigraphic framework.

According to Holz and Carlucci (2000), the Rio Bonito Formation represents coastal deposits succeeded by shallow marine deposits of the Palermo Formation. However, according to Holz et al. (2010), the interction between these formations is complex because most of the time they were deposited simultaneously, occurring cycles and interdigitations of these units. Holz et al. (2010), in “the stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian sucession of the earstern border of the Paraná Basin”, named seven LPTS (Late Paleozoic Third-Order Sequences), limited by sequence boundaries (SBs). The LPTS-3 and LPTS-4 include the Rio Bonito Formation. In Rio Grande do Sul State, this Formation is mainly within LPTS-3, between SB-3 and SB-4, and at the base of LPTS-4, right up SB-4.

Guatá Group is associated to the Early Permian of the Paraná Basin as proposed in palynological studies (Daemon and Quadros, 1970; Souza and Marques-Toigo, 2005; Souza 2006; Mori et al., 2012). As synthesized by Holz et al. (2010), the Rio Bonito Formation was deposited between the Early Sakmarian to Middle Artinskian (Fig. 2). Although this is not the purpose of this work, it should be emphasized that new radiometric dating (Rocha-Campos et al., 2006; Cagliari et al., 2014; Cagliari et al., 2016; Griffis et al., 2018) in the limit between the Itararé and the Guatá Groups may be close to the Carboniferous-Permian (Early Asselian) boundary in the southern part of the Paraná Basin.

| Geochronology | | | | Lithostratigraphy | |
|--------------------|---------------|------------|-------------|-------------------|--------------|
| Period | Epoch | Age | Ages (Ma) | Group | Formation |
| EARLY PERMIAN | Cisuralian | Kungurian | 275.6 ± 0.7 | Passa Dois | Teresina |
| | | Artinskian | | | Serra Alta |
| | | Sakmarian | 284.4 ± 0.7 | | Guatá |
| | | Asselian | | Palermo | |
| | | | | | |
| LATE CARBONIFEROUS | Pennsylvanian | Gzhelian | 294.6 ± 0.8 | Itararé | Taciba |
| | | Kasimovian | 299.0 ± 0.8 | | |
| | | Moscovian | 303.9 ± 0.9 | | Campo Mourão |
| | | | 306.5 ± 1.0 | | |

Fig. 2. The stratigraphic chart of the Late Carboniferous-Early Permian sucession of the earstern border of the Paraná Basin (modified of Holz et al. 2010). Highlight to Rio Bonito Formation interval with ages between Early Sakmarian and Middle Artinskian.

3. Study area and methods

Rio Bonito data from the NE of São Gabriel were acquired through detailed description of five borehole cores (SG-02, SG-03, SG-04, SG-08, SG-17 wells) and with its respective gamma-ray logs provided by the Brazilian Geological Survey (CPRM), obtained on 1980's decade aiming coal prospection on The Rio Bonito Formation (Fig. 1). A total thickness of 401.75 m of core samples were described on 1:50 scale, and spacially distributed in an area of 252 km². The lithofacies were classified on the basis of grain-size and sedimentary structures, following the methodology and nomenclature adapted from Miall (1996). The graphical symbologies used in sedimentary logs are defined at Fig. 3. Genetically related lithofacies were grouped into facies associations, which in its turn were arranged in depositional systems (Collinson and Thompson, 1989). Finally, using the “method of distillation” of Walker (1984) – comparisons with other areas and intervals, and also active depositional environments, it was created a depositional model proposal as three blocks diagrams to represent the paleoenvironmental evolution stages proposed for the study area. The stratigraphic framework was developed using the premises of the sequence stratigraphy *sensu* Catunenanu (2006), Catuneanu et al. (2009) and Catuneanu et al. (2011). For the identification of the stratigraphy key surfaces and system tracts, the five described core samples were connected in a correlation section with orientation according to the deposition model proposed.

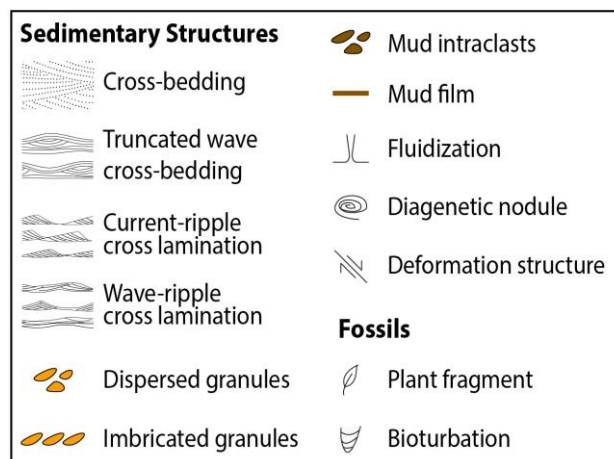


Fig. 3. Key to symbols used in sedimentological logs of the figures 7A, 8A, 10A and 11A.

4. Lithofacies

Twenty lithofacies have been recognized, comprising clast- and matrix-supported conglomerates, massive sandstones or with variable sedimentary structures (e.g., hummocky,

swaley, low-angle cross-stratifications), heterolithics with uni-, bi-directional, wave- and combined-ripples cross-laminations, massive and laminated mudstones and coal. Code, description and interpretation are summed up in Table 1, based in Miall (1996), and illustrated in Figs. 4 and 5.

Table 1. Summary of lithofacies observed in the Rio Bonito Formation and their description and interpretation.

| ID | Description | Interpretation |
|-----------------|---|---|
| Gcm | Clast-supported conglomerates; massive or, rarely, faint bedded by imbricated granules and pebbles; coarse sandstone “matrix”; subangular to subrounded granules and pebbles of polymitic fragments (gneiss, schist, granite, quartz and feldspars); occurrence of millimetric root mark; frequently abrupt base; 10 cm to 1 m thick beds. | Pseudoplastic debris flow (inertial bedload, turbulent flow); rarely, longitudinal bedforms. |
| Gmm | Matrix-supported conglomerates; massive; mudstone matrix; dispersed subangular to subrounded granules and pebbles of polymitic fragments (gneiss, schist, granite, quartz and feldspars); occurrence of fluidization and diagenetic nodules (<1 cm); 5 cm to 3 m thick beds. | Plastic debris flow (high-strength, viscous). |
| Gm _i | Coarse-grained sandstones to clast-supported conglomerates; sometimes with normal gradation; massive or faint horizontal laminated; poorly- to moderately-sorted; millimetric to centimetric intraclasts; subangular granules with immature composition (quartz, feldspars and lithic fragments); commonly, abrupt base and top contacts); 1 to 35 cm thick beds. | Reworking of sediments with some lithification in high hydrodynamic conditions by strong tractive current (lag deposits). |
| Sm | Very fine to very coarse-grained sandstones; commonly, normal gradation; moderately- to poorly-sorted; massive; Very common bioturbation, fluidization and millimetric mud films; sometimes with dispersed subangular granules and pebbles of quartz and lithic fragments; occurrence of millimetric root mark, mud intraclasts (<4 cm), diagenetic nodules (<1 cm) and deformation structures; rarely abrupt base contact; 10 cm to 2.0 m thick beds. | Rapid deposition of hyperconcentrated flows, fluidization, or intensive bioturbation. |
| Sc | Coarse to medium, rarely very coarse or fine, -grained sandstones; sometimes with normal gradation; poorly- to well-sorted; sometimes with dispersed subangular granules and pebbles of quartz and lithic fragments; cross-stratification; sometimes with millimetric mud films, (<3 cm), plant fragments (<1 cm), diagenetic nodules (<1 cm); rarely with mud intraclasts and deformation structures; sometimes, abrupt base contact; 15 cm to 9 m thick beds. | Migration of subaqueous sandy dunes in unidirectional lower flow regime. |
| Sc _d | Coarse to fine, rarely very coarse, -grained sandstones; commonly, normal gradation; poorly- to well-sorted; cross-stratification with regular to irregular millimetric single mud drapes (rarely double mud drapes); mud intraclasts (<4 cm), occurrence of plant fragments (<1 cm); bioturbation and fluidization in variable frequencies; rarely with base abrupt contact; 15 cm to 8.5 m thick beds. | Alternating traction process with migration of subaqueous sandy dunes in lower flow regime and deposition by settling down of suspended load in standing water. |
| Shcs | Fine, rarely medium, -grained sandstones; moderately- to well-sorted; hummocky cross-stratification; common bioturbation; 20 cm to 9.05 m thick beds. | Settling of suspended sediments under low energy oscillatory regime influence (distal tempestite deposition). |

| | | |
|-----------------|--|--|
| Sscs | Fine to medium-grained sandstones; sometimes, normal gradation; moderately- to well-sorted; swaley cross-stratification; occurrence of centimetric mud film; 20 cm to 7.4 m thick beds. | Settling of suspended sediments under high energy oscillatory regime influence (proximal tempestite deposition as amalgamated hummocky cross-stratification deposit). |
| Sl | Medium to Fine-grained sandstones; moderately- to well-sorted; low-angle cross-stratification; 20 cm to 2.1 m thick beds. | Washed-out dunes and attenuated bedforms in transition between lower and upper flow regime. |
| Sh | Very fine to medium, rarely very fine, -grained sandstones; poorly- to well-sorted; horizontal lamination; occurrence of millimetric plant fragments, root marks, mud intraclasts and discontinuous mud films; rare bioturbation; 10 to 90 cm thick beds. | Horizontally-bedded deposits originated via unidirectional upper flow regime. |
| Sr | Fine to medium-grained sandstones; moderately- to well-sorted; unidirectional, rarely bi-directional (10/1), ripple cross-lamination; millimetric mud films; occurrence of root marks; 15 cm to 1.5 m thick beds. | Migration of subaqueous ripples in unidirectional (rarely anisotropic bi-directional) lower flow regime. |
| Sr _d | Fine to medium-grained sandstones; moderately- to well-sorted; unidirectional, rarely bi-directional (10/1), ripple cross-lamination with regular to irregular millimetric single mud drapes (rarely double mud drapes); occurrence of millimetric plant fragments and bioturbation; 55 cm to 1.6 m thick beds. | Alternating traction process with migration of subaqueous ripples in unidirectional (rarely anisotropic bi-directional) lower flow regime and deposition by settling down of suspended load in standing water. |
| Sw | Fine, rarely medium or coarse, -grained sandstones; moderately- to well-sorted; wave- (rarely combined) ripple cross-lamination; commonly millimetric to centimetric mud films; occurrence of diagenetic nodules (<1 cm) and millimetric mud intraclasts; bioturbation in variable frequencies; 10 cm to 2.35 m thick beds. | Symmetrical (or asymmetrical) ripples in oscillatory (or oscillatory and traction) lower flow regime. |
| Hr | Heterolithic intercalations of very fine sandstones with mudstones in variable proportions - wavy, lenticular and flaser bedding; unidirectional ripple cross-lamination in sandy portions and thin parallel lamination in muddy levels; common bioturbation; occurrence of plant fragments (<1 cm), diagenetic nodules (<1 cm) and fluidization; 15 cm to 2.75 m thick beds. | Alternating traction process with subaqueous ripples in unidirectional lower flow regime e deposition by decantation of suspended load. |
| Hr _b | Heterolithic intercalations of very fine to very fine, rarely coarse and medium, -grained sandstones with mudstones in variable proportions - wavy, lenticular and flaser bedding; bi-directional (10/1) ripple cross-lamination in sandy portions and thin parallel lamination in muddy levels; sometimes with base abrupt contact and normal gradation and dispersed subangular granules and pebbles of quartz and lithic fragments; rare bioturbation; 25 cm to 1.6 m thick beds. | Alternating traction process with subaqueous ripples in anisotropic bi-directional lower flow regime with deposition by decantation of suspended load. |
| Hw | Heterolithic intercalations of very fine to very fine-grained sandstones with mudstones in variable proportions - wavy, lenticular and flaser bedding; wave-ripple cross-lamination in sandy portions and thin parallel to wave lamination in muddy levels; very common bioturbation; 15 cm to 18.3 m thick beds. | Alternating oscillatory process with symmetrical subaqueous ripples in lower flow regime and deposition by decantation of suspended load. |
| Hc | Heterolithic intercalations of very fine to very fine-grained sandstones with mudstones in variable proportions - wavy, lenticular | Alternating combined (traction and oscillatory) process with asymmetrical |

| | | |
|----|---|---|
| | and flaser bedding; combined-ripple cross-lamination in sandy portions and thin parallel to wave lamination in muddy levels; ; 25 cm to 5.2 m thick beds. | subaqueous ripples in lower flow regime and deposition by decantation of suspended load. |
| Fm | Mudstone; massive, sometimes in blocks; medium to dark grey; rarely with incipient lamination; common plant fragments (0.2 to 2 cm) in variable distribution; 30 cm to 4.8 m thick beds. | Lack of lamination due to (i) flocculation of clay suspension or (ii) loss of lamination associated intensive bioturbation. |
| Fl | Mudstone; thin parallel lamination; medium grey; sometimes interlayered with millimetric of very fine-grained sandstones; common plant fragments (0.2 to 2 cm) in variable distribution; occurrence of fluidization and bioturbation; 5 cm to 1.8 m thick beds. | Suspension settling dominantly from standing water. |
| C | Coal; sometimes reddish black; 5 to 45 cm thick beds. | Decantation of high amounts of organic matter, mixed with clay minerals (less proportion), on subaqueous and reducing conditions; post-depositional oxidizing conditions. |

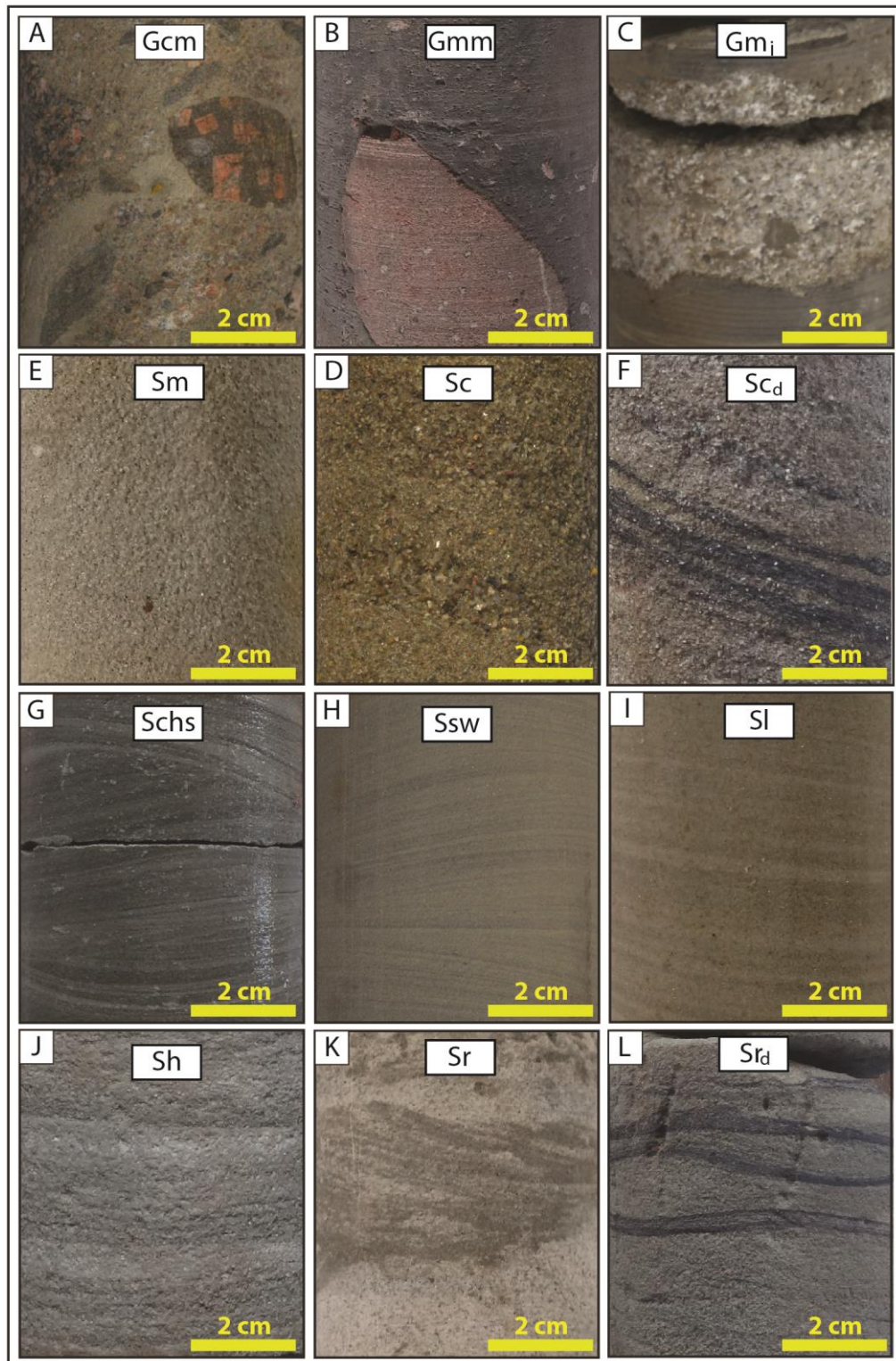


Fig. 4. Core photographs of the lithofacies that compose the Rio Bonito Formation in the study area. (A) Massive clast-supported conglomerate (Gcm), 122.6 m, SG-08 well. (B) Massive matrix-supported conglomerate (Gmm), 129.2 m, SG-02 well. (C) Massive or crudely bedded coarse-grained sandstone to clast-supported conglomerate with immature composition grains (Gm_i), 280.0 m, SG-17 well. (D) Massive sandstone (Sm), 113.0 m, SG-03 well. (E) Sandstone with cross-stratification (St), 118.6 m, SG-03 well. (F) Sandstone with cross-stratification and mud drapes (St_d), 72.8 m, SG-02 well. (G) Sandstone with hummocky cross-stratification (Shcs), 57.7 m, SG-02 well. (H) Sandstone with swaley cross-stratification (Sscs), 54.0 m, SG-08 well. (I) Sandstone with low-angle cross-stratification (Sl), 83.0 m, SG-03 well. (J) Sandstone with horizontal lamination (Sh), 82.4 m, SG-04 well. (K) Sandstone with ripples cross-lamination (Sr), 157.0 m, SG-03 well. (L) Sandstone with ripples cross-lamination and mud drapes (Sr_d), 74.4 m, SG-02 well.

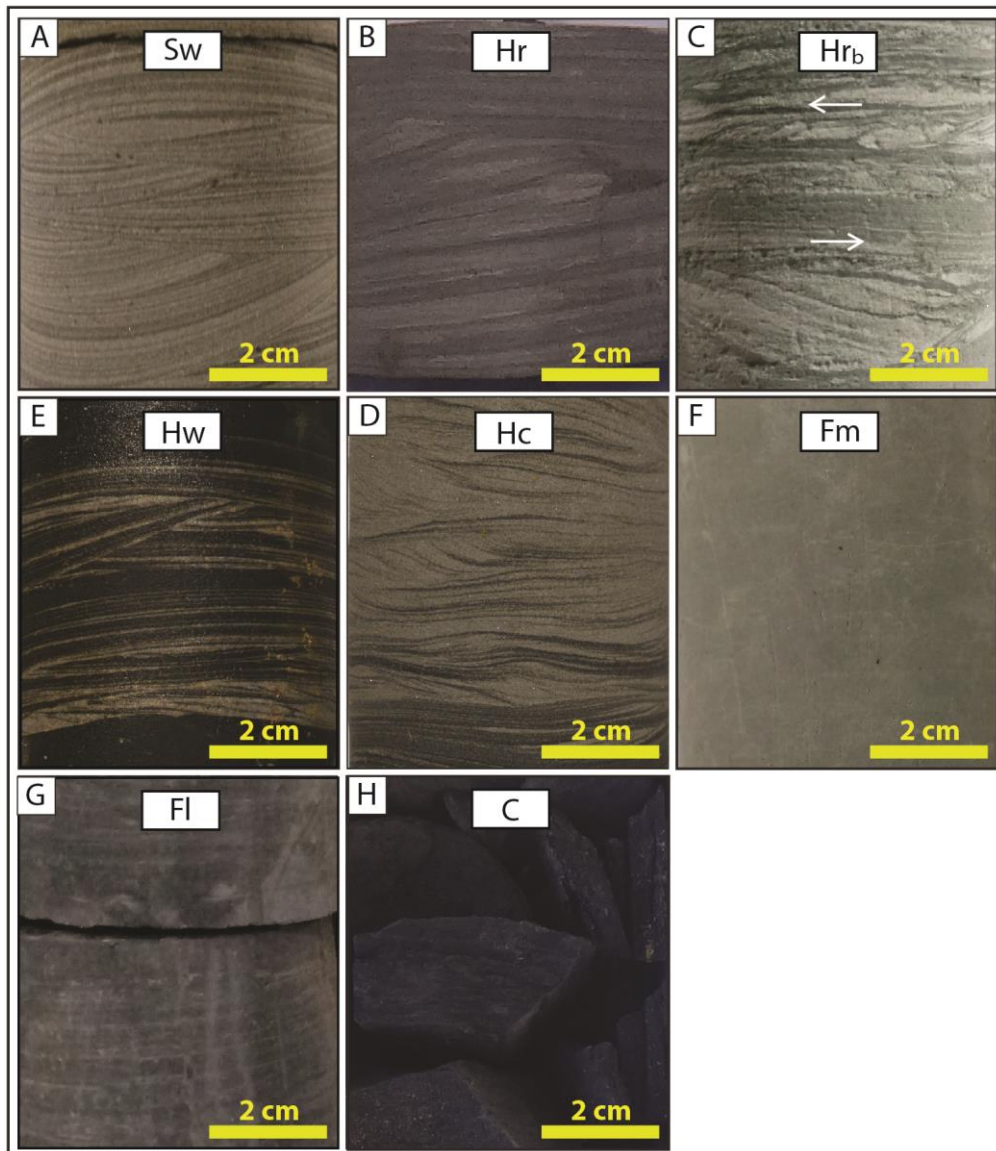


Fig. 5. Core photographs of the lithofacies that compose the Rio Bonito Formation in the study area. (A) Sandstone with wavy ripples cross-lamination (Sw), 86.15 m, SG-02 well. (B) Heterolithic - wavy, lenticular and flaser bedding – unidirectional ripples cross-lamination in sandy portions (Hr), 124.6 m, SG-02 well. (C) Heterolithic - wavy, lenticular and flaser bedding – bi-directional (10/1) ripples cross-lamination in sandy portions (Hr_b), 147.7 m, SG-03 well. (D) Heterolithic - wavy, lenticular and flaser bedding – wave-ripples cross-lamination in sandy portions (Hw), 89.0 m, SG-03 well. (E) Heterolithic - wavy, lenticular and flaser bedding – combined ripples cross-lamination in sandy portions (Hc), 67.3 m, SG-08 well. (F) Massive mudstone (Fm), 126.9 m, SG-02 well. (G) mudstone with parallel lamination (Fl), 107.2 m, SG-02 well. (H) Coal (C), 123.2, SG-02 well.

5. Facies Associations and Depositional Systems

The lithofacies were grouped into nine facies associations and three depositional systems: (i) alluvial system, which is composed of (1) alluvial fan, (2) fluvial channel and (3) overbank area facies associations; (ii) tide-dominated estuary system including (4) tidal mud flat, (5) tidal sand flat and (6) tidal sand bars; (iii) wave-dominated shallow-marine system, which

comprises the (7) upper, (8) middle and (9) lower shorefaces facies associations (Table 2). Their relative proportion is shown in Fig. 6.

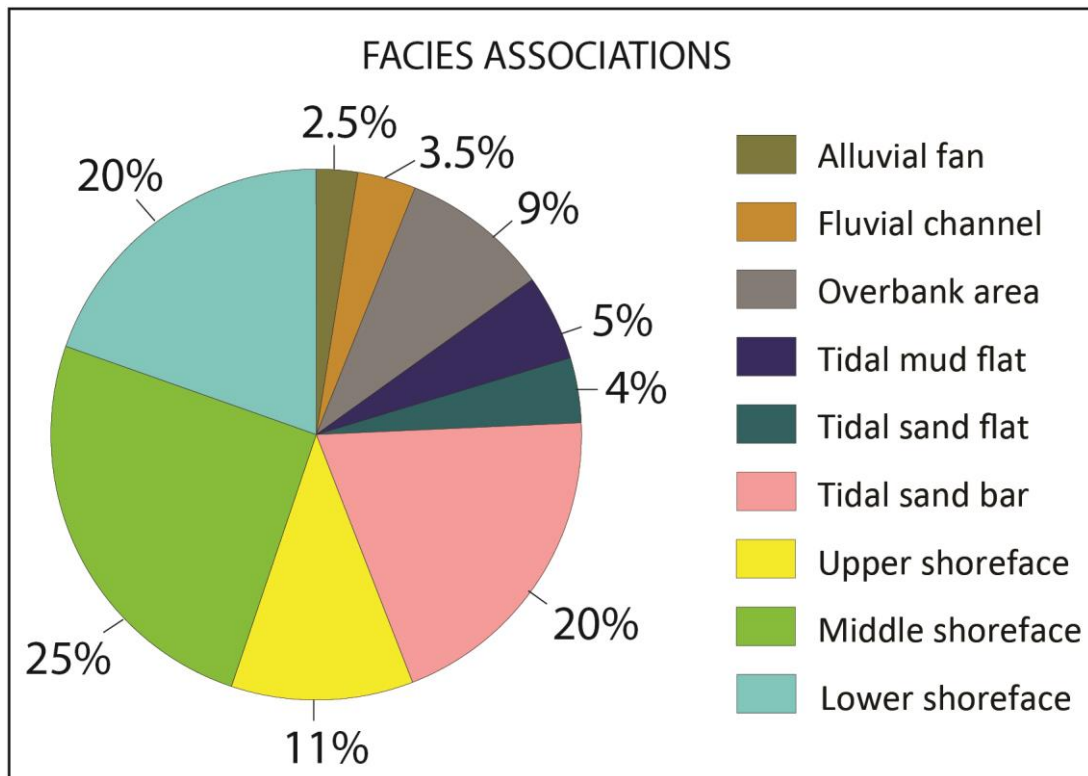
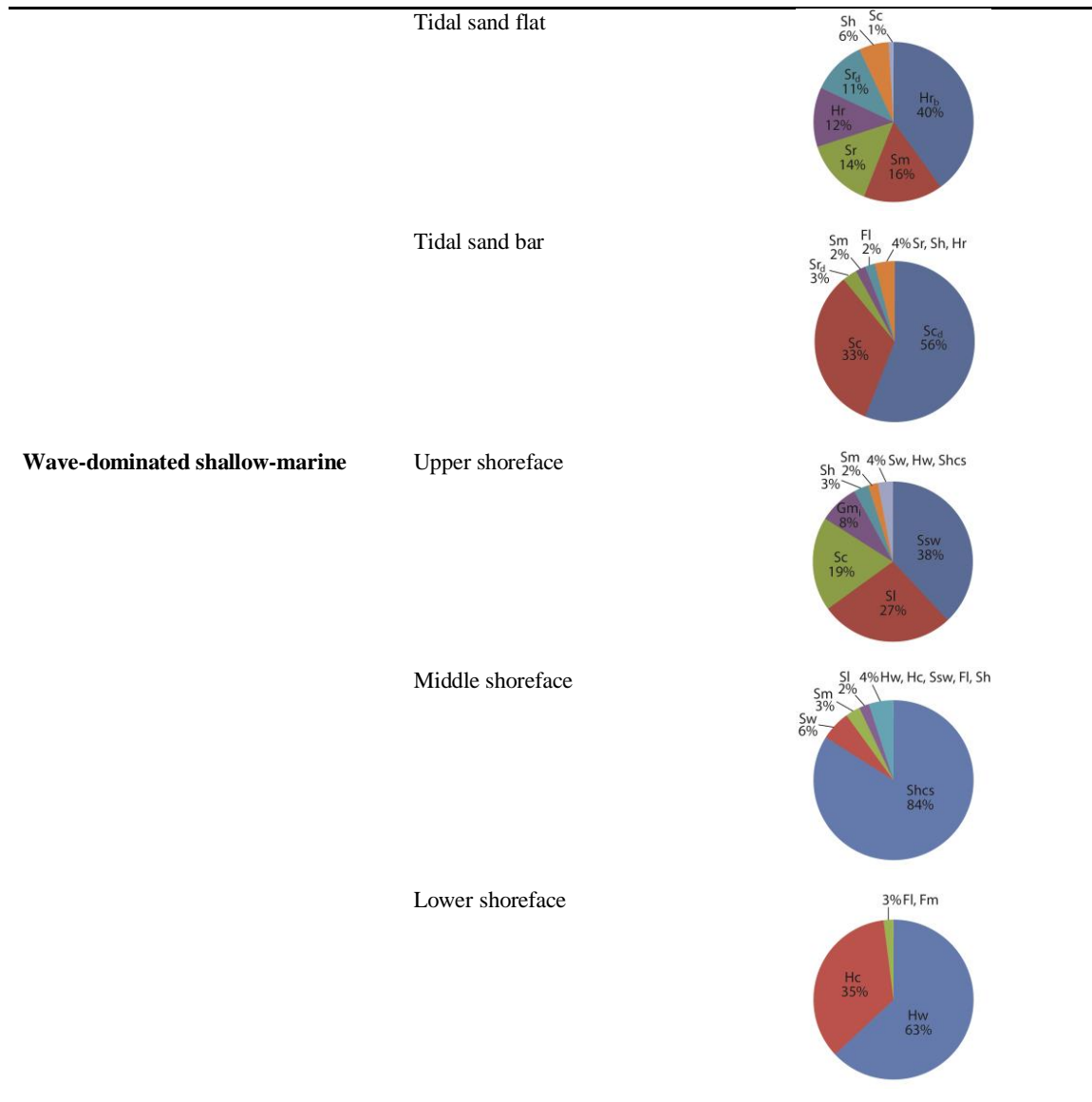


Fig. 6. Pie chart showing the relative proportions of the facies associations interpreted, for the whole described cores.

Table 2. Summary of depositional systems, facies associations and lithofacies proportion identified.

| Depositional System | Facies Association | Lithofacies proportions |
|-------------------------------|--------------------|-------------------------|
| Alluvial | Alluvial fan | 100% Gmm |
| | Fluvial channel | 3% Sh, Gmm |
| | Overbank area | 3% Sr, Gmm |
| Tide-dominated estuary | Tidal mud flat | 1% Sm |



5.1. Alluvial depositional system

Most alluvial sediments are deposited from traction currents, but in certain settling sediment gravity flows may be important (Miall, 1992). The alluvial depositional system is related to the most proximal portion among the identified systems, close to the basement. It occurs mostly on the bottom of the described sample cores. On general, this system has mass flows, unidirectional flows and decantation of fine grain size particles. This depositional system is composed by alluvial fan, fluvial channel and overbank area facies associations.

5.1.1. *Alluvial fan facies association*

Description: This facies association represents 2.5% of the described deposits (Fig. 6). It comprises mainly massive matrix-supported conglomerate (Gmm) lithofacies which occur as

layers with 1.45 to 3.0 m on the bottom of SG-02 (Fig. 7A, B and C; Table 2) and SG-08 wells.

Interpretation: Alluvial fans usually occur in tectonically active or previously active environments, in basin border regions (Bose et al., 2008). They are strongly related to climate and to medium to high slope paleoterrain gradients. These fans are characterized by hyperconcentrated flows, sheet floods, and sediment-gravity-flow deposits, especially debris flows (Miall, 2000). In addition to the indicative granulometry, the alluvial fan interpretation is related to the layer thickness and to the dominantly clayey matrix observed, as well as dispersed immature granules and pebbles of varied origins (fragments of gneiss, shale, granite, quartz and feldspar). Second Nichols (2009), debris-flow fans form lobes on the fan surface and are deposits poorly sorted conglomerates, normally matrix-supported. In this study, alluvial fans are interpreted as debris flows, and occur in the bottom of the described sample cores, anchored to the basement.

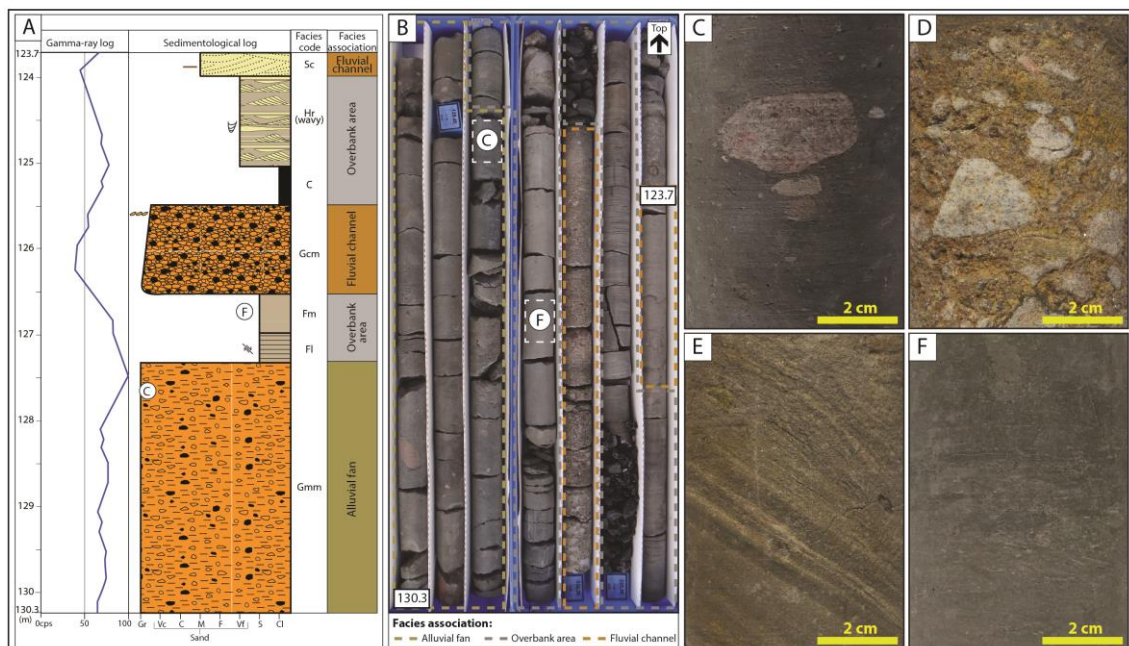


Fig. 7. (A) Gamma-ray and sedimentological logs of SG-02 well (123.7 to 130.3 m) showing an example of succession with alluvial, fluvial channel and overbank area facies associations. See Fig. 3 for explanation of graphical symbols used in the sedimentological logs. (B) SG-08 core sample (123.7 to 130.3 m). (C) Core photograph showing massive matrix-supported conglomerate (Gmm), 127.6 m, SG-08 well, interpreted as alluvial fan facies association. (D) and (E) Core photographs showing clast-supported conglomerate (Gcm), 165.9 m, SG-03 well and fine-grained sandstone with cross-stratification (Sc), 165.6 m, SG-03 well, respectively, both interpreted as fluvial channel facies association. (F) Core photograph showing massive mudstone (Fm), 126.7 m, SG-02 well, interpreted as overbank area facies association.

5.1.2. *Fluvial channel facies association*

Description: This facies association represents 3.5% of the described deposits (Fig. 6). It is only present in the bottom of SG-02, SG-03, SG-04 and SG-08 wells. Its thickness varies from 0.45 to 2.6 m. This association comprises massive clast-supported conglomerates (GCm), massive sandstone (Sm), sandstone with cross-stratification (Sc) and sandstone with horizontal lamination (Sh) (Fig. 7A, B, D and E; Table 2). These lithofacies frequently have an erosional base surface and normal grading, besides dispersed granules and pebbles of quartz and lithic fragments. Occurrences of mud intraclasts, millimetric mud levels, plant fragments and diagenetic nodules. Although fining-upward cycles are irregular, sometimes it is well- and others weak-developed, among the sandstones of the facies association.

Interpretation: Sc is the main lithofacies of this facies association, indicating unidirectional flow predominance, with development of dunes and crossbedding deposits. Other important lithofacies is Gcm which is massive, it sometimes contains imbricated granules, which may indicate fluvial discharge peaks or migration of conglomerate bars with unidirectional flow. In addition to the grain-size, the GCm lithofacies has other indicatives of a proximal environment, as sandstones usually with subangular granules with an immature composition (gneiss, shale, granite, quartz and feldspar). Moreover, the presence of muddy intraclasts leads to the interpretation of an erosional character to these flows. Fluvial style is driven mainly by the flow and sedimentary processes that operate during seasonal floods (Bridge, 2003). In most fluvial systems, bars are developed over many seasons as a result of deposition along the sides of channels (point bars – lateral accretion macroform) or in mid-channel positions (channel bars- downstream accreting macroform) (Miall, 2010). Since the layers corresponding to this facies association have small thicknesses and they do not have a regular fining upward pattern. Thus, there are no clear lateral or downstream accretion elements on the cores which indicates a clearly fluvial channel style, so we choose do not differentiate it, naming only fluvial channel.

5.1.3. *Overbank area facies association*

Description: Overbank area represents 9% of the described deposits (Fig. 6). It is associated with layers interpreted as fluvial channels in the bottom portion of SG-02, SG-03, SG-04 and SG-08 wells. Their thickness varies from 5 cm to 8.8 m. This facies association is mainly composed by mudstone with parallel lamination (Fl), massive mudstone (Fm), heterolithic - wavy, lenticular and flaser bedding- with unidirectional ripples cross-lamination in sandy

portions (Hr) and coal (C) (Fig. 7A, B and F; Table 2). Uncommonly, also occurs massive matrix-supported conglomerate (Gmm), massive sandstone (Sm), sandstone with ripples cross-lamination (Sr), sandstone with horizontal lamination (Sh) and, rarely, centimetric layers of massive matrix-supported conglomerate (Gmm). It is very common to the mudstones and heterolithics of this facies to be darker and to have many millimetric fragments of plants like leaves and stems. Furthermore, bioturbation is common in the heterolithics and there are occurrences of diagenetic nodules or fluidized layers.

Interpretation: For Collinson (1996), overbank areas are associated with channels of all types, and they can be divided into: (i) proximal areas close to active channels (levees and crevasse splay); and (ii) distal areas some distance from a channel (floodplain). According to Prothero and Schwab (2014), levees are wedge-shaped ridges that usually confine the flow within the channel and crevasse splay deposits form with levee breaching, during rising water conditions, and the water spill out onto floodplain. According to Miall (2010), floodplains are composed by fine sediments deposited next to the river channel due to its floods. In the geological record, floodplains are formed in the context of lake bodies or swamps as by tabular layers (Miall, 1996). In this work, the overbank area is predominantly composed by mudstones, evidencing an important floodplain, but besides the fine sedimentation, there are other types of deposits such as heteroliths, sandstones and, more rarely, conglomerates. These lithologies indicate an unstable floodplain with frequent breach levees forming crevasse splay deposits. Therefore, we opted to group all these deposits as the overbank facies association.

5.2. Tidal dominated estuary depositional system

According to Pritchard (1967), an estuary can be defined as "a semi-enclosed coastal body of water which has free access to the ocean and within which seawater is measurably diluted by freshwater from land drainage" On the other hand, to Dalrymple et al. (1992), estuarine depositional systems are associated to a transitional environment that can be dominated by tides or waves. However, an estuary is the predominant environment of the tidal dominated coasts and occurs mainly during periods of marine transgression, mainly in mid-latitude coastal plains, or in valleys resulting from deglaciation or tectonic activity (Walker, 1992). In this study, the tide-dominated estuary depositional system is composed of tidal mud flat, tidal sand flat and tidal sand bar facies associations and occurs mainly in the bottom and central portion of the sample cores described. The tidal flats are present in the bottom and center of sample cores described. Also, the tidal sand bars occur more in central portion those. The

main diagnostic features of this depositional system are represented by deposits with bi-directional tractive structures.

5.2.1. *Tidal mud flat facies association*

Description: This facies association represents 5% of the described deposits (Fig. 6). It occurs in SG-02, SG-03 and SG-04 wells, with thickness varying from 0.8 to 7.6 m. Lithofacies of this facies association are heterolithics - lenticular or wavy bedding - with unidirectional (H_r) and bi-directional (H_{r_b}) ripples cross-lamination in sandy portions, and mudstone with parallel lamination (Fl) (Fig. 8A, B, C and D; Table 2). Also is common the occurrence of bioturbation, plant fragments and diagenetic nodules.

Interpretation: One of the most important characteristics of tidal sedimentation is that the current speed and flow direction change systematically over each semi-diurnal, or diurnal, tidal cycle (Dalrymple, 2010). Thus, the bidirectional ripples observed in the heteroliths of the H_{r_b} lithofacies are products of the current reversal and of the direction of migration of the sand-sized sediments, which indicates a tidal environment. Areas with high suspended-sediment concentrations are more likely to have wavy and lenticular bedding (Dalrymple, 2010). Heterolithics with lenticular bedding is common in tidal-flat environments (Reineck and Wunderlich, 1968). Hence, we use the criteria of Shanmugan et al (2000) to define heterolithics (H_{r_b} and H_r), which make up the deposits of tidal mud flat and have wavy or lenticular bedding. In addition to the heterolithics, other possible lithofacies is Fl, which is absent from sand and indicates an environment dominance of muddy sediments with absence of current periods.

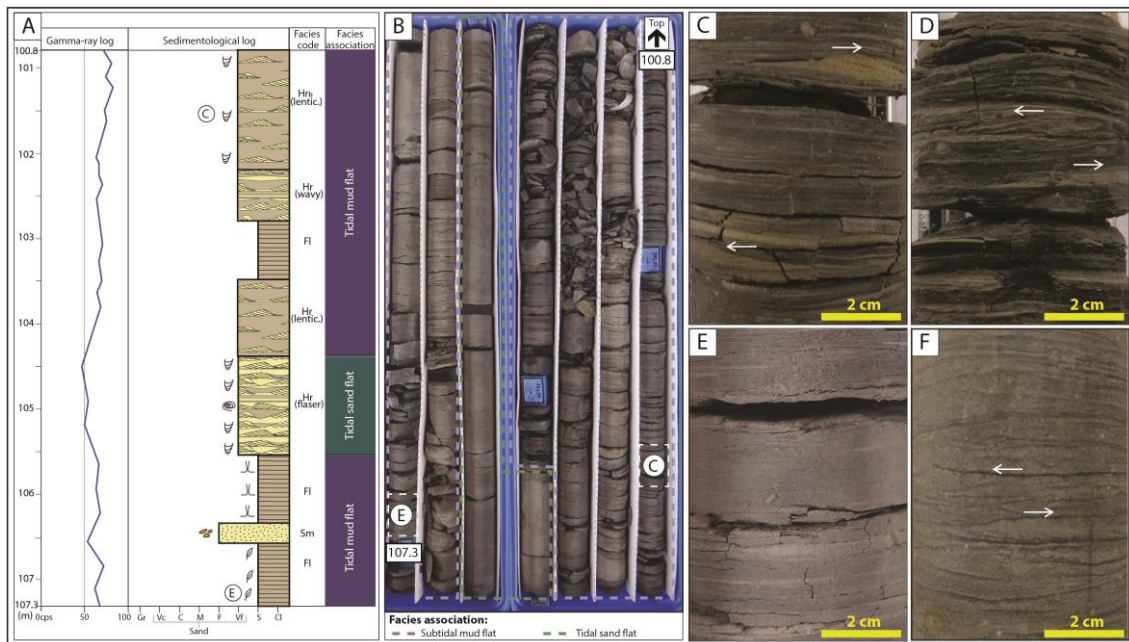


Fig. 8. (A) Gamma-ray and Sedimentological logs of SG-02 well (100.8 to 107.3 m) showing an example of tidal mud flat and tidal sand flat facies associations. See Fig. 3 for explanation of graphical symbols used in the sedimentological logs. (B) SG-02 core sample (100.8 to 107.3 m). (C) and (D) Core photographs showing heterolithics with lenticular-bedded intercalations of very fine sandstones with bi-directional ripples (note the arrows indications) with mudstones (Hr_b), 101.5m, SG-02 well and 145.2 m, SG-03 well, respectively. The lithofacies Hr_b with lenticular-bedded is an indicative of tidal mud flat facies association. (E) Core photograph showing mudstone with parallel lamination (FI), 107.2 m, SG-02 well, interpreted as tidal mud flat facies association. (F) Core photograph showing heterolithic with flaser-bedded intercalations of very fine sandstones with bi-directional ripples (note the arrows indications) with mudstones (Hr_b), 115.1 m, SG-02 well. The lithofacies Hr_b with flaser-bedded is an indicative of tidal sand flat facies association.

5.2.2. *Tidal sand flat facies association*

Description: This facies association represents 4% of the described deposits (Fig. 6). It occurs in SG-02, SG-03, SG-04 and SG-08 wells, with thickness varying from 0.65 to 4.2 m. The lithofacies components of this association are heterolithics - flaser or wavy bedding - with bi-directional (Hr_b) or unidirectional (Hr) ripples cross-lamination in sandy portions, massive sandstones, or with ripples unidirectional (sometimes bi-directional) (Sr), unidirectional (sometimes bi-directional) ripples and mud drapes (Sr_d), horizontal lamination (Sh), or rarely, with cross-stratification (Sc) (Fig. 8A, B and F; Table 1). There are occurrences of plant fragments, root marks (Fig. 9), dispersed granules and pebbles of quartz and lithic fragments and bioturbation localized.

Interpretation: Following the same criteria used in the mud flat facies association, tidal sand flat deposits were identified by the bi-directionality found in the Hr_b, Sr and Sr_d lithofacies. Additionally, flaser bedding is also more likely to occur in areas with stronger currents because these currents can erode freshly deposited mud from the ripple crests (Dalrymple, 2010). Areas with low suspended-sediment concentrations will more often produce flaser bedding (Dalrymple, 2010). So, according to Shanmugan et al. (2000), the heteroliths of this

facies association are only flaser bedding, both the Hr_b and the Hr lithofacies. The other lithofacies that make up this association contain little or no mud, indicating an environment with frequent currents and dominance of sandy sediments.

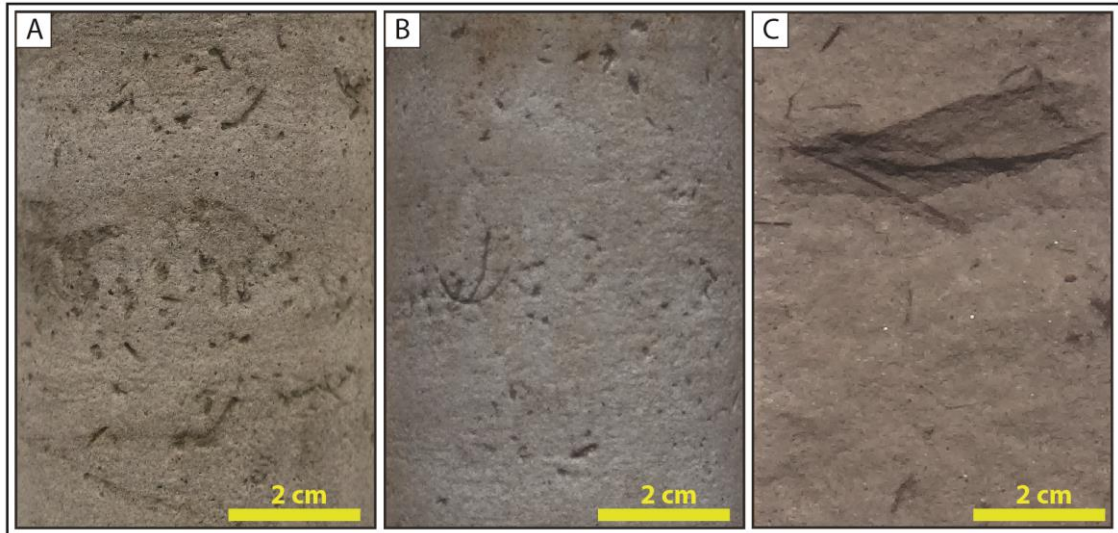


Fig. 9. Core photographs showing root marks in tidal sand flat facies association. (A) and (B) medium-grained sandstone with ripples (Sr), 78.6 and 78.4 m, respectively, SG-03 well. (C) medium-grained sandstone with horizontal lamination (Sh), 89.8 m, SG-02 well.

5.2.3. *Tidal sand bar facies association*

Description: This facies association represents 20% of the described deposits (Fig. 6). It has large thickness of 11.3m (SG-02 well), 18.3 m (SG-03 well), 12.09 m (SG-04 well), e 29.37 m (SG-08 well). This association comprises mainly sandstones with cross-stratification and mud drapes (Sc_d), with cross-stratification (Sc) or with ripples cross-lamination and mud drapes (Sr_d) (Fig. 10; Table 2). Subordinately, other lithofacies may occur, such as sandstones with ripples cross-lamination (Sr), massive (Sm) or with horizontal lamination (Sh), heterolithic with unidirectional ripples cross-lamination in sandy portions (Hr) and mudstone with parallel lamination (Fl). In general the sandstones of this facies association are well- to moderately-sorted, rarely poor-sorted, fining-upward trend and commonly have cross-stratification with millimetric single (rarely double) mud drapes or millimetric muddy layers intersets. Sometimes erosion records occur between tide bars, even as mud intraclasts, millimetric plant fragments and bioturbation. This facies association occurs interspersed with deposits of intertidal mud and sand flats, or even with shoreface deposits.

Interpretation: Typical lithofacies of this association are St_d and Sr_d , which have its bed forms linked to the high energy alternation in a subaqueous environment with dune (St_d) or ripples (Sr_d) migration in lower flow regime for the sands and absence of energy to deposition of

coastline and the continental slope breaking. The three facies associations that make up this depositional system occur in all core samples described (SG-02, SG-03, SG-04, SG-08 and SG-17), mainly in central and top portions. In general, the boundaries between shoreface facies associations are not completely clear, especially between the upper and middle shorefaces, due to the transitions between the wave energy active zones/depths.

5.3.1. *Upper shoreface facies association*

Description: This facies association represents 11% of the described deposits (Fig. 6). Its thickness varies from a few centimeters up to 7.4m and it comprises mainly fine- to medium-grained sandstones with swaley (Sscs) and low-angle cross-stratification (SI), or coarse- to medium-grained sandstones with cross-stratification (Sc) (Fig. 11A, B and C; Table 2). Other relevant lithofacies is massive or faint bedded coarse-grained sandstone to clast-supported conglomerate with immature composition grains (Gm_i) which has erosive top and basal contacts (Fig. 11D). Secondly, there are also fine- to coarse-grained sandstones with horizontal lamination (Sh), massive (Sm), with wave-ripples cross-lamination (Sw), or with hummocky cross-stratification (Shcs), and heterolithics with wave-ripples cross-lamination in sandy portions (Hw). Upper shoreface deposits occur in occasionally with normal gradation, but usually it happens interbedded with those of middle and lower shorefaces and commonly with gradual contacts. The exception is the Gm_i lithofacies, which has coarser grain-size and top and base erosive contacts.

Interpretation: This facies association represents an environment of continuous interaction between the waves and the seabed in zone closer to the coastline with frequent storm events, above the fairweather wave base. The characteristic lithofacies of this association is Sscs. According to Duke (1985) and Dumas and Arnott (2006), it is formed by stormwaves in an oscillatory-dominant high-energy combined-flow regime. Other relevant lithofacies is SI, which in this context is interpreted as formed in a combined-flow of an oscillatory and unidirectional current component (Duke et al., 1991), which represents attenuated bedforms in transition between lower and upper flow in a more proximal portion of the shoreline. Lithofacies Gm_i is a lag deposit related to a process of reworking of sediments like coarse-grained sand, granules and pebbles with some lithification, and it was interpreted as bedset boundary or a wave-ravinament surface, according Zecchin et al. (2017).

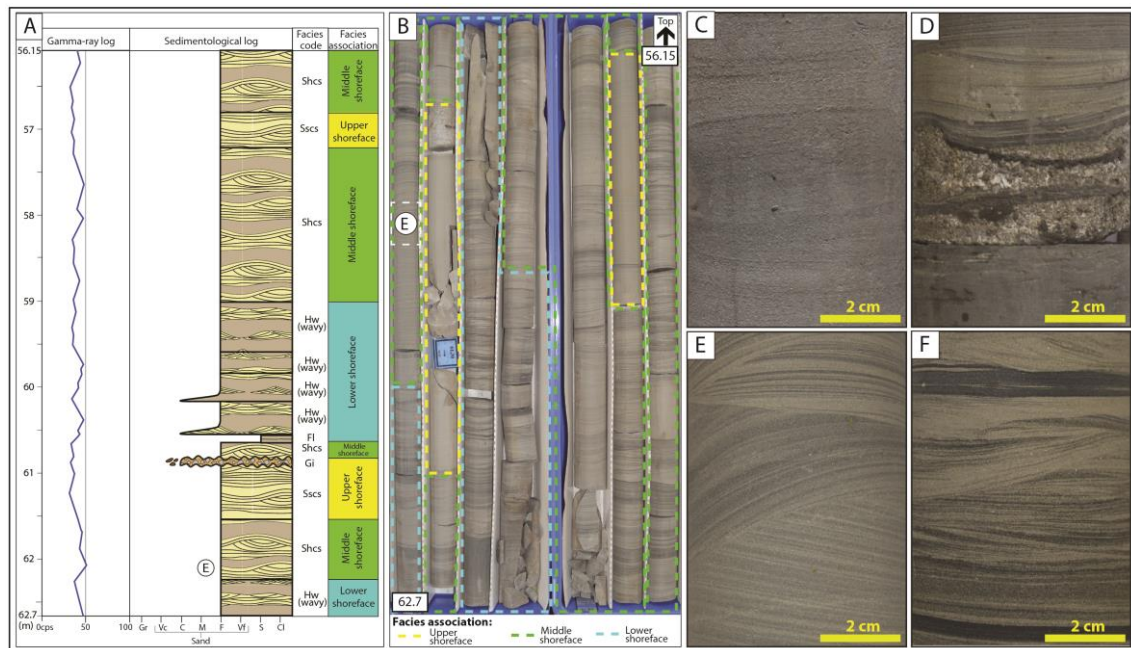


Fig. 11. (A) Gamma-ray and sedimentological logs of SG-08 well (56.15 to 62.7 m) showing an example of upper, middle and lower shoreface facies associations. See Fig. 3 for explanation of graphical symbols used in the sedimentological logs. (B) SG-08 sample core (56.15 to 62.7 m). (C) and (D) Core photographs showing medium-grained sandstone with swaley cross-stratification (Sscs), 48.0 m, SG-08 well, and massive coarse-grained sandstone with immature composition grains (Gm₁), 281.15 m, SG-17 well, respectively, both interpreted as upper shoreface facies association. (E) Core photograph showing fine-grained sandstone with hummocky cross-stratification (Shcs), 62.1 m, SG-08 well, interpreted as middle shoreface facies association. (F) Core photograph showing heterolithic with wavy-bedded intercalations of fine-grained sandstones with wave-ripples with mudstones (Hw), 73.0 m, SG-08 well, interpreted as lower shoreface facies association.

5.3.2. *Middle shoreface facies association*

Description: This facies association represents 25% of the described deposits (Fig. 6). Its thickness varies from 20 cm to 12.8 m. These deposits are constituted dominantly by fine-grained sandstones with hummocky cross-stratification (Shcs) sometimes intercalated with wave-ripples cross-lamination (Fig. 11A, B and E; Table 2). Other lithofacies that also occur, but with less role are fine- to medium-grained sandstones with wave-ripples cross-lamination (Sw), massive (Sm), with low-angle cross-stratification (Sl), with swaley cross-stratification (Ssw) or with horizontal lamination (Sh), heterolithics with wave-ripples cross-lamination (Hw) or with combined-ripples cross-lamination (Hc) in sandy portions and mudstone with parallel lamination (Fl). Commonly the layers of this facies association are bioturbated and rarely have mud intraclasts and fluidization marks.

Interpretation: This association is situated in the shoreface intermediate portion, where decantation of suspended sediments predominates, and the interaction of the wave with the seabed only occurs in storm events, generating the complete hummocky wave interference structure, and its preservation – due to the after storm, fairweather decantation. The diagnostic lithofacies of this association of facies is Shcs, which has its structure originated, second

Dumas and Arnott (2006), in an oscillatory dominant currents regime due to strong waves during storm events. Such deposits are formed below the fairweather wave base and, according to Dumas and Arnott (2006), above (but near) the storm wave base, where aggradation rates during storms are high enough to preserve hummocks.

5.3.3. *Lower shoreface facies association*

Description: This facies association represents 20% of the described deposits (Fig. 6). Its thickness varies from 15 cm up to 18.3 m, and it is primarily composed by heterolithics with wave-ripples cross-lamination (Hw) and combined-ripples cross-lamination (Hc) in sandy portions (Fig. 11A, B and F; Table 2). These heterolithics have mostly wavy bedding and commonly are bioturbated. Laminated (Fl) and massive (Fm) mudstones occur secondarily.

Interpretation: This facies association is related to the most distal portions of a shallow-marine environment, where there is rare or absence of energy and, consequently, the deposition of fine sediments predominates, but it has occasional interactions of oscillating flux in the sea floor. Hw is the characteristic lithofacies of this association. The heterolithic beds are interpreted as alternation between wave activity and decantation (Vieira and Scherer, 2017). In this way, mudstones were deposited by suspension and decantation of grains below the fairweather wave base (McCormick and Grotzinger, 1993) very near the storm wave base, and the sand portions with wave-ripples cross-lamination, which records storm events, were deposited in a context of oscillatory flow and may contain a unidirectional component like combined-ripples cross-lamination (Hc).

6. Depositional model and evolution paleoenvironmental

Gathering all the facies associations and depositional systems, it was constructed a depositional model proposal to Rio Bonito Formation near São Gabriel City. Its depocenter is to northeast, also standed up for Reis, (2007). In a simplified depositional model of the study area the alluvial system was upstream, the tide-dominated estuary was in the central portion and the wave dominated shallow system was downstream. However, in this study it was possible to advance beyond and distinguish three distinct paleoenvironmental stages for Rio Bonito Formation in the region of São Gabriel (Fig. 12).

The three stages - S1, S2 and S3 – are inprints of the predominance of alluvial, tide-dominated estuary and wave-dominated shallow-marine depositional systems, respectively. With the exception of SG-17 sample core, which has only shallow-marine deposits of stage 3, the other sample cores (SG-02, SG-03, SG-04 and SG-08) have all three stages well marked. There is a great predominance of alluvial depositional system on base (S1), followed by a predominance of deposits related to the tide-dominated estuary depositional system in the central portion (S2) and in the top, characteristically, there is an evident prevalence of the wave-dominated shallow-marine system (S3). Although it has been observed predominant depositional systems, it should be noted that there are several interdigitations between the depositional systems, which shows that the environmental changes came about shoreline advances and regresses, according to stratigraphic framework proposed (see below).

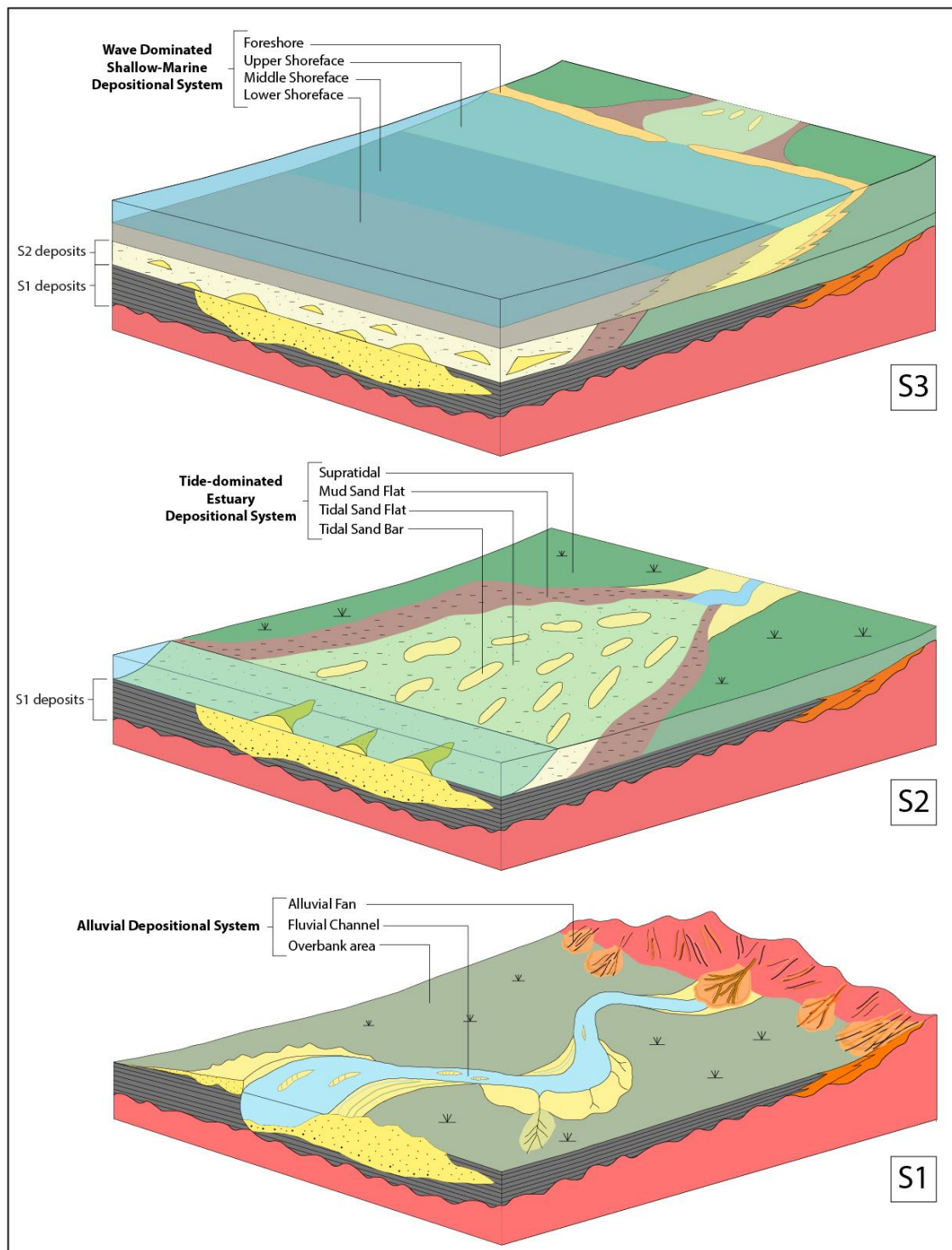


Fig. 12. Schematic depositional model and correspondent paleoenvironmental evolution in three stages – S1, S2 and S3 - from bottom (older) to top (younger), to the Rio Bonito Formation near São Gabriel. S1 – Depositional model showing an alluvial system deposited over the basement. Note the alluvial fans upstream and a fluvial channel with overbank area deposits, in the rest place. S2 – Depositional model showing predominance of the tide-dominated estuarine system. Note the well-developed tidal sand bars and tidal sand flat in the central portion of the estuary, surrounded by tidal muds flat and supratidal (inferred). During this time, tidal lithofacies were deposited above the alluvial deposits (S1). Realize some final fluvial deposition in upstream and some initial deposition of shallow-marine deposits in downstream. S3 - Depositional model showing predominance of the wave-dominated shallow-marine system. Note the development of foreshore (inferred) and upper, middle and lower shorefaces with increase of depth. During this time, marine lithofacies were deposited above the estuarine deposits (S2). Realize some final estuarine deposition remaining in upstream, as a more closed estuary in a wave-dominated shoreline, with minor contribution of tides.

7. Sequence Stratigraphy Framework

A strike-oriented (SE-NW) correlation section (Fig. 13) is shown with one proximal well (SG-08) and four distal wells (SG-02, SG-03, SG-03 and SG-17) allowed to establish a sequence stratigraphy framework with stratigraphy key surfaces and system tracts, which recorded the evolution of the depositional environments, and relative sea-level and accommodation fluctuations. Altogether, eight stratigraphic surfaces were defined: two subaerial unconformities (SU-1 and SU-2); three maximum regressive surfaces (MRS-1, MRS-2 and MRS-3), three maximum flooding surfaces (MFS-1, MFS-2 and MFS-3) and a wave-ravinament surface (WRS). According to Milani (2000), after a long series of transgressive trend in relative sea-level fluctuations, a second order maximum flooding surface (MFS) records maximum regional flooding of Gondwana Supersequence I in the Early Permian. Therefore, this MFS is a *datum* for the study interval, which in this work has been named MFS-3 and is defined in wells, and whenever possible, in the higher gamma-ray value at the top of Rio Bonito Formation or within the Palermo Formation.

Lowstand system tract 1 (LST-1) was deposited directly over the basement. Its boundary surfaces are SU-1 (base) and MRS-1 (top), and its thickness varies from 2 up to 19.7 m (with the exception of SG-17 well, where it does not occur). This interval is essentially composed of alluvial system deposits with fan alluvial in the proximal portion and overbank, fluvial channel and alluvial fan facies association in the distal portion.

Transgressive system tract 1 (TST-1) is limited in the base by MRS-1 and in the top SU-2 and its thickness varies from 4.5 to 41 m. The criterion for the boundary of this to the underlaid (LST-1) is the occurrence of the tide-dominated estuary depositional system interfingering with the overbank and fluvial channel deposits in the basal portion. In the distal portion, there is a clear retrogradation with the overlapping of shoreface deposits and the occurrence of an estuarine system (tidal sand bar facies association) in the proximal portion.

In SG-04 well is the only record of the highstand system tract 1 (HST-1). Its interval thickness has 7.6 m, and it is limited in the base by MFS-1 and in the top by SU-2 and MRS-2 surfaces. This short interval begins with deposits of lower shoreface and gradates to middle shoreface.

Transgressive system tract 2 (TST-2) is limited at the base by MFS-1, SU-2 and MRS-2 and at the top by MFS-2. Its thickness varies from 17.7 to 42.3 m. This system tract is generally recorded at the base by tidal sand bars (SG-02, SG-03, SG-04 and SG-08 wells) and upper shoreface (SG-17 well), followed by upper and middle and, more at the top, lower shoreface facies associations. SG-04 well (45.9 m) has a layer of Gm_i lithofacies (lag

deposit) with 15 cm, which records the contact between tidal sand bars (base) and middle shoreface deposits (top), and represents a wave-ravinament surface (WRS).

Highstand system tract 2 (HST-2) is limited by MFS-2 (base) and MRS-3 (top) surfaces, and its thicknesses varies from 9.6 to 31.5 m. Mainly wave-dominated shallow-marine depositional system deposits compose this interval, with a dominance of lower and middle shorefaces in the basal portion, prograding to middle and upper shorefaces at the top. In SG-04 well, MRS-3 was inferred through the gamma-ray log.

Transgressive system tract 3 (TST-3) is limited in the lower portion by MRS-3 and by MFS-3 (*datum*) in the upper portion, and its thickness varies from 1.4 to 25.1 m. As HST-2, this system tract (TST-3) is composed only of shallow-marine deposits, but in a retrogradational trend. In the SG-04 and SG-02 wells the interval was defined only with the gamma-ray logs.

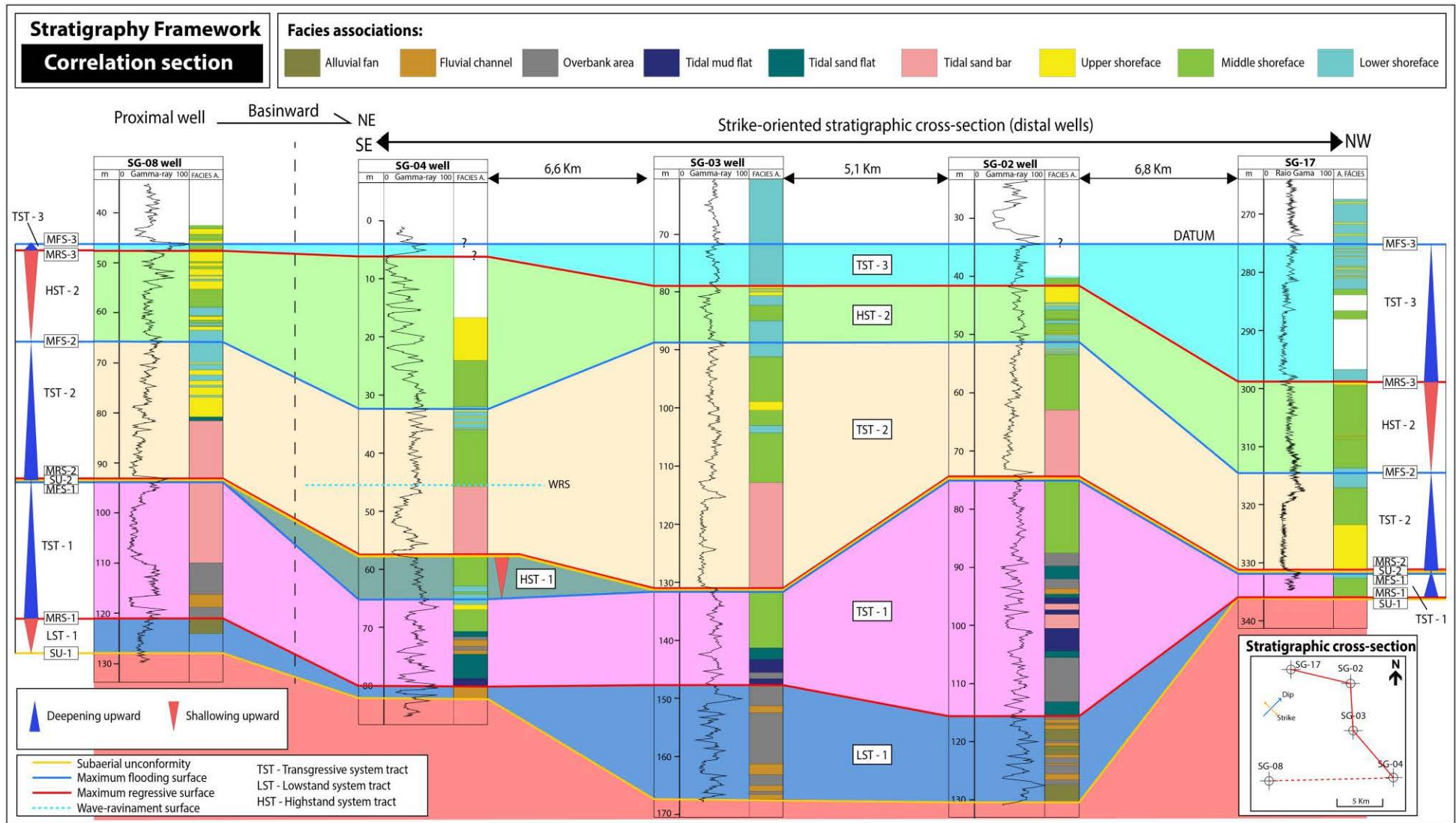


Fig. 13. Correlation section of the facies association interpreted of the SG-08 (proximal), SG-02, SG-03, SG-04 and SG-17 (distal) wells, showing the stratigraphy key surfaces and system tracts. Note the datum concurs with maximum flooding surface-3 (MFS-3) at the top succession, upward trends and lateral thickness variations in system tracts of the Rio Bonito Formation near São Gabriel City.

Using the correlation section data, it was created a dip-oriented idealized stratigraphic profile of the overview stratigraphy framework and correspondent, roughly, lithostratigraphic limits (Fig. 14), and a curve of accommodation changes (Fig. 15) of the studied interval, near São Gabriel. The Rio Bonito Formation in São Gabriel started as an alluvial depositional system, which was deposited directly upon Pre-cambrian basement. LST-1 represents the first deposits of the study interval in a context of accumulation during early-rise normal regression, with small rates of accommodation to sediment supply ($A < S$). Then, TST-1 registers an increase in the rates of accommodation to sediment supply ($A \gg S$), favoring an first transgression marked, in principle, by the interdigitation of estuarine with overbank area and fluvial channel facies associations, and then deposits of wave-dominated shallow-marine system. In the sequence, the HST-1 occurs when the rate of accommodation decreased in relation to sediment supply ($A < S$), however this system tract was partially eroded, and it is today represented only in the SG-04 well. Then the FSST-1 was interpreted representing a fall in base level and destruction of accommodation ($A \ll S$). This fall in base level is inferred because the TST-2 begins with tidal sand bar facies association up shallow-marine deposits of TST-1 or HST-1 (SG-04 well). So, FSST-1 probably eroded most of the HST-1 and, maybe, some part of the TST-1. And, before TST-2 deposition, LST-2 was developed when an accelerating rate of accommodation ($A < S$) occurred, this range could also have been eroded or not deposited. Both the FSST-1 and the LST-2 do not have records, and only system tracts could be inferred. Later, the TST-2 tide-dominated estuary system and upper shoreface (SG-17) deposits occur over surfaces MFS-1 (with the exception of SG-04 well), SU-2 and MRS-2 (HTS-1, FSST-1 and LST-2). In this way, TST-2 records a second transgression, which shows an increase in the rates of accommodation to sediment supply ($A \gg S$). Then, HST-2 represents a new normal regression event, when the rate of accommodation decreased again ($A < S$), but with no fall in base level. Upperpart of TST-3 was identified as a third transgressive event, which represents the maximum accommodation of the studied succession. Both system tracts HST-2 and TST-3 only comprise deposits of wave-dominated shallow-marine depositional system. In addition, the some portion of TST-2, HST-2 and, mainly, TST-3 intervals could be, probably, equivalent to the Palermo Formation (Fig. 14).

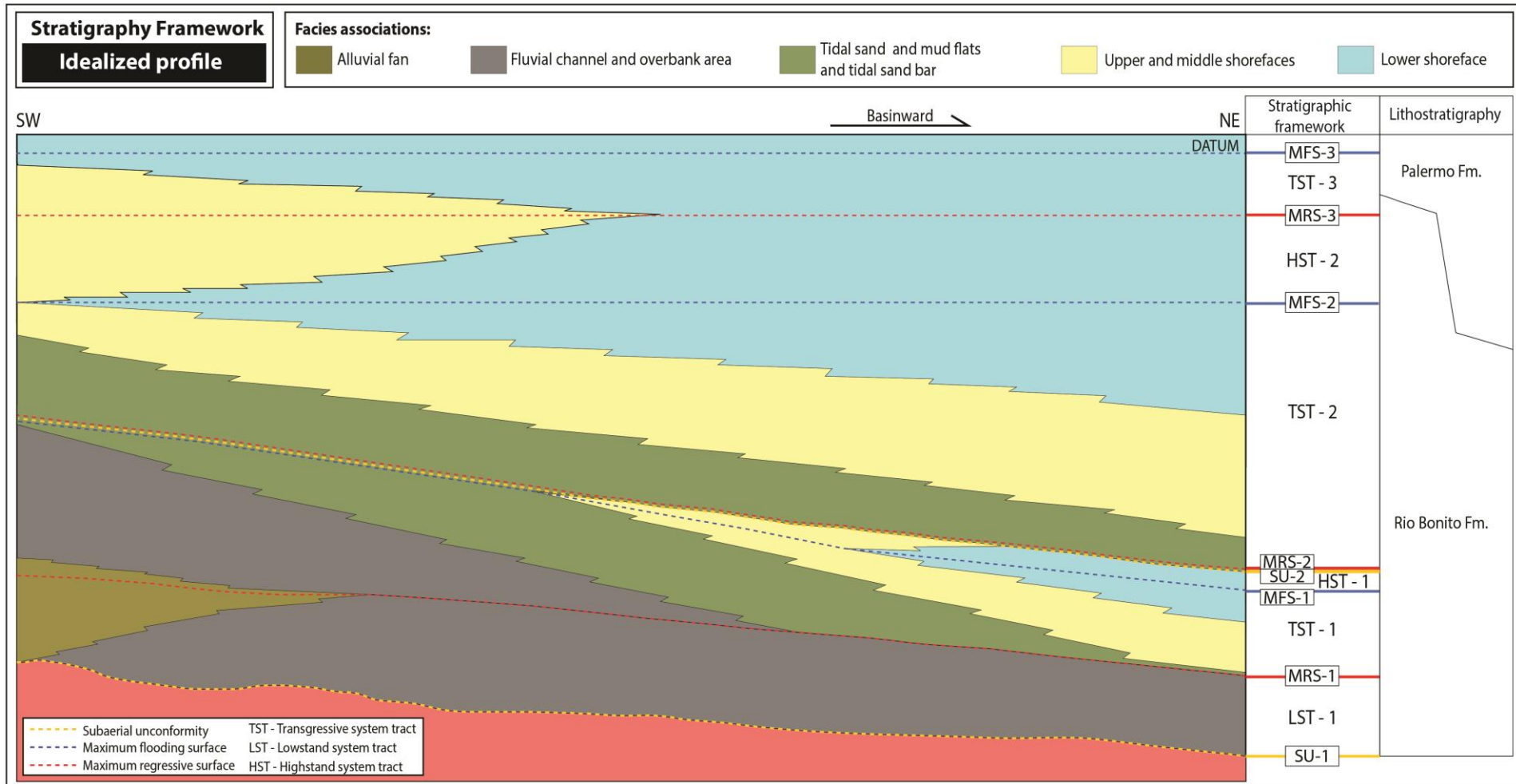


Fig. 14. Dip-oriented cross section through an idealized profile of the overview stratigraphy framework and lithostratigraphic units equivalents of the studied interval, near São Gabriel city.

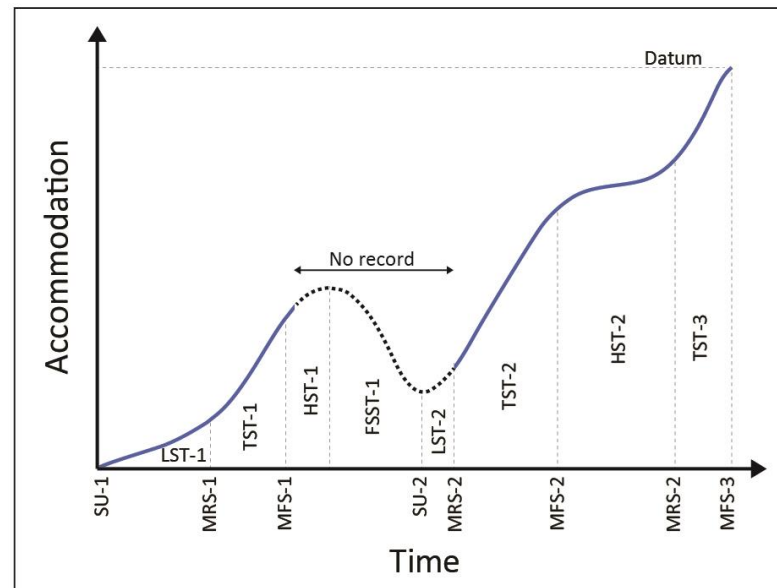


Fig. 15. Curve of accommodation changes along the time with indication system tracts and stratigraphy key surfaces interpreted. Dashed line indicates no rock records (inferred events).

8. Discussion

Reis (2007) proposed a mixed estuary depositional system for the Rio Bonito Formation in São Gabriel and Holz (2003) identified wave and tide influenced estuarine system to a barrier-lagoon depositional system facies associations to the Rio Bonito Formation in Candiota-RS. According to Reis (2007), based mainly in the paleomorphologic relation, the estuarine depositional system of the Rio Bonito Formation in São Gabriel could be similar to a lagoon estuary with four sub environments, which are: bayhead-delta, central basin, intertidal and tidal-channel, and little backbarrier deposits (smaller than 1 m) that make up a wave-dominated shallow-marine depositional system. However, in this study, it does not identified a backbarrier facies association. According to Boggs (2012), both wave- and mixed- (wave and tidal) dominated estuaries have a barrier system, well- and partially-developed, respectively. On the other hand, the mouths of tide-dominated estuaries are characterized by the presence of bars that extend longitudinally into the estuary (Boggs, 2012). Thus, the plenty of tidal sand bars, mainly in the TST-2, and absence of backbarrier corroborates for the interpretation that, it is a tide-dominated estuary system. So the other estuarine sub-environments were reinterpreted through the estuarine system proposed by this study.

As Dalrymple et al. (1992), estuarine systems are formed only in transgressive contexts (relative sea-level rise), where incised valleys are inherited from previous stages of base-level fall and are not entirely filled by lowstand deposits. Their downstream portions are commonly

converted into estuaries at the onset of a transgression event (Dalrymple et al., 1994). Thus, according to the depositional model proposed, which has basinward directed to NE, the estuarine system developed over the alluvial depositional system of the LST-1, embedded in a NE-SW lineament. The general arrangement of these depositional systems indicates that the longitudinal axis of the tide-dominated estuary coincides with this direction, which is one of the main directions of the structures in the Paraná Basin (Zalán et al., 1990).

Furthermore, tide-dominated estuaries commonly occur in mesotidal and macrotidal (Harris, 1988). In the Rio Bonito Formation, the main evidences of tide depositional system are the bi-directional paleocurrent indicators. However, even without having effective paleocurrent measurements, due to the kind of data (sample cores) used in this work, the analysis of bi-directional ripples cross-lamination (Hr_b and some layer of Sr lithofacies) allows to realize that these structures show an asymmetric bi-directional character, with approximately ten to one (10:1) ratio. Flood (or ebb) dominance is used with regard to the net sediment transport, in respect of these terms, flood (or ebb) asymmetry does not imply flood (or ebb) dominance (Brown and Davies, 2010). On the other hand, it is possible to say that ebb and flood tidal flows do not have the same peak tidal current strength and duration. In addition, the occurrence of bioturbation in all three facies associations of the tide-dominated estuary depositional system indicates that the rate of sedimentation and the salinity were not too high to support burrowing organisms.

The basal portion of the unit, interpreted by Reis (2007) as bayhead delta, intertidal and central basin, with some floodplain and fluvial channel, was here reinterpreted as fluvial channel and overbank area deposits in the most basal portion, followed by a mixed interval where fluvial channel and overbank area facies association is interbedded with tidal mud and sand flats and tidal bars. The fluvial portion of the transgressive systems tract commonly shows evidence of tidal influences (Shanley et al., 1992; Shanley and McCabe, 1993). The latter feature of the vertical profile also translates into an upward decrease in the degree of amalgamation of transgressive channel-fill sandstones, which are often described as isolated ribbons engulfed within floodplain fines (Shanley and McCabe, 1993; Wright and Marriott, 1993). In summary, an undifferentiated style, fairly humid, fluvial environment was identified. It has a few channels and many overbank deposits, followed by an environment with strong tide-fluvial interaction, which is characteristic of a transgressive context such as the Rio Bonito Formation.

In the top portion, where the shallow-marine system predominates, the general interpretation was similar to Reis (2007). In this depositional setting, sedimentary structures such as wave-ripples cross-laminations (e.g. Sw lithofacies) formed by fairweather wave,

commonly occur sedimentary structures such as hummocky and swaley cross-stratifications (e.g. Shcs and Sscs lithofacies) associated with storm events, which indicate a wave-dominated shallow-marine depositional system with frequent storm events.

According to Zecchin et al., (2017), bedset boundaries are lag deposits associated to a context of little or no lithofacies change, therefore not associated with water-depth changes but only with local variations. On the other hand, lag deposits that delimit wave-ravinament surfaces (WRV) are associated with significant changes of lithofacies that represent shoreline shifts and are inserted in system tracts. Thus, Gm_i lithofacies was interpreted as a lag deposits, because they mostly appear in the upper portions of the described wells without large changes of lithofacies in their proximities. Therefore, they were interpreted as bedset boundaries related to the record of the most energetic events in shoreface settling, like a storm event and allocated in the upper shoreface facies association. So, this lithofacies is result of changes in wave-climate and sediment supply as well as of minor relative sea-level changes (Zecchin et al., 2017). However, a WRV was also identified through the a layer of 15 cm of the Gm_i lithofacies in SG-04 (45.9 m) that separates the tidal sand bar and middle shoreface facies associations, and occurs in the middle of the TST-2, which means it represents erosional shoreface retreat.

The SU-1 subaerial unconformity identified in this study was interpreted as equivalent to SB-3 by Holz et al. (2010), because represents the first deposits of this unit, which are anchored directly upon Pre-cambrian basement. On the other hand, SU-2 occurs more or less in the middle of the sample cores described when the estuarine system, represented by tidal sand bars, is above shallow-marine deposits, marking an erosive event in a context of fall in base level and destruction of accommodation, but without any fluvial deposits.

Following the idea that the Rio Bonito Formation is inserted in a transgressive context, both Holz (2003) for the region of Candiota and Reis (2007) for the Region of São Gabriel, identified parasequences that would represent the existence of small-scale cycles. However, according Neal and Abreu (2009), identification of a relatively conformable unit is dependent on data resolution and coverage and the stacking pattern repeats across a range of accommodation succession durations and magnitudes that permits construction of a self-similar hierarchies. Thus, it is propose a stratigraphy framework independent of time or sea-level terminology, flexible for all scales of data, able to be complexed with subsequeunte data-resolution improvement. In this work, we have observed some possible high-resolution stratigraphy key surfaces, but rather irregular and difficult to correlate (with the exception of SU-2). Therefore, we opted to observer stratigraphic events independent of the scale, but that

could be correlated and that corroborated with the general idea of the stratigraphic sequence framework.

As stated by Holz et al. (2006), the subsidence and uplift events of the tectonic blocks were one of the main determinants of sedimentation in the Paraná Basin in large scale correlations along Rio Bonito Formation. In this work, the system tracts thickness control, mainly along the strike-orientation, allowed to infer the oscillations in relative sea-level and increase and decrease of accommodation are linked with eustatic fluctuations and local tectonic in Early Permian. The common thickness variation of the systems tracts along the correlation section (Fig. 13) is related with erosive surfaces – mainly SU-1 and SU-2. These erosions generate differential preserved sections dip and strike oriented. It may be considered, not only regional erosive events, but also local erosional settings related to the inherent depositional systems dynamics. It is specifically common on wave-dominated systems, whereas wave reworking is recurrent and continuous along deposition. And finally, tectonic controls may also cause differential subsidence, resulting on thinning or thickening of stratigraphic units. Overall, the interplay between these factors generates a complex plenty of possibilities of controls for thickness variations on coastal, basin-border deposits as Rio Bonito Formation.

9. Conclusions

- Rio Bonito Formation is characteristically known as a coastal environment unit associated with the Gondwana I Supersequence of the Paraná Basin. In the region of São Gabriel City, the formation was studied through the description of five sample cores (SG-02, SG-03, SG-04, SG-08 e SG-17), on 1:50 scale, in which 20 lithofacies were identified. These lithofacies were grouped in nine facies associations: (i) fan alluvial, (ii) fluvial channel, (iii) overbank (making up the alluvial depositional system); (iv) tidal mud flat, (v) tidal sand flat, (vi) tidal sand bar (making up the tide-dominated estuary depositional system), (vii) upper shoreface, (viii) middle shoreface, (ix) lower shoreface (making up the wave-dominated shallow-marine depositional system).
- The alluvial depositional system occurs at the base of sample cores and is composed by fan alluvials, fluvial channels and abundant overbank area deposits. Tide-

dominated estuary depositional system is composed by mud and sand flats, with bi-directional ripples cross-lamination (asymmetric setting), and tidal sand bars facies associations. Throughout the succession, it is firstly observed muddy estuarine deposits, with mud and sand flat together with fluvial channel and overbank area deposits, and later the estuarine system becomes sandy with wide dominance of tidal sand bars. The estuarine system was formed over a SW-NE lineament in the Paraná Basin and in a tidal context, with ebb and flood tidal currents with different peak strength and duration. Finally, the wave-dominated shallow-marine system is represented by upper, middle and lower shorefaces on a coast with frequent storm events.

- The gather of these depositional systems resulted in a depositional model proposal for the study area with the depocenter oriented to northeast. In this model, the proximal portion is composed predominantly by alluvial depositional system, the central portion by tide-dominated estuary depositional system and distal portion by shallow-marine system. It was distinguish three paleoenvironmental stages (S1, S2 e S3), with predominance of (S1) the alluvial depositional system in bottom, (S2) the tide-dominated estuary depositional system in central portion and (S3) the wave-dominated shallow-marine system at the top. These stages represent predominant depositional systems, but they have several interdigitations.
- After the correlation of the sample cores described, the study interval was analyzed using the sequence stratigraphy method. In this way, eight key surfaces (SU-1, MRS-1, MFS-1, SU-2, MRS-2, MFS-2, MRS-2 e MFS-3) were defined and eight system tracts (LST-1, TST-1, HST-1, FSST-1, LST-1, TST-2, HTS-2, TST-3) were interpreted, which showed a general transgressive trend set of system tracts.
- LST-1 is composed of alluvial fans, fluvial channels and overbank area deposits. TST-1 is represented by an intercalation of fluvial channels and overbank area with tidal mud and sand flats and tidal sand bars followed by shorefaces deposits. HTS-1 is more localized and occurs only in SG-04 well, represented by shorefaces records in progradational stacking pattern. FSST-1 and LST-2 are only inferred because there are no records of these system tracts. Therefore, they are marked by the surfaces SU-2 and MRS-2. TST-2 is represented in the base by tidal sand bars and at the top by shorefaces in a retrogradational stacking pattern. HTS-2 and TST-3 are system tracts composed exclusively of shorefaces facies association with progradational and retrogradational stacking pattern, respectively. MFS-3, which is the top of TST-3,

coincides with a second order MFS, which represents the maximum flooding (*datum*) of Early Permian in Paraná Basin.

- The thickness variation along the systems tracts and within well to well correlations may be caused by regional erosions (subaerial unconformities – SU-1 and SU-2), or related to local dynamic depositional based erosions and reworking events (mainly coastal wave driven) or also, by tectonic (syn- to post-depositional) controls, generating differential subsidence and consequently, thinning or thickening of units.
- Coastal environments are complex. The interplay between fluvial discharges, tide and wave dynamics generates variable facies associations, changes along geological time and extremely difficult to correlate lateral variations on area. With lithofacies description and interpretation, and facies associations and depositional systems definition, a stratigraphic framework was generated, allowing to enlight the main controls (river, tide, and wave) for each stage (S1, S2 and S3). Thus, a complex but clear changing along time of the sedimentary dynamics controls was recognized.

Acknowledgements - This study is part of R. Maahs's Master Degree dissertation by the Post-Graduate Program in Geosciences of the Federal University of Rio Grande do Sul. We thank National Petroleum Agency (ANP) and Brazilian Research Council (CNPq) support which made this project possible. In addition, we thank the Brazilian Geological Survey (CPRM) by allowing the access to the well cores.

References

- Boggs Jr, S., 2012. Principles of sedimentology and stratigraphy. Pearson Education, New Jersey, 5, pp. 585.
- Bose, P.K., Sarkar, S., Mukhopadhyay, S., Saha, B., Eriksson, P., 2008. Precambrian basin-margin fan deposits: mesoproterozoic Bagalkot Group, India. *Precambrian Research*, 162, 264-283.
- Bridge, J.S., 2003. Rivers and Floodplains: forms, processes and sedimentary record. Oxford, Blackwell, pp. 491.
- Brown, J.M., Davies, A.G., 2010. Flood/ebb tidal asymmetry in a shallow sandy estuary and the impact on net sand transport. *Geomorphology*, 114, 431-439.
- Cagliari, J., Lavina, E.L.C., Philipp, R.P., Tognoli, F.M.W., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2014. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil)

- based on LA-ICP-MS U–Pb radiometric dating of zircons crystals. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 265-277.
- Cagliari, J., Philipp, R.P., Buso, V.V., Netto, R.G., Hillebrand, P.K., Lopes, R. da C., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2016. Age constraints of the glaciation in the Parana Basin: evidence from new U-Pb dates. *Journal of Geological Society*, 173, 871–874.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, pp. 375.
- Catunenu, O., Abreu, V., Bhattachary, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Stell, R.J., Strasser, A; Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92, 1-33.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, 44, 173-245.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1989. *Sedimentary Structures*, second ed. Unwin Hyman, London, pp. 207.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H.G.(Ed.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 3, 37-82.
- Daemon, R.F., Quadros, L.P., 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *An. Congresso Brasileiro de Geologia*. 24, 359-412.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62, 1130-1146.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R. (Eds.), 1994. *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication, 51, pp. 391.
- Dalrymple, R.W., 2010. Tidal depositional systems. In: James N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies models 4*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, 4, 201-231.
- Duke, W.L., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, 32, 167-194.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C., Cheel, R.J., 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 625-628.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34, 1073-1076.
- Griffis, N.P., Mundil, R., Montañez, I.P., Isbell, J., Fedorchuk, N., Vesely, F., Iannuzzi, R., Yin, Q.Z., 2018. A new stratigraphic framework built on U-Pb single-zircon TIMS ages

- and implications for the timing of the penultimate icehouse (Paraná Basin, Brazil). *Geological Society of America Bulletin*, 130, 848-858.
- Harris, P.T., 1988. Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sedimentary Geology*, 57, 273-298.
- Holz, M., 1999. Early Permian sequence stratigraphy and the palaeophysiographic evolution of the Paraná Basin in southernmost Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 29, 51-61.
- Holz, M., Carlucci, R., 2000. Litoestratigrafia, Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleofisiográfica da zona de borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul durante o Eo-Permiano. In: Holz, M., De ROS, L. F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 303-322.
- Holz, M., 2003. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system—an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 162, 305-331.
- Holz, M., Kuchle, J., Philipp, R.P., Bischoff, A.P., Arima, N., 2006. Hierarchy of tectonic control on stratigraphy signatures: base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 185-204.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R., 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 381-399.
- Lavina, E.L., Lopes, R.C., 1987. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Super-Grupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula Coutiana* 1, 51-103.
- McCormick, D.S., Grotzinger, J.P., 1993. Distinction of marine from alluvial Facies in the Paleoproterozoic (1.9 Ga) burnside formation, Kilohigok basin, NWT, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 63, 398-419.
- Miall, A.D., 1992. Alluvial deposits. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, p. 119-142.
- Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies. In: *Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York, pp. 582.
- Miall, A.D., 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 616.
- Miall, A.D., 2010. Alluvial deposits. In: James N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies models* 4. Geological Association of Canada Publications, Canadá, 4, 105-137

- Milani, E.J., França, A.B., Schneider, R.L., 1994. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8, 69-82.
- Milani, E.J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E.J., 2000. Geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental ea evolução geológica da Bacia do Paraná. Geologia do Rio Grande do Sul, CIGO/UFRGS. Porto Alegre, 275-302.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G. de, Souza, P.A. de, Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás, 15, 265-287.
- Mori, A.L.O., Souza, P.A. de, Marques, J.C., Lopes, R. da C., 2012. A new U-Pb age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwana correlations. Gondwana Research, 21, 654-669.
- Neal, J., Abreu, V., 2009. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. Geology, 37, 779-782.
- Nichols, G., 2009. Sedimentology and stratigraphy. Wiley-Blackwell, West Sussex, 2, pp. 419.
- Olariu, C., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., Gingras, M.K., 2012. Tidal dunes versus tidal bars: The sedimentological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the lower Baronia Sandstone (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. Sedimentary Geology, 279, 134-155.
- Plint, A.G., 2010. Wave- and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems. In: James N. P., Dalrymple, R. W. (Eds.), Facies models 4. Geological Association of Canada Publications, Canadá, 4, 167-199.
- Pritchard, D.W., 1967. What is an estuary: physical viewpoint. In: Lauff, G.H. (Ed.). Estuaries. American Association for the Advancement of Science Publication, Washington, DC, p. 3-5.
- Prothero, D.R., Schwab, F., 2014. Sedimentary geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy. W. H. Freeman, New York, 3, pp. 593.
- Reineck, H.E., Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology, 11, 99-104.
- Reis, P.D., 2007. Caracterização, análise e modelagem tridimensional de corpos reservatórios em ambientes parálicos no intervalo Eo-permiano da Bacia do Paraná – região de São Gabriel, RS. Undergraduate monograph. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Santos, P.R., 2006. SHRIMP U-Pb zircon geochronological calibration of the paleozoic supersequence, Paraná Basin, Brazil. In: V South American Symposium on Isotope Geology. Punta del Este, 298-301.
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, I.E., Medeiros, R.S., Daemon, R.F., Nogueira, A.A., 1974. Revisao estratiografica da Bacia do Parana. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 41-66.
- Shanley, K.W., McCabe, P.J., Hettinger, R.D., 1992. Significance of tidal influence in fluvial deposits for interpreting sequence stratigraphy. *Sedimentology*, 39, 905-930.
- Shanley, K.W., McCabe, P.J., 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, U.S.A. In: Flint, S., Bryant, I. (Eds.), *Quantitative Modeling of Clastic Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 15, 21-55.
- Shanmugam, G., Poffenberger, M., Toro Alava, J., 2000. Tide-dominated estuarine facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador. *AAPG bulletin*, 84, 652-682.
- Souza, P.A., Marques-Toigo, M., 2005. Progress on palynostratigraphy of the permian strata in Rio Grande do sul state, Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77, 353-365.
- Souza, P.A., 2006. Late carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Paleobotany and Palynology*, 138, 9-29.
- Vieira, L.V., Scherer, C.M.S., 2017. Facies architecture and high resolution sequence stratigraphy of an aeolian, fluvial and shallow marine system in the Pennsylvanian Piauí Formation, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 238-256.
- Visser, M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8, 543-546.
- Walker, R.G., 1984. General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: Walker, R.G (Ed.), *Facies Models*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, p. 1-9.
- Walker, R., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, p. 1-14.

- Wildner, W., Ramgrab, G.E., Lopes, R.D., Iglesias, C.D.F., 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul: escala 1:750.000. Porto Alegre: CPRM, 1 map, col. Scale 1:750.000.
- Wright, V.P., Marriott, S.B., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86, 203–210.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.D.J., Marques, A., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Zanotto, O.A. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja, Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Coord.), *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobrás, 135-168.
- Zecchin, M., Caffau, M., Catuneanu, O., Lenaz, D., 2017. Discrimination between wave-ravinement surfaces and bedset boundaries in Pliocene shallow-marine deposits, Croton Basin, southern Italy: An integrated sedimentological, micropalaeontological and mineralogical approach. *Sedimentology*, 64, 1755-1791.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir deste estudo foi possível propor um modelo deposicional específico da Formação Rio Bonito em São Gabriel. Este modelo é caracterizado a montante, por um sistema deposicional aluvial, na área central um estuário dominado por maré, e a jusante por um sistema deposicional marinho raso. Este modelo possui diferenças e semelhanças com trabalhos anteriores, tanto da mesma região (Reis, 2007), quanto da região próxima (Candiota - Holz, 2003). Essas diferenças de resultados reforçam que um ambiente costeiro como a Formação Rio Bonito é complexo, visto que há diversos processos atuantes simultaneamente que podem refletir em padrões faciológico muito parecidos. Essa compreensão da complexidade do ambiente do Grupo Guatá como um todo não é nova, já que há um tempo se percebeu que a ideia litoestratigráfica da Formação Palermo sobreposta à Formação Rio Bonito é evasiva e pouco útil para o entendimento da evolução paleoambiental da Bacia do Paraná no Eopermiano, já que em grande parte do tempo, ambas foram cronocorrelatas e podem ter se sucedido por diversas vezes (*e.g.* Holz *et al.*, 2006). Também relacionado a estas complexidades litoestratigráficas, incluem-se as discussões acerca dos membros da Formação Rio Bonito – Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, e seus reconhecimentos limitados no Rio Grande do Sul e correlacionabilidade com Santa Catarina.

Entretanto, as novas datações radiométricas (Cagliari *et al.*, 2014; Cagliari *et al.*, 2016; Griffis *et al.*, 2018) reforçam essa ideia de complexidade do Formação Rio Bonito, pois além de indicarem idades mais antigas do que se tinha até então, também mostram que mesmo intervalos próximos, anteriormente correlacionados, podem não ter a mesma idade, e um tempo deposicional total superior a 15 Ma. Com isso, é difícil estabelecer correlações diretas com modelos regionais (*e.g.* Holz *et al.*, 2010), tanto deposicionais quanto estratigráficos, principalmente porque ambientes costeiros são erosivos, em várias escalas, e muito dinâmicos, muitas vezes refletindo mais os aspectos locais como morfologia da linha costa, topografia, subsidência, do que os regionais como uma subida do nível eustático. Desta forma, a Formação Rio Bonito dificilmente deve ser uma unidade homogênea e de fácil correlação, pois provavelmente existem várias sucessões deposicionais, de diferentes idades e sistemas deposicionais, colocadas lado a lado, e que podem, inclusive, nem serem identificadas em um estudo de detalhe e local como este, menos ainda por um arcabouço regional. Ou seja, possivelmente a Formação Rio Bonito é um conjunto de eventos deposicionais de tempos distintos, agrupados em uma única formação por dois critérios básicos: (1) composição – não há diferença de área fonte ao longo dos eventos deposicionais,

e (2) ambiente deposicional – embora haja mudanças entre sistemas fluviais, onda e maré, a deposição sempre ocorreu em um ambiente costeiro, repetindo-se ao longo do tempo geológico. Por fim, o período total deposicional de 15 Ma para a Formação Rio Bonito não é compatível com sua pilha deposicional reduzida (ordem de 100-150 metros). Assim, é possível que além da variabilidade temporal lateral, haja também a mesma situação na vertical. Ou seja, a Formação Rio Bonito, em termos verticais, compreende diversos eventos de pequeno período geológico sobrepostos, dando um tempo de sua base até seu topo de 15Ma, mas com tempo deposicional acumulado total bem menor – talvez na ordem de centenas de milhares de anos até um milhão de anos.

Certamente, a análise de outros testemunhos da Formação Bonito da Região de São Gabriel, provavelmente não indicariam exatamente os mesmos arcabouços faciológico e estratigráfico propostos nesta pesquisa, reforçando ainda mais a ideia de que neste tipo de ambiente o entendimento do padrão dinâmico-costeiro é mais importante que a definição de intervalos e superfícies, pois esses são de difícil correlação direta.

Por fim, um ponto central para o artigo proposto nesta Dissertação, é a sustentação das associações de fácies e sistemas deposicionais definidos. Assim, aponta-se aqui como desdobramento futuro a realização de uma modelagem computacional, com distribuição tridimensional das associações de fácies ao longo de cada unidade do arcabouço estratigráfico e a checagem com corroboração ou refutação das maiores e menores ocorrências de cada sistema deposicional conforme o arranjo deposicional proposto, bem como as tendências dos padrões de empilhamento caracterizados nas correlações dos poços. Este trabalho permitirá apresentar um refinamento de alta precisão para os sistemas deposicionais caracterizados, bem como servirá como análogo para reservatórios de petróleo em ambientes costeiros.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Boggs Jr, S. 2012. Principles of sedimentology and stratigraphy. New Jersey: Pearson Education, v.5, 585p.
- Brown Jr., L.F., Fisher, W.L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. *In*: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. Memoir 26, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 213–248.
- Bridge, J.S. 2003. Rivers and Floodplains: forms, processes and sedimentary record. Oxford, Blackwell, 491p.
- Bull, W.B. 1964. Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California. US Government Printing Office, v.437, p. 1-71.
- Cagliari, J., Lavina, E.L.C., Philipp, R.P., Tognoli, F.M.W., Basei, M.A.S., Faccini, U.F. 2014. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U–Pb radiometric dating of zircons crystals. *Journal of South American Earth Sciences*, v.56, p. 265-277.
- Cagliari, J., Philipp, R.P., Buso, V.V., Netto, R.G., Hillebrand, P.K., Lopes, R. da C., Basei, M.A.S., Faccini, U.F. 2016. Age constraints of the glaciation in the Parana Basin: evidence from new U-Pb dates. *Journal of Geological Society*, v.173(6), p. 871–874.
- Catuneanu, O. 2006. Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam: Elsevier, 375p.
- Catunenu, O., Abreu, V., Bhattachary, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Stell, R.J., Strasser, A; Tucker, M.E., Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, v.92(1-2), p. 1-33.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E. 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, v.44(3), p. 173-245.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B. 1989. Sedimentary Structures, second ed. London: Unwin Hyman, 207p.
- Collinson, J.D. 1996. Alluvial sediments. *In*: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Oxford: Blackwell, p. 37-82.

- Daemon, R.F., Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 24., 1970, Brasília. Anais...São Paulo, SBG, v.1, p. 359-412.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, v.62(6), p. 1130-1146.
- Dalrymple, R.W. 2010a. Interpreting Sedimentary Successions: Facies, facies Analysis and Facies Models, Canada. *In*: Dalrymple, R.W., James, N.P. (Eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, Canadá, v.4(2), p. 3-18.
- Dalrymple, R.W. 2010b. Tidal depositional systems. *In*: James N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies models 4*. Geological Association of Canada, Canadá, v.4(2), p. 201-231.
- Davis, R.A., Hayes, M.O., 1984. What is a wave-dominated coast?. *Marine Geology*, v.60(1-4), p. 313-329.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C., Cheel, R.J. 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, v.19(6), p. 625-628.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, v.34(12), p. 1073-1076.
- Embry, A.F., Johannessen, E.P. 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. *In*: Vorrent, T.O., Bergsager, E., Ø. A., Dahl-Stammes, Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, v.2, p. 121-146. (Norwegian Petroleum Society Special Publication).
- Frazier, D.E., 1974. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. *Geological Circular*, v.74(1), 28p.
- Fúlfaro, V.J., Saad, A.R., Santos, M. V., Vianna, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Paraná. *In*: *Geologia da bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo: Consórcio PAULIPETRO/CESP/ IPT, p. 75-115.
- Galloway, W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.73(2), p. 125-142.
- Galloway, W. E. 2001. The many faces of submarine erosion: theory meets reality in selection of sequence boundaries. *In*: AAPG Hedberg Research Conference on "Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts", Dallas, v.26, p. 28-29.

- Gordon Jr. M. 1947. Classificação das formações gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro: Boletim DNPM-DGM, v.1, p. 374-385.
- Griffis, N.P., Mundil, R., Montañez, I.P., Isbell, J., Fedorchuk, N., Vesely, F., Iannuzzi, R., Yin, Q.Z. 2018. A new stratigraphic framework built on U-Pb single-zircon TIMS ages and implications for the timing of the penultimate icehouse (Paraná Basin, Brazil). *Geological Society of America Bulletin*, v.130(5-6), 848-858.
- Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J. 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, v.66(4), p. 670–688.
- Holz, M. 1999. Early Permian sequence stratigraphy and the palaeophysiographic evolution of the Paraná Basin in southernmost Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, v.29(1), p. 51–61.
- Holz, M., Carlucci, R. 2000. Litoestratigrafia, Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleofisiográfica da zona de borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul durante o Eo-Permiano. *In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p. 303-322.*
- Holz, M. 2003. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system—an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, v.162(3-4), p. 305-331.
- Holz, M., Küchle, J., Philipp, R.P., Bischoff, A.P., Arima, N. 2006. Hierarchy of tectonic control on stratigraphy signatures: base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.22(3-4), p. 185-204.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, v.29(2), p. 381-399.
- Holz, M. 2012. *Estratigrafia de Sequências - Histórico, Princípios e Aplicações*. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 258p.
- Hunt, D., Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, v.81(1-2), p. 1-9.
- Iannuzzi, R., Souza, P.A. 2005. Floral succession in the Lower Permian deposits of the Brazilian Paraná Basin: an up-to-date overview. *In: Lucas, S.G., Zigler, K.E. (Eds.), The Nonmarine Permian: New Mexico. New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, v.30, p. 144-149.

- Kalkreuth, W., Holz, M., Kern, M., Machado, G., Mexias, A., Silva, M.B., Willwtt, J., Finkelman, R., Burger, H. 2006. Petrology and Chemistry of Permian coals from the Paraná Basin: 1. Santa Terezinha, Leão-Butiá and Candiota Coalfields, Rio Grande do Sul, Brazil. *Internacional Journal of Coal Geology*, v.68(1-2), p. 79-116.
- Küchle, J., Holz, M. 2002. Aplicação da estratigrafia de sequências para caracterização em multiescala de reservatórios no Grupo Guatá (Eopermiano da Bacia do Paraná) na Região São Gabriel-RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, v.29(2), p. 3-20.
- Lavina, E.L., Lopes, R.C. 1987. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Super-Grupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula Coutiana*, v.1, p. 51-103.
- Leeder, M.R. 2011. *Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell, 784p.
- Maahs, R. 2017. *Análise Estratigráfica da Formação Rio Bonito (Eopermiano da Bacia do Paraná), na Região de São Gabriel-RS, com enfoque na caracterização de análogos para reservatório de hidrocarbonetos*. Porto Alegre, 155p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth- Science Reviews*, v.53(3-4), p. 149–196.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Review*, v.13(1), p. 1-62.
- Miall, A.D. 1992. Alluvial deposits. *In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Canadá, p. 119-142.
- Miall, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. New York: Springer-Verlag, 582p.
- Miall, A.D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. Berlin, Heidelberg:Springer, 616p.
- Miall, A.D. 2010. Alluvial deposits. *In: James N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), Facies models 4*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, p. 105-137
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Porto Alegre, 225p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E.J. 2000. *Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná*. *In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p. 275-302.

- Milani, E.J., Melo, J.H.G. de, Souza, P.A. de, Fernandes, L.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.15(2), p. 265-287.
- Mori, A.L.O., Souza, P.A. de, Marques, J.C., Lopes, R. da C. 2012. A new U-Pb age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwana correlations. *Gondwana Research*, v.21(2-3), p. 654-669.
- Neal, J., Abreu, V. 2009. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology*, v.37(9), p. 779-782.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. West Sussex: Wiley-Blackwell, 419p.
- Nummedal, D., Swift, D.J.P. 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. *In*: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (Eds.), *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 241–260.
- Olariu, C., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., Gingras, M.K. 2012. Tidal dunes versus tidal bars: The sedimentological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the lower Baronia Sandstone (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, v.279, p. 134-155.
- Orton, G. J., Reading, H. G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, v.40(3), p. 475–512.
- Plint, A.G. 1988. Sharp-based shoreface sequences and “offshore bars” in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.C., Ross, C.A., Posamentier, H.W., Wagoner, J.Van., Kendall, C.G.ST.C. (Ed.), *Sea Level Changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42, p. 357-370.
- Plint, A.G. 2010. Wave- and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems. *In*: James N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies models 4*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, p. 167-199.
- Pritchard, D.W. 1967. What is an estuary: physical viewpoint. *In*: Lauff, G.H. (Ed.), *Estuaries*. American Association for the Advancement of Science Publication, Washington, DC, p. 3-5.
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T., Vail, P.R. 1988. Eustatic Control on Clastic Sedimentation I- conceptual framework. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.C., Ross, C.A., Posamentier, H.W., Wagoner, J.Van., Kendall, C.G.ST.C. (Eds.), *Sea Level Changes: an integrated*



- approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, v.42, p. 110-124.
- Posamentier, H.W.; Vail, P.R. 1988. Eustatic Control on Clastic Sedimentation II- sequence and systems tract models. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.C., Ross, C.A., Posamentier, H.W., Wagoner, J.Van., Kendall, C.G.S.T.C. (Eds.), *Sea Level Changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, v.42, p. 125-154.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), v.7., 210p.
- Prothero, D.R., Schwab, F. 2014. *Sedimentary geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy*. New York: W. H. Freeman, 593p.
- Raaf, J.F.M., Boersma, J.R., Gelder, A.V. 1977. Wave generated Structures and Sequences from a Shallow Marine Succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, v.24(4), p. 451-483.
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. *In*: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, p. 179-194.
- Reis, P.D. 2007. Caracterização, análise e modelagem tridimensional de corpos reservatórios em ambientes parálicos no intervalo Eo-permiano da Bacia do Paraná - região de São Gabriel, RS. Porto Alegre, 178p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Richards, M. T. 1996. Fluvial Systems. *In*: Emery, D., Myers, K. J. (Eds.), *Sequence Stratigraphy*, London: Blackwell Science, p. 111-133.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Santos, P.R. 2006. SHRIMP U-Pb zircon geochronological calibration of the paleozoic supersequence, Paraná Basin, Brazil. *In*: *South American Symposium on Isotope Geology*, 5., 2006, Punta del Este. *Anais... Punta del Este*, v.1, p. 298-301.
- Scherer. C.M.S. 2008. Ambientes Fluviais. *In*: Pedreira, A. J., Aragão, M.A.N.F., Magalhães, A.J.C. (Orgs.), *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca, p. 102-131.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, I.E., Medeiros, R.S., Daemon, R.F., Nogueira, A.A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. *In*: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28., 1974, Porto Alegre. *Anais... Porto Alegre, SBG*, v.1, p. 41-66.

- Schumm, S.A. 1972. Fluvial paleochannels. *In: Rigby, J. K., Hamblin, W. K. (Eds.), Recognition of ancient sedimentary environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, SEPM special publication, v.16, p. 98-107.*
- Shanley, K.W., McCabe, P.J., Hettinger, R.D. 1992. Significance of tidal influence in fluvial deposits for interpreting sequence stratigraphy. *Sedimentology, v.39, p. 905–930.*
- Shanley, K.W., McCabe, P.J. 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, U.S.A. *In: Flint, S., Bryant, I. (Eds.), Quantitative Modeling of Clastic Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues, International Association of Sedimentologists Special Publication, v.15, p. 21–55.*
- Shanmugam, G., Poffenberger, M., Toro Alava, J. 2000. Tide-dominated estuarine facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador. *AAPG bulletin, v.84(5), p. 652-682.*
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C. 1949. Integrated facies analysis. *In: Longwell, C.R. (Ed.). Sedimentary Facies in Geologic History. Geological Society of America Memoir, v.39, p. 91-124.*
- Souza, P.A., Marques-Toigo, M. 2005. Progress on palynostratigraphy of the permian strata in Rio Grande do sul state, Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.77(2), p. 353-365.*
- Souza, P.A. 2006. Late carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Paleobotany and Palynology, v.138(1), p. 9-29.*
- Suguio, K., 2007. *Geologia Sedimentar. São Paulo: Edgard Blücher, 400p.*
- Vieira, L.V. Scherer, C.M.S., 2017. Facies architecture and high resolution sequence stratigraphy of an aeolian, fluvial and shallow marine system in the Pennsylvanian Piauí Formation, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences, v.76, p. 238-256.*
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. *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. Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v.42, p. 39–45.*
- Visser, M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology, v.8(11), p. 543-546.*

- Walker, R.G. 1984. General introduction: facies, facies sequences and facies models. *In:* Walker, R.G (Ed.), *Facies Models*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, p. 1-9.
- Walker, R. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In:* Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, p. 1-14.
- Walker, R., Plint., A.G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. *In:* Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada Publications, Canadá, p. 219-238.
- White, I.C. 1908. Relatório sobre as coal measures e rochas associadas, do sul do Brasil. Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro, v. 1, p. 2-300.
- Wildner, W., Ramgrab, G.E., Lopes, R.D., Iglesias, C.D.F. 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul: escala 1:750.000. Porto Alegre: CPRM, 1 mapa, Escala 1:750.000.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.D.J., Marques, A., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Zanotto, O.A. 1990. Bacia do Paraná. *In:* Raja, Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Coord.), *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobrás, p. 135-168.

8. HISTÓRICO ESCOLAR

Data 03/02/2019 00:40 -- Página 1/1

| | | |
|---|---|---|
|  | Universidade Federal do Rio Grande do Sul Programa de Pós-Graduação em Geociências |  |
| Histórico Curso | | |

Nome: RICARDO MAAHS**Cartão:** 244652**Situação:** ATIVO**Curso:** GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico**Área de Concentração:** ESTRATIGRAFIA**Orientador:** JULIANO KUCHLE**Coorientador:** Renata dos Santos Alvarenga Kuchle**Proficiência no(s) Idioma(s):** Inglês

| Período | Código | Atividade de Ensino/Professor | Créditos | Carga Horária | Conceito | Frequência (%) | Situação | Instituição |
|---------|----------|--|----------|---------------|----------|----------------|----------|-------------|
| 2018/02 | GEB00135 | BIOMARCADORES NA GEOQUÍMICA DO PETRÓLEO Professor: TAIS FREITAS DA SILVA Titulação: Doutorado | 4 | 60 | A | - | Aprovado | UFRGS |
| 2018/01 | GEB00046 | Análise estratigráfica Professor: JULIANO KUCHLE Titulação: Doutorado | 6 | 90 | A | - | Aprovado | UFRGS |
| 2018/01 | GEB00100 | Diagênese das rochas sedimentares clásticas Professor: LUIZ FERNANDO DE ROS Titulação: Doutorado | 3 | 45 | B | 100.00 | Aprovado | UFRGS |
| 2018/01 | GEB00044 | Estratigrafia Avançada Professor: CLAITON MARLON DOS SANTOS SCHERER Titulação: Doutorado | 4 | 60 | A | 100.00 | Aprovado | UFRGS |
| 2018/01 | GEB00045 | Fácies e Sistemas Depositionais Professor: CLAITON MARLON DOS SANTOS SCHERER Titulação: Doutorado | 5 | 75 | A | 100.00 | Aprovado | UFRGS |
| 2018/01 | GEP19-40 | T.E. em Geologia Sedimentar: GEOLOGIA DAS ROCHAS CARBONÁTICAS | 4 | 60 | A | 100.00 | Aprovado | UFRGS |
| | | Inglês em 03/08/2018 | - | - | - | - | | |

| Conceitos |
|-----------------------------|
| A - Conceito Ótimo |
| B - Conceito Bom |
| C - Conceito Regular |
| D - Conceito Insatisfatório |
| FF - Falta de Frequência |

| Totais | |
|--|----|
| Créditos cursados com aprovação neste Curso: | 26 |
| Total: | 26 |

Documento gerado sob autenticação Nº WAE.605.034.SNG

Podendo ser constatada em até 45 dias a partir da data de emissão, na Internet, pelo endereço <http://www.ufrgs.br/autenticacao>, tendo validade sem carimbo e assinatura.

9. PARECERES DA BANCA EXAMINADORA

10. APÊNDICES

Apêndice 1 – Perfil descritivo de testemunhos de sondagem SG-02 - Descrição do testemunho SG-02, em escala 1:50, entre as profundidades 40,3 a 131,5 m (modificado de Maahs, 2017).

Apêndice 2 – Perfil descritivo de testemunhos de sondagem SG-03 - Descrição do testemunho SG-03, em escala 1:50, entre as profundidades 61,75 a 168,0 m (modificado de Maahs, 2017).

Apêndice 3 – Perfil descritivo de testemunhos de sondagem SG-04 - Descrição do testemunho SG-04, em escala 1:50, entre as profundidades 17,0 a 83,5 m (modificado de Maahs, 2017).

Apêndice 4 – Perfil descritivo de testemunhos de sondagem SG-08 - Descrição do testemunho SG-08, em escala 1:50, entre as profundidades 42,6 a 124,25 m (modificado de Maahs, 2017).

Apêndice 5 – Perfil descritivo de testemunhos de sondagem SG-17 - Descrição do testemunho SG-17, em escala 1:50, entre as profundidades 267,5 a 336,6 m (modificado de Maahs, 2017).

Apêndice 1

(modificado de Maahs, 2017)

PERIL DESCRITO DE TESTEMUNHO DE SONDAGEM

SG-02-RS

Posição do Testemunho:

Coordenadas:
Faixa UTM 21
E: 777350
N: 6660000

Intervalo Estudado:
40,3 - 131,5 m

Cota da Boca:
75 m

Escala de Estudo:
1:50

Data da Descrição:
20/02/2017 e
18/12/2018

Autor:
Ricardo Maahs

Fácies:

| | | |
|---|--|--|
| Emb _m - Embasamento metamórfico | Shcs - Arenito com estratificação cruzada hummocky | Hr - Heterolito com ripples |
| Gcm - Conglomerado clasto suportado maciço | Sscs - Arenito com estratificação cruzada swaley | Hr _b - Heterolito com ripples bidirecionais |
| Gmm - Conglomerado matriz suportado maciço | Sl - Arenito com estratificação cruzada baixo ângulo | Hw - Heterolito com ripples de fluxo combinado |
| Gm ₁ - Arenito grosso a conglomerado maciço imaturo | Sh - Arenito com laminação horizontal | Hw - Heterolito com wavy ripples |
| Sm - Arenito maciço | Sr - Arenito com ripples | Fm - Fino maciço |
| Sc - Arenito com estratificação cruzada | Sr _f - Arenito com ripples com drapes de lama | Fl - Fino laminado |
| Sc _d - Arenito com estratificação cruzada com drapes de lama | Sw - Arenito com wavy ripples | C - Carvão |

Símbolos:

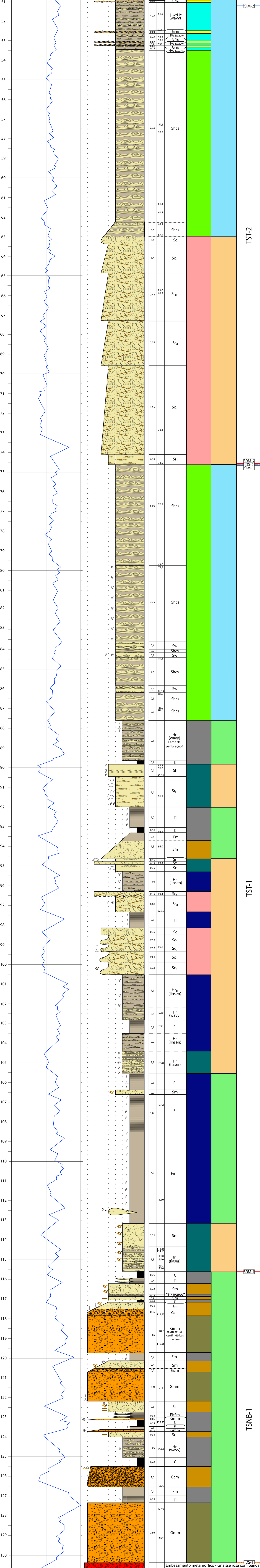
| | | | | |
|--------------------|-----------------------|---------------------|----------------------------|------------------|
| Bioturbação | Fluidez | Restos de plantas | Nódulos diagenéticos | Marcas de raízes |
| Nível de lama | Intraclastos lamosos | Grânulos embricados | Estruturas de cisalhamento | |
| Grânulos dispersos | Ripples bidirecionais | Ripples simétricas | | |

Associações de Fácies:

| | | | | |
|-------------------------|--------------------|-------------------------------------|--------------------|--------------------------|
| Leque Aluvial | Canal Fluvial | Depósitos Externos ao Canal Fluvial | Barra de Maré | Planície de Maré Arenosa |
| Planície de Maré Lamosa | Shoreface Superior | Shoreface Médio | Shoreface Inferior | |

Sistemas Depositionais:

| | | |
|---------|----------------------------|--------------------------------|
| Aluvial | Estuário Dominado por Maré | Marinho Raso Dominado por Onda |
|---------|----------------------------|--------------------------------|



Perflagem Geofísica

Raio Gama

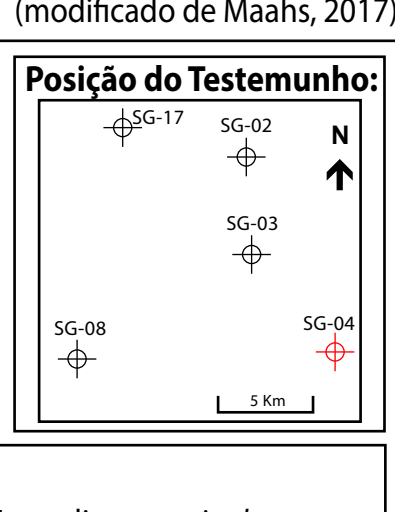
Litologia

| Profundidade (m) | Foto | Fácies | Associação de fácies | Sistema Depositional | Sup. Limitrofes e Tratos de Sistemas |
|------------------|------|--------|----------------------|----------------------|--------------------------------------|
| 131 | | | | | |
| 132 | | | | | |
| 133 | | | | | |
| 134 | | | | | |
| 135 | | | | | |
| 136 | | | | | |
| 137 | | | | | |
| 138 | | | | | |
| 139 | | | | | |
| 140 | | | | | |
| 141 | | | | | |
| 142 | | | | | |
| 143 | | | | | |
| 144 | | | | | |
| 145 | | | | | |
| 146 | | | | | |
| 147 | | | | | |
| 148 | | | | | |
| 149 | | | | | |
| 150 | | | | | |
| 151 | | | | | |
| 152 | | | | | |
| 153 | | | | | |
| 154 | | | | | |
| 155 | | | | | |
| 156 | | | | | |
| 157 | | | | | |
| 158 | | | | | |
| 159 | | | | | |
| 160 | | | | | |
| 161 | | | | | |
| 162 | | | | | |
| 163 | | | | | |
| 164 | | | | | |
| 165 | | | | | |
| 166 | | | | | |
| 167 | | | | | |
| 168 | | | | | |
| 169 | | | | | |
| 170 | | | | | |
| 171 | | | | | |
| 172 | | | | | |
| 173 | | | | | |
| 174 | | | | | |
| 175 | | | | | |
| 176 | | | | | |
| 177 | | | | | |
| 178 | | | | | |
| 179 | | | | | |
| 180 | | | | | |
| 181 | | | | | |
| 182 | | | | | |
| 183 | | | | | |
| 184 | | | | | |
| 185 | | | | | |
| 186 | | | | | |
| 187 | | | | | |
| 188 | | | | | |
| 189 | | | | | |
| 190 | | | | | |
| 191 | | | | | |
| 192 | | | | | |
| 193 | | | | | |
| 194 | | | | | |
| 195 | | | | | |
| 196 | | | | | |
| 197 | | | | | |
| 198 | | | | | |
| 199 | | | | | |
| 200 | | | | | |

Embasamento metamórfico - Gnaiss rosa com bandamento milimétrico a centimétrico, com bandas máficas escuras de até 2 cm composto por micas e anfíbios, e bandas félsicas róseas de quartzo e feldspatos.

PERIL DESCRITO DE TESTEMUNHO DE SONDAGEM

SG-04-RS



| | | | | | |
|--|---|-------------------------------|----------------------------------|---|--------------------------------|
| Coordenadas: Faixa UTM 21 E: 782000 N: 6649750 | Intervalo Estudado: 17,0 - 83,5 m | Cota da Boca: 130 m | Escala de Estudo: 1:50 | Data da Descrição: 22/02/2017 e 19/12/2018 | Autor: Ricardo Maahs |
|--|---|-------------------------------|----------------------------------|---|--------------------------------|

Fácies:

| | | |
|---|---|---|
| Emb _g - Embasamento granítico | Sscs - Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> | Hr _b - Heterolito com <i>ripples</i> bidirecionais |
| Gmm - Conglomerado matriz suportado maciço | Sh - Arenito com laminação horizontal | Hw - Heterolito com <i>ripples</i> de fluxo combinado |
| Gm _i - Arenito grosso a conglomerado maciço imaturo | Sr - Arenito com <i>ripples</i> | Hw - Heterolito com <i>wavy ripples</i> |
| Sm - Arenito maciço | Sr _d - Arenito com <i>ripples</i> com drapes de lama | Fm - Fino maciço |
| Sc - Arenito com estratificação cruzada | Sw - Arenito com <i>wavy ripples</i> | Fl - Fino laminado |
| Sc _d - Arenito com estratificação cruzada com drapes de lama | Hr - Heterolito com <i>ripples</i> | C - Carvão |
| Shcs - Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> | | |

Símbolos:

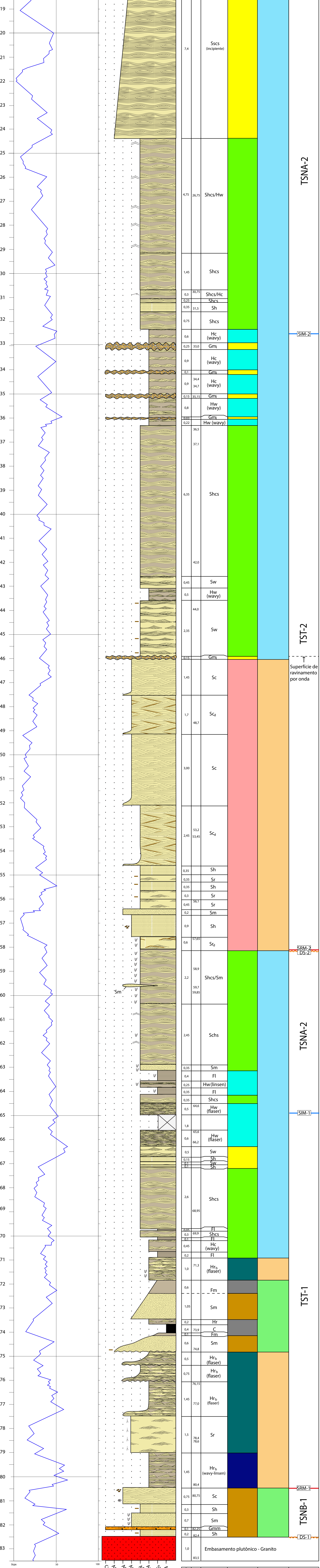
| | | | |
|---------------|-------------------------------|---------------------------|------------------|
| Bioturbação | Intraclastos lamosos | Nódulos diagenéticos | Marcas de raízes |
| Nível de lama | <i>Ripples</i> unidirecionais | <i>Ripples</i> simétricas | |

Associações de fácies:

| | | | | |
|---------------------------|-------------------------------------|---------------------------|--------------------------|-------------------------|
| Canal Fluvial | Depósitos Externos ao Canal Fluvial | Barra de Maré | Planície de Maré Arenosa | Planície de Maré Lamosa |
| <i>Shoreface</i> Superior | <i>Shoreface</i> Médio | <i>Shoreface</i> Inferior | | |

Sistemas Depositionais:

| | | |
|---------|----------------------------|--------------------------------|
| Aluvial | Estuário Dominado por Maré | Marinho Raso Dominado por Onda |
|---------|----------------------------|--------------------------------|

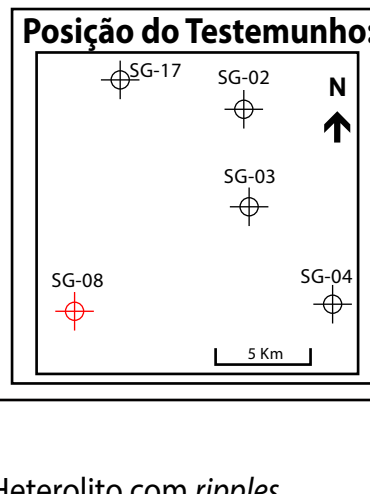


Apêndice 4

(modificado de Maahs, 2017)

PERIL DESCRITO DE TESTEMUNHO DE SONDAGEM

SG-08-RS



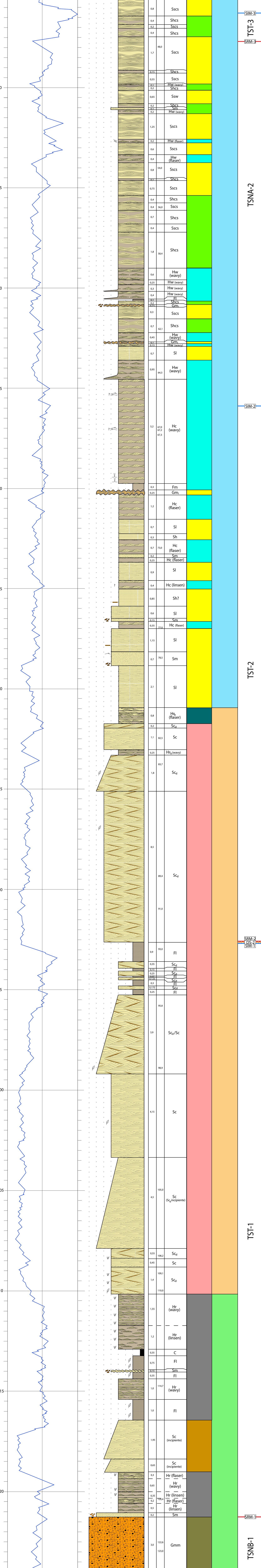
| | | | | | |
|--|---|------------------------------|----------------------------------|---|--------------------------------|
| Coordenadas: Faixa UTM 21 E: 768400 N: 6649400 | Intervalo Estudado: 42,6 - 124,25 m | Cota da Boca: 90 m | Escala de Estudo: 1:50 | Data da Descrição: 26/09/2017 e 19/12/2018 | Autor: Ricardo Maahs |
|--|---|------------------------------|----------------------------------|---|--------------------------------|

| Fácies: | | | | | |
|---|--|--|--|--|--|
| Gmm - Conglomerado matriz suportado maciço | Shcs - Arenito com estratificação cruzada hummocky | Hr - Heterolito com ripples bidirecionais | | | |
| Gm ₁ - Arenito grosso a conglomerado maciço imaturo | Sscs - Arenito com estratificação cruzada swaley | Hw - Heterolito com ripples de fluxo combinado | | | |
| Sm - Arenito maciço | Sl - Arenito com estratificação cruzada baixo ângulo | Hw - Heterolito com wavy ripples | | | |
| Sc - Arenito com estratificação cruzada | Sh - Arenito com laminação horizontal | Fl - Fino laminado | | | |
| Sc ₁ - Arenito com estratificação cruzada com drapes de lama | Hr - Heterolito com ripples | C - Carvão | | | |

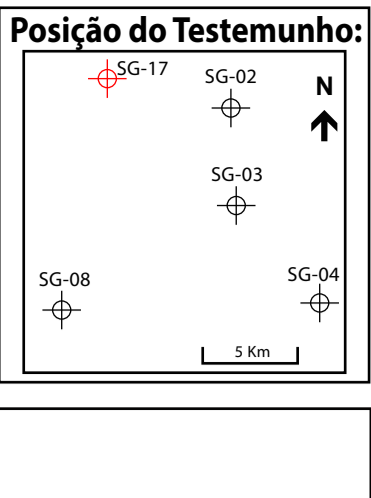
| Símbolos: | | | | | |
|--------------------|---------------|----------------------|----------------------------|--|--|
| Bioturbação | Fluidização | Restos de plantas | Estruturas de cisalhamento | | |
| Grânulos dispersos | Nivel de lama | Intraclastos lamosos | Ripples bidirecionais | | |
| | | | Ripples unidirecionais | | |

| Associações de Fácies: | | | | | |
|------------------------|-----------------|-------------------------------------|---------------|--------------------------|--|
| Leque Aluvial | Canal Fluvial | Depósitos Externos ao Canal Fluvial | Barra de Maré | Planície de Maré Arenosa | |
| Shoreface Superior | Shoreface Médio | Shoreface Inferior | | | |

| Sistemas Depositionais: | | |
|-------------------------|----------------------------|--------------------------------|
| Aluvial | Estuário Dominado por Maré | Marinho Raso Dominado por Onda |



PERIL DESCRITO DE TESTEMUNHO DE SONDAGEM
SG-17-RS



| | | | | | |
|--|---|-------------------------------|----------------------------------|---|--------------------------------|
| Coordenadas: Faixa UTM 21 E: 770800 N: 6661600 | Intervalo Estudado: 267,5 - 336,6 m | Cota da Boca: 105 m | Escala de Estudo: 1:50 | Data da Descrição: 23/02/2017 e 19/12/2018 | Autor: Ricardo Maahs |
|--|---|-------------------------------|----------------------------------|---|--------------------------------|

Fácies:

| | | |
|--|--|--|
| Emb _m - Embasamento metamórfico | Sc - Arenito com estratificação cruzada | Sw - Arenito com wavy ripples |
| Gm ₁ - Arenito grosso a conglomerado maciço imaturo | Shcs - Arenito com estratificação cruzada hummocky | Hw - Heterolito com ripples de fluxo combinado |
| Sm - Arenito maciço | Sl - Arenito com estratificação cruzada baixo ângulo | Hw - Heterolito com wavy ripples |

Símbolos:

| | | | | |
|-------------|-------------|---------------|----------------------|------------------------|
| Bioturbação | Fluidização | Nível de lama | Intraclastos lamosos | Ripples unidirecionais |
|-------------|-------------|---------------|----------------------|------------------------|

Associações de fácies:

| | | |
|--------------------|-----------------|--------------------|
| Shoreface Superior | Shoreface Médio | Shoreface Inferior |
|--------------------|-----------------|--------------------|

Sistemas Depositionais:

| |
|--------------------------------|
| Marinho Raso Dominado por Onda |
|--------------------------------|

