



Universidade Federal de Santa Catarina

Centro de Filosofia e Ciências Humanas - CFH

Departamento de Geociências – GCN

JOÃO PEDRO TAUSCHECK ZIELINSKI

ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE SUCESSÕES SEDIMENTARES EOPERMIANAS DA BORDA SUDESTE DA BACIA DO PARANÁ, ESTADO DE SANTA CATARINA

FLORIANÓPOLIS

2014

JOÃO PEDRO TAUSCHECK ZIELINSKI

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE SUCESSÕES SEDIMENTARES
EOPERMIANAS DA BORDA SUDESTE DA BACIA DO PARANÁ, ESTADO DE
SANTA CATARINA**

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

Orientador: Prof. Dr. Marivaldo dos Santos
Nascimento

FLORIANÓPOLIS

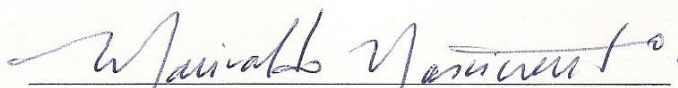
2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso
**“ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE SUCESSÕES SEDIMENTARES
PERMIANAS DA BORDA SUDESTE DA BACIA DO PARANÁ, ESTADO DE
SANTA CATARINA”** elaborado por **João Pedro Tauscheck Zielinski**, como
requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

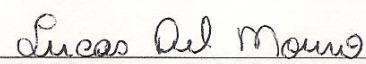
Comissão Examinadora:



Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento - Orientador
Departamento de Geociências-UFSC
Grupo de Análise de Bacias - ANBA



Prof. Dr. Paulo Sergio Gomes Paim - Membro
UNISINOS



Prof. MSc. Lucas Del Mouro - Membro
PFRH-PETROBRAS 240/ UFSC

Florianópolis – SC
Dezembro / 2014

AGRADECIMENTOS

Antes de agradecer à instituição que propiciou a minha formação, eu devo os meus sinceros agradecimentos aos meus pais, Maria Inês e João Felício, que nunca deixaram de me apoiar em todas as etapas da minha vida e, tenho certeza, continuarão apoiando cada nova fase pela qual irei passar.

Ao meu irmão, Bruno, pelo qual tenho muito amor e carinho, e a todos os meus familiares que sempre estiveram presentes nos momentos felizes e tristes de minha vida. Agradeço também à Monique, minha companheira, que dividiu (e ainda divide!) comigo muitos momentos felizes não só durante a graduação, mas também nas festas, viagens, e momentos especiais que estivemos juntos.

Obrigado a todos os colegas da UFSC, especialmente a Pâmela, Taynah, Thaili, Juliana, Rachid, Esdras, Elias, Toquinho, Digo Mel, Beiço, Bruninho, Toffol, Manu, Erico, Mariah, Rodolfo, Jonathas, Pedro UFRGS e Fernanda. Estudar com vocês se tornou prazeroso e, acima de tudo, construtivo. Agradeço também aos colegas de UCM, Manu, Jose Vázquez, Alvaro, Jairo, Guillermo, Victor Collaguazo, Rayana, Yuri e Vinicius. ¡*Les agradezco de verdad!*

Agradeço à Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) e Universidad Complutense de Madrid (UCM), duas instituições de ensino que tive o privilégio de conhecer e estudar, mas devo dizer que os maiores valores que elas carregam estão nas salas de aula, laboratórios e escritórios que elas abrigam: as pessoas. São esses profissionais que trabalham nessas universidades que merecem os meus elogios.

Obrigado aos professores e funcionários da UFSC e UCM, especialmente o meu orientador, Marivaldo dos Santos Nascimento, que acreditou no meu potencial e que sempre me auxiliou nas atividades acadêmicas. Gostaria também de agradecer as pessoas que conviveram comigo durante um mês no Marcus G. Langseth, junto com os quais tive a oportunidade de conhecer um pouco mais sobre a aquisição sísmica 3D. *Thank you very much guys!*

Muito obrigado aos membros da banca pela avaliação desse trabalho, e ao PFRH-PB 240/UFSC pelo auxílio financeiro, fundamental para o desenvolvimento dessa pesquisa.

RESUMO

O registro estratigráfico permiano da Bacia do Paraná é caracterizado por uma notável variabilidade faciológica lateral e vertical, que podem ser atribuídas ao processo de fragmentação do Gondwana, aliado às mudanças climáticas. Como resultado, o nível relativo do mar sofreu uma subida generalizada, embora pulsos regressivos de menor escala fizessem com que o arcabouço estratigráfico desse período fosse marcado por ciclos regressivos-transgressivos. A identificação desses ciclos é baseada fundamentalmente no reconhecimento dos sistemas deposicionais e superfícies estratigráficas chaves que, se relacionados cronoestratigraficamente, e interpretados sob a ótica da Estratigrafia de Sequências, fornecem informações acerca da evolução estratigráfica da bacia. Esta evolução está bem caracterizada tanto nas porções sul-paranaense/norte-catarinense quanto na rio-grandense, mas ainda é pouco estudada no centro-leste catarinense. Por isso, o presente trabalho teve como objetivo reconstituir os sistemas deposicionais permianos e interpretar os tratos de sistemas com base na caracterização de superfícies estratigráficas genéticas, além de propor um arcabouço estratigráfico para as formações Taciba e Rio Bonito. A partir da confecção dos perfis litoestratigráficos, elaboração de fotomosaicos, análise das paleocorrentes e observação do conteúdo fossilífero, foi possível individualizar 11 associações de fácies que representam 3 sistemas deposicionais (fluvial mendrante, fluvial entrelaçado e estuarino dominado por maré e onda), que encontram-se limitados por superfícies estratigráficas que permitiram interpretar dois tratos de sistemas: Trato de Sistema de Nível de Mar Baixo (TSMB) - limitado no topo por um limite de sequência (LS), corresponde à porção flúvio-deltaica do Membro Rio do Sul (Formação Taciba); e Trato de Sistema Transgressivo (TST) - ocorre na porção superior da seção estratigráfica e constitui um sistema estuarino, ilha barreira-lagunar, limitado na base por uma Superfície Transgressiva (ST) com *onlap* costeiro. Estes tratos de sistemas representam parte do ciclo regressivo-transgressivo da Supersequência Gondwana I constituído pelos membros Rio do Sul e Triunfo (Formação Taciba), e Membro Paraguaçu (Formação Rio Bonito).

Palavras-chave: Sistemas Deposicionais. Tratos de Sistemas. Permiano Inferior. Bacia do Paraná.

ABSTRACT

The Permian stratigraphic record of the Paraná Basin is characterized by a notably faciological variability, which can be attributed to changes imposed by the migration and fragmentation of Gondwana, but also because of the climatic changes during deglaciation. As a result, the relative sea-level had suffered a generalized ascension, even though small regressives pulses indicated that this period experimented regressive-transgressive cycles, which are preserved in the stratigraphic record. The identification of these cycles is primarily based on the depositional systems and stratigraphic surfaces recognition that, if chronostratigraphically associated, and interpreted using the Sequence Stratigraphy concepts, may provide some information about the stratigraphic evolution of the basin. This evolution is already studied both in the southern Paraná state/northern Santa Catarina state and Rio Grande do Sul state, but it is not fully understood in the center east Santa Catarina state. The aim of this study was to reconstruct the Permian depositional systems and to interpret the system tracts based on the characterization of sequence stratigraphic surfaces and, additionally, to propose a stratigraphic framework for the Taciba and Rio Bonito formation. Through the construction of stratigraphic logs, photomosaics, paleocurrent analysis and the observation of fossil content, it was possible to individualize eleven distinct facies associations which represent three depositional systems (fluvial meandering channel system, braided rivers system and storm-tidal influenced estuarine system), all of these limited by sequence stratigraphic surfaces that provided the interpretation of two system tracts: Highstand System Tract (HST) – limited at the top by a Sequence Boundary (SB) surface, which correspond to the fluvial-deltaic portion of the Rio do Sul Member (Taciba Formation); and a Transgressive System Tract (TST), which occurs in the upper part of the studied stratigraphic section and constitutes an estuarine system with a lagoonal barrier-island, and is limited at the base by a Transgressive Surface (TS) in which it is possible to see a coastal onlap. These system tracts represent part of the regressive-transgressive cycle of the Gondwana I Supersequence that are constituted by the Rio do Sul and Triunfo Members (Taciba Formation), and Paraguaçu Member (Rio Bonito Formation).

Key-words: Depositional Systems. System Tracts. Permian. Paraná Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – (A) mapa geológico simplificado com a localização dos afloramentos estudados (base GEOBANK/CPRM). (B) Mapa político do Brasil, com destaque para a Bacia do Paraná e posição das exposições estudadas na sua borda sudeste.	14
Figura 2 – Mapa geológico simplificado, mostrando a localização da Bacia do Paraná na América do Sul e a distribuição espacial das supersequências propostas por Milani (1997). Fonte: Milani, 2004.	15
Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná. Retirado de Milani <i>et al.</i> 2007.	17
Figura 4 – Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, enfatizando as estruturas NE-SW e destacando um “rifte central” proposto por Marques <i>et al.</i> , 1993.	20
Figura 5– Elementos arquiteturais internos ao canal (modificado de Miall, 1988).	25
Figura 6 - Elementos arquiteturais externos aos canais fluviais (modificado de Miall, 1996).	25
Figura 7 - Fluxograma representativo dos fatores alogênicos principais e a influência que eles exercem no padrão de empilhamento (modificado de Catuneanu, 2006).	28
Figura 8 – Diferentes escalas (ordens hierárquicas) de análise de sequências estratigráficas e suas principais causas (modificado de Catuneanu, 2006).	28
Figura 9– Diagramas ilustrando o efeito da ação da energia da onda na criação ou destruição do espaço de acomodação (modificado de Catuneanu, 2006).	29
Figura 10 – Ilustração esquemática das relações em entre os três fatores principais responsáveis pela criação do espaço de acomodação (modificado de Jervey, 1998).	30
Figura 11 – Nível do mar relativo conforme adotado por Jervey (1998).	30
Figura 12 – Ilustração do nível de base com extensão ao nível do mar para dentro do continente (modificado de Catuneanu, 2006).	31
Figura 13 – Ilustração do perfil de equilíbrio fluvial (modificado de Catuneanu, 2006).	32
Figura 14 – (A) Situação inicial, com o nível do mar “estável”; (B) Transgressão da linha de costa, que exhibe um padrão retrogradacional das fácies; e (C) Regressão da linha de costa, que exhibe um padrão progradacional das fácies (modificado de Catuneanu, 2006).	33
Figura 15 – Regressão normal e forçada de acordo com a mudança do nível de base, gráfico superior, e taxas de sedimentação e de mudança do nível de base, gráfico inferior (Modificado de Catuneanu, 2006).	34
Figura 16 – Diferentes padrões de empilhamento estratal durante a regressão normal (A e B) e regressão forçada (C) (modificado de Posamentier & Allen, 1999).	34
Figura 17 – Exemplo ilustrativo das terminações estratais (Catuneanu, 2006).	36
Figura 18 – Ciclo transgressivo-regressivo completo, eventos e superfícies estratigráficas geradas (modificado de Catuneanu, 2006).	37
Figura 19 – Conjunto de parasequências progradacionais, retrogradacionais e agradacionais (modificado de Van Wagoner, 1988).	41
Figura 20 – Imagem ilustrando a diferença dos modelos com três tratos de sistemas (acima) e com quatro tratos de sistemas (abaixo).	42
Figura 21 – Ilustração do TSNA com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (modificado de Catuneanu, 2006).	43
Figura 22 - Ilustração do TSMQ com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (modificado de Catuneanu, 2006).	44

Figura 23 - Ilustração do TSNB com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (modificado de Catuneanu, 2006).	45
Figura 24 - Ilustração do TST com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (modificado de Catuneanu, 2006).	47
Figura 25 – Modelos de sequência e seus respectivos limites (modificado Catuneanu, 2002).	48
Figura 26 – (A) Perfil litoestratigráfico com as associações de fácies AF1 e AF2; (B) visão panorâmica do afloramento que exibe nítido aumento ascendente dos pacotes de arenitos, formando ciclos granodecrescentes ascendentes, com elementos arquiteturais e superfícies limítrofes; (C) detalhe de pelito com textura <i>blocky</i> (paleosolo); (D) arenito médio a fino exibindo uma intergradação de fácies separadas por superfícies de 2ª ordem; (E) ciclos granodecrescentes ascendentes, característicos de planícies de inundação, interpretado como sucessivos eventos de inundação; (F) contato erosivo entre a AF1 e AF3, que pode ser traçado por vários metros.....	53
Figura 27 – (A) Perfil litoestratigráfico da associação de fácies de planície de inundação; (B) arenito fino com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte; (C) foto de detalhe na qual é possível observar os elementos CS e FF limitados por uma superfície de 4ª ordem; e (D) heterolito <i>wavy</i>	54
Figura 28 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de canais entrelaçados (AF3); (B) foto de afloramento mostrando os ciclos granodecrescentes ascendentes, os elementos arquiteturais e as superfícies limítrofes; (C) Elemento de acreção frontal (DA) camadas arenitos finos com estratificação cruzada tabular (<i>Sp</i>), limitadas por superfícies de 3ª ordem, e com filmes carbonosos recobrimdo as superfícies; (D) arenito fino com estratificação cruzada assimétrica (<i>Sr</i>) e arenito fino com estratificação sigmoidal (<i>Ss</i>) - elemento de acreção lateral (LA) ? - com superfícies de 3ª ordem; (E) foto de detalhe de arenito fino de litofácies <i>Sp</i> ; e (F) foto de afloramento mostrando a superfície erosiva de alto relevo, com crosta laterítica, que limita a AF3 da AF4.	58
Figura 29 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de frente deltaica-prodelta; (B) superfície erosiva basal sobreposta por conglomerados, arenitos e pelitos, com granodrescência ascendente; (C) paraconglomerado intraformacional com clastos de pelito, subangulosos e subarredondados, e matriz arenosa (<i>Gmg</i>); (D) arenito fino com estratificação cruzada simétricas (<i>So</i>) sobreposto a heterolito linsen (<i>HI</i>) com estrutura de carga; (E) arenito fino/pelito com acamamento heterolítico <i>wavy</i> (<i>Hw</i>) com truncamento erosivo; (F) heterolito linsen (<i>HI</i>); (G) arenito médio com estratificação cruzada de baixo ângulo (<i>SI</i>) na base e arenito médio com climbing-ripples e recobrimentos argilosos nos foresets no topo; (H) paraconglomerado intraformacional com clastos de arenito subangulosos (<i>Gmg</i>); (I) heterolito linsen na base e arenito médio com laminação planar-paralela (<i>Sh</i>) e estrutura de carga no topo; e (J) arenito médio com estratificação cruzada assimétrica (<i>Sr</i>) com <i>mud drapes</i>	61
Figura 30 - Estratificação cruzada do tipo <i>hummocky-swaley</i> de grande porte (>1m): (A) fotografia interpretada da estratificação e (B) fotografia da estratificação sem interpretação.....	61

- Figura 31 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de preenchimento de baía central, canal de maré e barra de maré; (B) foto de afloramento das associações AF5, AF6 e AF7; (C) arenito fino com estratificação cruzada assimétrica cavalgante (Sr); (D) arenito fino com estratificação cruzada assimétrica (Sr) intercalado com heterolito linsen (Hl); (E) heterolito linsen (Hl) com gretas de dessecação; arenito fino com acamamento flaser (Hf) e estrutura de deformação do tipo *slump*. 63
- Figura 32 – Vista panorâmica dos depósitos de preenchimento de canais estuarinos: associações de canal de maré (AF6) e de delta de maré (AF7). Notar a disposição oposta dos estratos cruzados das barras de maré. 64
- Figura 33 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de face litorânea superior (AF 8), laguna (AF 9) e leque de lavagem (AF 10); e (B) foto panorâmica mostrando a geometria dos corpos arenosos e pelíticos litorâneos. 65
- Figura 34 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de face litorânea inferior/intermediária (AF8), laguna (AF9), leque de lavagem (AF10) e face praial (AF11); (B) relação lateral e vertical das associações de fácies; (C) vista em afloramento da AF9 sobreposta pela AF10; (D) heterolito *flaser* na base e *wavy* no topo, como nódulos de pirita; (E) heterolito *wavy*; (F) arenito médio com estratificação acanalada; e (G) estratificação de baixo ângulo da face praial (AF11). 67
- Figura 35 - Perfis estratigráficos, associação de fácies e sistemas deposicionais descritos nos afloramentos BP-06 e BP-08..... **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 36 – (A) Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas e limites de sequência propostos neste trabalho, coluna litoestratigráfica e curva de variação do nível de base; (B) Curva de variação do nível do mar de acordo com a escola da Exxon e Hallam (1983); e (C) Mapa geológico e seção estudada. **Erro! Indicador não definido.**
- Figura 37 – Arenito médio com estratificação cruzada de baixo ângulo (*Sl*) mostrando o *onlap* costeiro sobre uma delgada camada de pelito intensamente bioturbada..... **Erro! Indicador não definido.**

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Classificação de fácies para sistemas fluviais de acordo com Miall (1996).	23
Quadro 2 – Ordem hierárquica das superfícies limítrofes, suas características e interpretação (modificado de Miall, 1985).....	24
Quadro 3 – Sumário das principais características das litofácies identificadas nas sucessões permianas da borda sudeste da Bacia do Paraná, Santa Catarina, estudadas neste trabalho.	51

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
1.1. ABORDAGEM E RELEVÂNCIA DO ESTUDO.....	12
1.2. OBJETIVOS.....	13
1.3. LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS	13
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	15
2.1. A BACIA DO PARANÁ.....	15
2.2. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	16
2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	19
3. MÉTODOS.....	21
3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	21
3.2. ESTUDO DOS AFLORAMENTOS	21
3.3. ANÁLISE FACIOLÓGICA E ARQUITETURAL.....	22
3.4. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	26
4. REFERENCIAL TEÓRICO	27
5. FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	49
6. SISTEMAS DEPOSICIONAIS E TRATOS DE SISTEMAS	68
6.1. SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE.....	68
6.2. SISTEMA FLUVIAL ENTRELACADO	69
6.3. SISTEMA ESTUARINO – ILHA BARREIRA.....	70
7. CONCLUSÕES.....	73
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74

1. INTRODUÇÃO

1.1. ABORDAGEM E RELEVÂNCIA DO ESTUDO

A Estratigrafia de Sequências interpreta o registro sedimentar frente às mudanças do nível de base e das tendências deposicionais que emergem da relação entre acomodação e sedimentação (Catuneanu 2006). Este método de análise estratigráfica é uma reformulação da maneira de interpretar a evolução de sistemas deposicionais, que possibilita uma visão integrada dos fatores geológicos que governam a evolução das bacias sedimentares. Estes fatores incluem o clima, a tectônica e a eustasia que, inter-relacionados, determinam o aporte sedimentar, o espaço de acomodação, a composição das rochas sedimentares e sua história diagenética.

Sistemas deposicionais são assembleias tridimensionais de fácies e processos relacionados que representam o produto sedimentar dos ambientes deposicionais, que gradam lateralmente para sistemas contemporâneos, identificados por associações fácies locais que registram principais elementos paleo-geomórficos (Catuneanu 2006). Os sistemas deposicionais representam a dinâmica e a variabilidade dos depósitos sedimentares, que são investigadas, com sucesso, utilizando-se os princípios da Estratigrafia de Sequências.

A Supersequência Gondwana I (Milani *et al.*, 2007; Carbonífero-Eotriássico) é a mais expressa sucessão sedimentar da Bacia do Paraná e que, no estado de Santa Catarina, encontra-se excepcionalmente exposta. Nos últimos anos, uma série de trabalhos tem sido publicados - Holz (1999), Holz (2003), Weinschütz e Castro (2005), Castro, Weinschütz e Castro (2005), Jásper *et al.* (2006) – que enfocam o registro sedimentar da Supersequência Gondwana I, fundamentalmente nos estados do Paraná e Rio Grande do Sul.

Como consequência, há um arcabouço estratigráfico bem definido tanto para as porções sul-paranaense/norte-catarinense quanto para a rio-grandense, deixando assim um espaço geográfico em que não há um detalhamento dos sistemas deposicionais e da estratigrafia. Mesmo assim, no centro-leste do estado de Santa Catarina, podem-se observar a ocorrência de megaflores contínuos que apresentam uma notável extensão, tanto lateral como vertical, de rochas permianas com excelentes estruturas que denotam um significado paleoambiental importante, e que auxiliaria no estabelecimento de um arcabouço estratigráfico mais preciso para esta parte da bacia, bem como ajudaria a fornecer dados para a caracterização dos elementos que compõem os sistemas petrolíferos não somente da Bacia do Paraná, mas como também em outras bacias intracratônicas brasileiras.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Principais

Este trabalho tem por finalidade: (1) reconstituir os sistemas deposicionais permianos por meio da análise de afloramentos que ocorrem na borda sudeste da Bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina; (2) interpretar os tratos deposicionais com base na caracterização de superfícies estratigráficas genéticas; e (3) propor um arcabouço estratigráfico para as unidades investigadas.

1.2.2. Específicos

Os objetivos específicos têm em vista: (1) interpretar as associações em termos de ambientes deposicionais; (2) caracterizar os padrões da sucessão de fácies para investigar as tendências deposicionais relacionadas às mudanças de espaço de acomodação e aporte sedimentar; (3) discutir os controles relacionados à evolução dos sistemas deposicionais e à origem de superfícies genéticas; e (4) definir tratos de sistemas com base na Estratigrafia de Sequências.

1.3. LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS

Dois afloramentos foram selecionados neste trabalho e estão localizados às margens da BR-282, próximos à cidade de Alfredo Wagner, Santa Catarina (Figura 1A). Estas duas exposições permianas encontram-se em contexto geomorfológico privilegiado na borda sudeste da Bacia do Paraná (Figura 1B), pois apresentam amplas extensões lateral e vertical, que permitem estudo sedimentológico e estratigráfico de detalhe.

O afloramento BP-06 apresenta aproximadamente 1 km de extensão lateral por 40 m de altura, e devido à configuração da rodovia, é possível percorrer desde os intervalos estratigráficos inferiores até os superiores, permitindo o empilhamento dos pacotes rochosos e, ao mesmo tempo, facilitando a compreensão da arquitetura de fácies, bem como da geometria dos corpos. Já o BP-08 possui 500 m de comprimento e altura que chega a atingir 30m, com desenho rodoviário semelhante ao anterior.

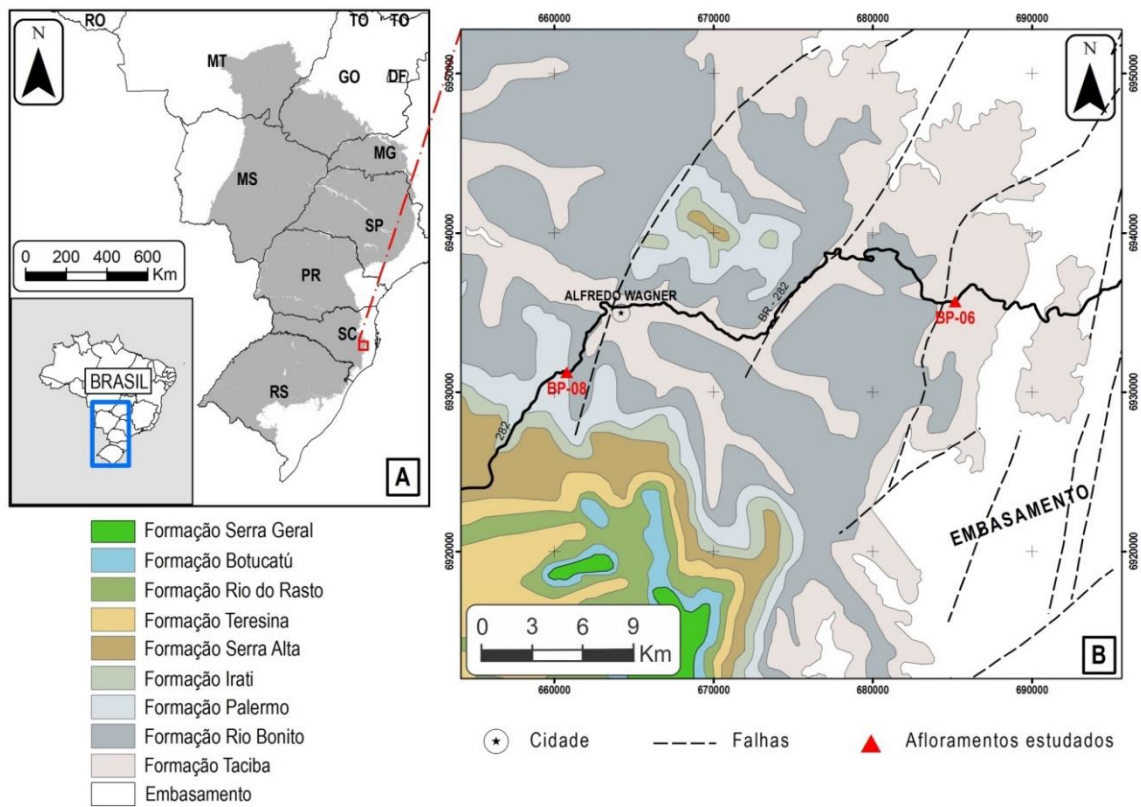


Figura 1 – (A) mapa geológico simplificado com a localização dos afloramentos estudados (base GEOBANK/CPRM). (B) Mapa político do Brasil, com destaque para a Bacia do Paraná e posição das exposições estudadas na sua borda sudeste.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. A BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná representa a maior bacia intracratônica brasileira, com aproximadamente 1.500.000km² totais (Milani *et al.*, 2007), dos quais 70% se encontram em território nacional. Está localizada no sudeste da América do Sul (Figura 2) e possui uma geometria em planta elíptica, cujo eixo maior distribui-se no sentido N-S (Pereira *et al.*, 2012). Seu flanco leste encontra-se modelado pela erosão em função do soerguimento crustal devido à abertura do Atlântico Sul durante o Mesozóico (Milani *et al.*, 2007), enquanto que a borda oeste é marcada por uma feição estrutural positiva, de direção norte-sul, que caracteriza um *bulge* flexural relacionado à sobrecarga litosférica atribuída à ação do cinturão orogênico andino (Shiraiwa, 1994). Já seu embasamento é composto por rochas metamórficas e magmáticas relacionadas ao Ciclo Brasileiro (700-450 Ma, Almeida e Hasui, 1984).

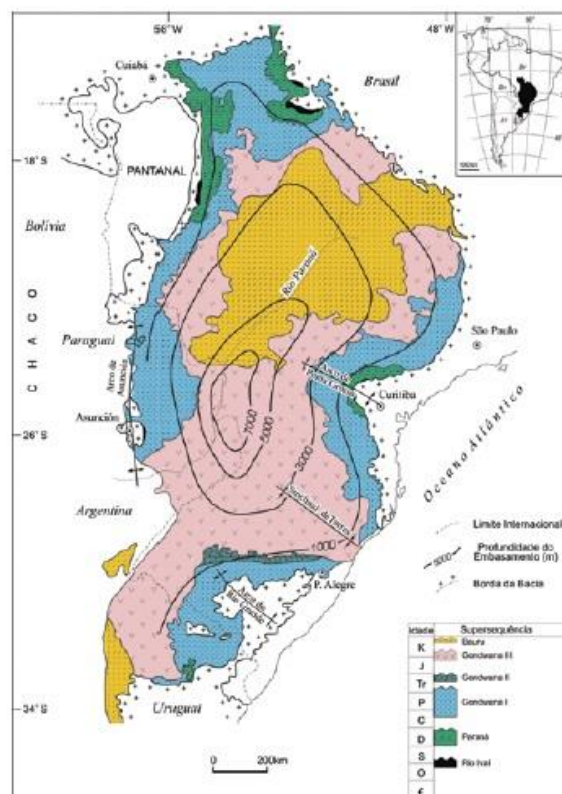


Figura 2 – Mapa geológico simplificado, mostrando a localização da Bacia do Paraná na América do Sul e a distribuição espacial das superseqüências propostas por Milani (1997). Fonte: Milani, 2004.

2.2. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná está marcado por um espesso pacote sedimentar-magmático de aproximadamente 7.000 m, sendo que seu depocentro coincide geograficamente com a calha do Rio Paraná (Milani *et al.* 2007). Todo o seu registro pode ser dividido em seis unidades de ampla escala ou Supersequências (*sensu* Vail, Todd e Sangree, 1977), formando pacotes rochosos representados por intervalos temporais de algumas dezenas de milhões de anos, separados por discondâncias regionais (Milani *et al.* 1997), conforme pode ser visto na Figura 3.

A **Supersequência Rio Ivaí** representa o início da sedimentação na Bacia do Paraná e é formada por rochas ordovicianas e silurianas, que se encontram balizadas por falhas NE-SW. Esta supersequência é representada pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. O topo desta supersequência é marcado por uma discordância neo-siluriana regional que representa exposição subaérea, com profunda erosão regional e consequente formação de expressivo peneplano (Milani *et al.*, 2007).

A **Supersequência Paraná** foi depositada durante um novo evento de subsidência regional ocorrido no Devoniano, representado pelas formações Furnas e Ponta Grossa. Marcada por uma notável uniformidade faciológica, a porção superior desta supersequência sofreu intensa erosão, embora breves episódios de sedimentação tenham sido propostos com base em associações de palinórfos (Milani *et al.*, 2007). Apesar de a maioria do seu registro sedimentar estar assentado sobre a Supersequência Rio Ivaí, na porção sul e sudeste da Bacia, as sucessões devonianas encontram-se diretamente em contato com o embasamento. A discordância neodevoniana demarca o limite superior dessa supersequência.

A **Supersequência Gondwana I** corresponde a cerca de 50% do registro estratigráfico da Bacia do Paraná. Esta unidade só foi formada após um longo período de não deposição atribuído à ação da Orogenia Herciniana (Zalán, 1991; López-Gamundí e Rossello, 1993). Porém, alguns autores argumentam que a ocorrência de calotas de gelo sobre o Gondwana em altas latitudes (Caputo e Crowell, 1985; Caputo *et al.*, 2008) – no Neodevoniano e Eocarbonífero - explicaria na formação deste hiato. As unidades estratigráficas desta supersequência são as formações Aquidauana, Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba (Membro Rio do Sul), Rio Bonito, Palermo, Irati, Serra Alta, Teresina, Rio do Rastro, Pirambóia e Sanga do Cabral, de idade Carbonífera-Eotriássica, que registram um ciclo transgressivo-regressivo completo, que está relacionado ao avanço e recuo do oceano Panthalassa sobre o continente Gondwana.

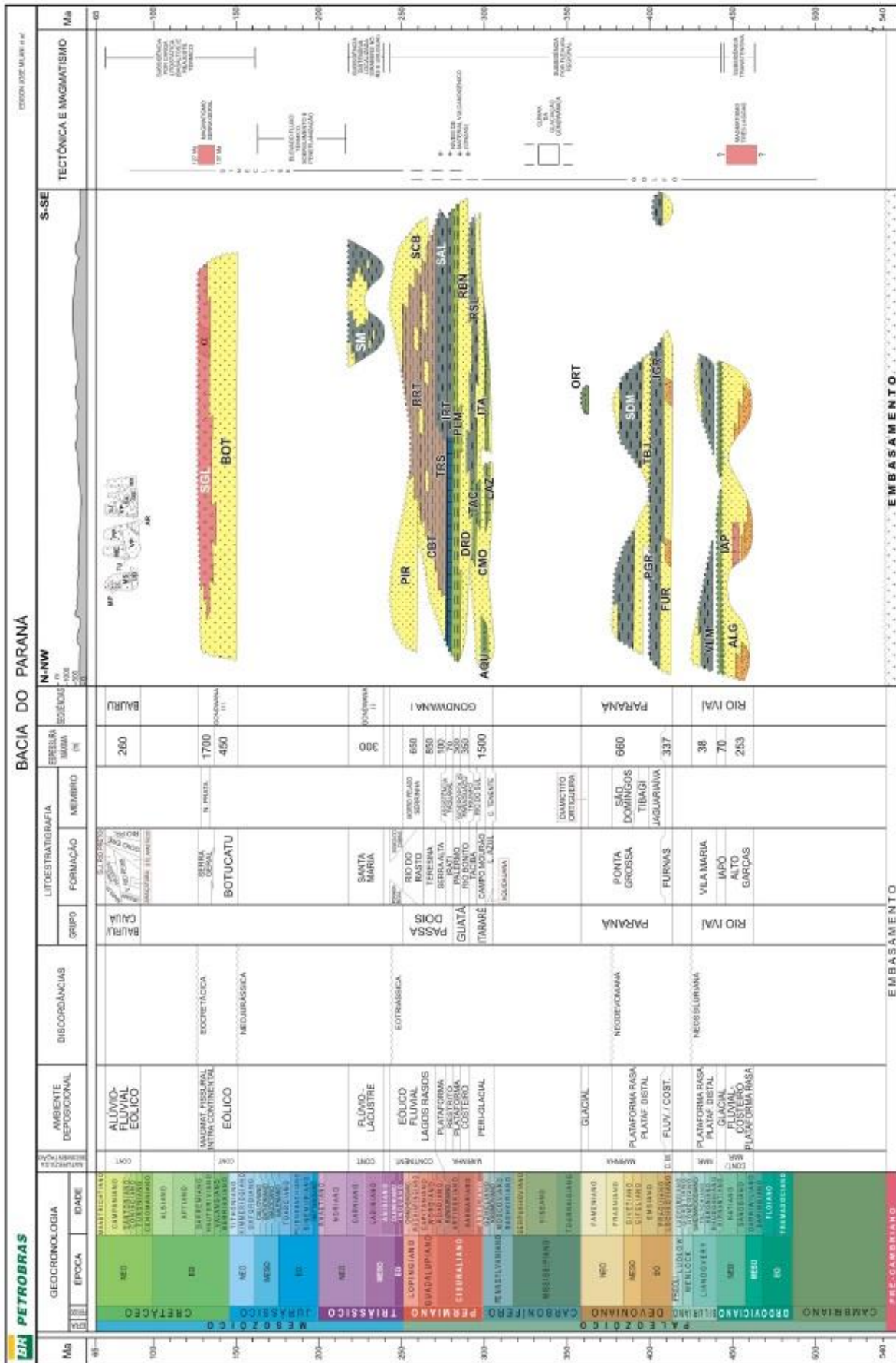


Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná. Retirado de Milani *et al.* 2007.

Seu limite superior está marcado pela discordância Eotriássica, que delimita os últimos pacotes marinhos da Bacia do Paraná.

A **Supersequência Gondwana II**, de idade Meso a Neotriássica, é de ocorrência bastante pontual, e está situada apenas nas regiões gaúchas e uruguaias da bacia. Está inserida no contexto regional pelo fato de apresentar sucessões sedimentares depositadas em bacias do tipo gráben, materializadas na formação Santa Maria. A erosão eólica predominante no interior do Gondwana durante o Mesozóico foi responsável pela formação da discordância Neojurássica, que se instalou anteriormente à deposição da penúltima supersequência, a **Gondwana III** (Neojurássico-Eocretáceo). Esta supersequência é representada por duas formações, mundialmente conhecidas, denominadas de Botucatu e Serra Geral. A primeira é constituída por arenitos eólicos, já a segunda, por rochas vulcânicas associadas ao magmatismo relacionado à abertura do Atlântico Sul, que definem o fim dos eventos de sedimentação extensiva no interior do megacontinente (Milani *et al.*, 2007). A discordância Eocretáica é responsável por limitar o topo desta supersequência.

Os ajustes isostáticos promovidos pelo espesso pacote vulcânico da Fm. Serra Geral foram fundamentais para a implementação do último pacote rochoso da Bacia do Paraná, a **Supersequência Bauru** (Neocretáceo). Constituídas por diversas formações, é fruto da deposição de sedimentos clásticos provenientes de rochas paleozóicas e pré-cambrianas expostas na borda basculada da bacia.

Na área em que o trabalho foi desenvolvido, afloram as seguintes unidades litoestratigráficas: Formação Taciba (Rio do Sul, segundo França & Potter, 1988), Rio Bonito e Palermo, todas sendo enquadradas na Supersequência Gondwana I.

A Formação Taciba (Rio do Sul) encontra-se dividida, da base para o topo, em três membros: Rio Segredo que constitui um corpo arenoso que se adelgaça para leste; Mb. Chapéu do Sol, que é representado por diamictitos e o Mb. Rio do Sul que é caracterizado por ritmitos, siltitos e folhelhos (Castro, Weinschutz e Castro, 2005)

A Formação Rio Bonito pertence ao Grupo Guatá e divide-se em três membros: Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. O membro Triunfo é constituído por arenitos e conglomerados cinza-claro que contêm estratificações paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas. Localmente ocorrem folhelhos, argilitos e siltitos cinza-escuro a pretos, carbonosos e camadas de carvão. O membro Paraguaçu é marcado por sedimentação pelítica (siltitos e folhelhos cinza a esverdeados) e, secundariamente, arenitos finos com laminação planar-paralela e ondulada, apresentando bioturbação. O membro Siderópolis é caracterizado como o intervalo superior da formação, sendo constituído por um espesso pacote de arenitos com intercalações de

siltitos, folhelhos carbonosos e carvão. Normalmente apresenta laminação planar-paralela, *climbing-ripples*, *flaser*, *wavy*, *linsen*, *mud drapes*, bioturbação e fluidização, além de *hummocky* (Castro *et al.*, 1994 e Krebs, 2002).

A Formação Palermo (Aboarrage & Lopes 1986) é formada pela intercalação de siltitos e arenitos finos a muito finos com acamamento *wavy* e *linsen*, e subordinadamente *flaser*. Além disso, são encontrados nessa unidade, estratificações cruzadas do tipo *hummocky*. Por isso, Lopes, Lavina e Signorelli (1986) e Lavina & Lopes (1986) interpretaram a Fm. Palermo como um ambiente marinho transgressivo, de plataforma, sob a influência de ondas e marés, que sobrepõem o ambiente deltaico-lagunar da Fm. Rio Bonito, com um registro da variação do recuo linha de costa em sucessivos pulsos.

2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Esta temática tem sido abordada de diferentes maneiras, sempre objetivando estabelecer um marco tectônico responsável pela subsidência e posterior acomodação das unidades sedimentares. Fulfaro *et al.* (1982) atribuem a ocorrência de aulacógenos no embasamento, com orientação NE-SW, como precursoras da sedimentação cratônica. Por sua vez, Zalán *et al.* (1990) consideram a atividade de resfriamento litosférico como fundamental para a subsidência da bacia, embora não descartem totalmente a possibilidade de estiramento crustal como agente principal para o início da formação da sinéclise. Soares (1991) argumenta contra a existência de um rifte precursor, propondo que a origem seria atribuída a um mecanismo de flexura litosférica com abatimento de blocos, responsáveis por acomodar os sedimentos mais antigos da bacia.

No entanto, para Milani (1997), a flexura litosférica por sobrecarga tectônica, que se propagou para dentro do continente a partir da calha de antepaís, desempenhou um papel fundamental. Segundo este autor, os episódios de subsidência da bacia estão intimamente ligados com os processos orogênicos, atuantes a época, na borda ocidental do Gondwana, sendo reconhecidos na história Fanerozóica dessa margem (Ramos *et al.* 1986). Portanto, a implementação da bacia se deu ao longo de depressões alongadas, seguindo a direção NE-SW, segundo uma trama do substrato pré-cambriano, que foi reativado devido aos esforços compressoriais atuantes na borda do continente causados pela Orogenia Oclóyica (Ramos *et al.* 1986), ocorrida durante o Neo-Ordoviciano.

Independentemente dos mecanismos propostos para a geração das principais estruturas, é possível perceber que a estruturação da Bacia do Paraná é relativamente complexa e, grosso

modo, é compreendida por lineamentos que podem ser agrupados em três direções principais: NW-SE, NE-SW e E-W. Os dois primeiros são mais antigos e simbolizam zonas de fraquezas que recorrentemente se ativaram durante a evolução da bacia. A Figura 4 mostra as principais estruturas de direção NE-SW.

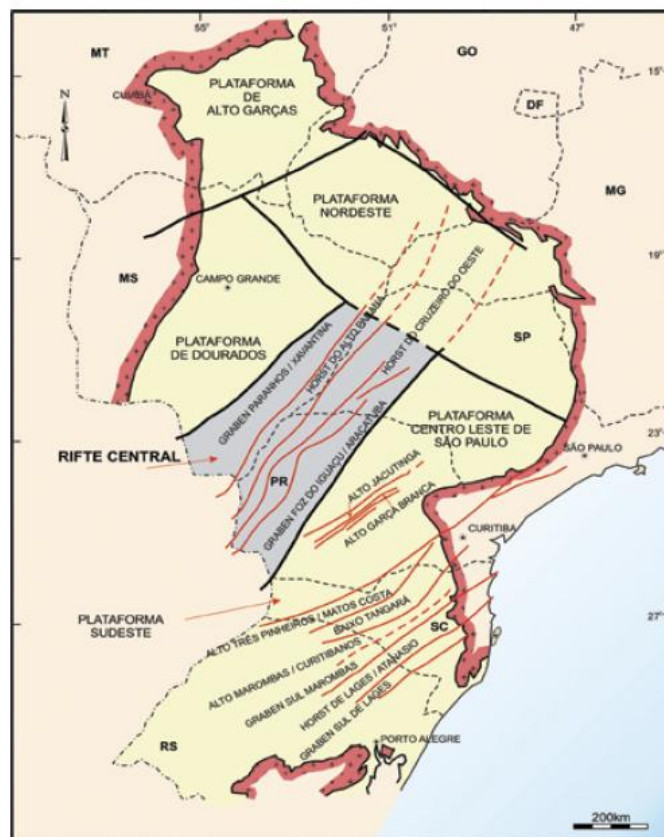


Figura 4 – Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, enfatizando as estruturas NE-SW e destacando um “rifte central” proposto por Marques *et al.*, 1993.

3. MÉTODOS

Os métodos descritos a seguir se referem aos procedimentos seguidos neste trabalho, a fim de atingir os objetivos elencados anteriormente, sendo que fazem parte dos estudos realizados na grande maioria dos trabalhos em que a Estratigrafia de Sequências tenha sido a principal ferramenta de interpretação do registro geológico, e podem ser encontradas em Catuneanu (2006).

3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O levantamento bibliográfico foi desenvolvido ao longo de todo o trabalho, tendo em vista a abordagem sobre a) informações já disponíveis sobre a origem e evolução estratigráfica da Bacia do Paraná, com especial atenção ao registro Permiano da borda leste; b) os sistemas deposicionais fluviais, deltaicos, estuarinos e marinhos atuais e pretéritos; e c) abordagem teórica e conceitual sobre Estratigrafia de Sequências.

3.2. ESTUDO DOS AFLORAMENTOS

O estudo de afloramentos foi realizado durante trabalhos de campo realizado em duas etapas: de 15 a 17 de novembro de 2013; e 29 e 30 de março de 2014. Os atributos descritivos envolveram litologia, textura, estruturas sedimentares, cor, geometria e relações laterais e verticais das camadas. Foram tomadas medidas de paleocorrente e registrado o conteúdo paleontológico. Estes atributos combinam-se para definir uma fácies.

Foram levantados perfis colunares para uma melhor percepção das tendências faciológicas gerais que permitem identificar mudanças sistemáticas em direção ao topo de uma camada e seções panorâmicas e de detalhe, as quais foram utilizadas para a confecção dos fotomosaicos em laboratório. Nesta etapa, observou-se também a ocorrência de estruturas tectônicas pós-deposicionais e outras perturbações, não geológicas, decorrentes da utilização de explosivos e máquinas escavadoras para a construção da estrada. Essas estruturas não foram levadas em conta para a interpretação dos sistemas deposicionais, mas foram consideradas fundamentais para a correta correlação entre os perfis estratigráficos.

3.3. ANÁLISE FACIOLÓGICA E ARQUITETURAL

Este método foi utilizado para distinguir características específicas de unidades rochosas adjacentes. Tais características distintivas podem ser encontradas em Walker (1992), e referem-se aos atributos que podem ser observados nas rochas sedimentares, tais como: textura, estrutura, litologia, geometria da camada, paleocorrente e conteúdo fossilífero. São esses atributos que permitiram caracterizar as diferentes fácies presentes nos afloramentos BP-06 e BP-08. A caracterização faciológica, pode ser subdividida em duas etapas diferentes, mas complementares: descrição das fácies e associação de fácies.

3.3.1. Descrição das fácies

Os dados coletados em campo permitem a diferenciação e enquadramento das fácies seguindo a proposta de Miall (1996), no qual os atributos são interpretados em termos de processos deposicionais. Portanto, cada fácies representa um evento deposicional individual. No caso específico deste trabalho, as descrições abrangem a litologia, textura, estrutura, geometria e espessura da camada, paleocorrente, e, subordinadamente, a presença de nódulos de pirita, crosta ferruginosa e conteúdo fossilífero. Para a nomenclatura das fácies foram usados, principalmente, os modelos de fácies disponíveis em Miall (1996). No entanto, foi necessária a adaptação de outras fácies. A primeira letra, maiúscula, indica o tamanho de grão dominante (e.g. S=*sand*) enquanto que, segunda letra, minúscula, refere-se à estrutura ou textura (e.g. t = *trough cross-bedding*) (Quadro 1).

3.3.2. Associação de fácies

Este método objetiva o agrupamento de fácies geneticamente relacionadas. Conforme Collinson (1996), uma associação de fácies pode ser entendida como um grupo de fácies geneticamente relacionadas umas às outras e que possuem algum significado ambiental. A partir da descrição das fácies e da análise da inter-relação entre elas, considerando as superfícies estratigráficas que as colocam em contato, é possível correlacioná-las de maneira que a associação de fácies represente um sistema deposicional. A análise conjunta da associação de fácies com suas geometrias internas e externas (tanto bi quanto tridimensional) podem ser utilizadas para a caracterização de elementos arquiteturais sedimentares, considerando as superfícies limítrofes que separam os estratos de diferentes escalas temporais e magnitudes de processos deposicionais (Quadro 2).

Miall (1985) utiliza o termo elementos arquiteturais para individualizar diferentes corpos sedimentares compostos de associações de fácies. Inicialmente, sugeriu oito elementos arquiteturais básicos em depósitos internos aos canais fluviais, conforme visto na Figura 4. Além destes elementos internos aos canais, Miall (1996) identificou seis elementos arquiteturais externos ao canal (Figura 5).

Quadro 1 - Classificação de fácies para sistemas fluviais de acordo com Miall (1996).

Código	Fácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, 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, imbricamento	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 lingüóides
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)	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scour fills</i>), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos 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 de 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

Quadro 2 – Ordem hierárquica das superfícies limítrofes, suas características e interpretação (modificado de Miall, 1985).

Ordem	Características	Interpretação	Escala de tempo do processo deposicional
1ª	Limite de <i>sets</i> de uma mesma litofácies. Abaixo e acima dessa superfície a litofácies é a mesma.	Migração de formas de leito de mesma morfologia em condições de sedimentação sem alteração durante o período de deposição.	Horas ou dias. 10^{-3} a 10^{-4} anos.
2ª	Separam <i>cosets</i> de litofácies distintas. Abaixo e acima dela encontram-se fácies diferentes.	Mudanças nas condições do fluxo, sem envolver um grande período de tempo.	Dias a meses. 10^{-2} a 10^{-1} anos.
3ª	Superfícies de reativação dentro das macroformas.	Indicam mudanças na velocidade ou orientação do fluxo.	De um ano a uma dezena de anos. 10^0 a 10^1 anos.
4ª	Separam diferentes macroformas. Abaixo e acima dela existem diferentes assembléias de litofácies.	Mudanças no padrão das barras. Instabilidade do fluxo devido às irregularidades presentes no leito do canal fluvial ou à reorganização do fluxo durante períodos de enxurradas.	Centenas de anos. 10^2 a 10^3 anos.
5ª	Superfícies que delimitam canais ou complexo de canais.	Migração ou incisão lateral de canais fluviais.	Milhares de anos. 10^3 a 10^4 anos.
6ª	Superfícies que delimitam grupo de canais ou paleovales.	Marcam mudanças significativas no sistema fluvial vinculadas a variação no nível de base estratigráfico.	Dezenas de milhares de anos. 10^4 a 10^5 anos.
7ª	Limite de sequências	Resposta a pulsos tectônicos da falha	10^5 a 10^6
8ª	Discordâncias regionais em escala de bacia	Eventos de escala global	10^6 a 10^7

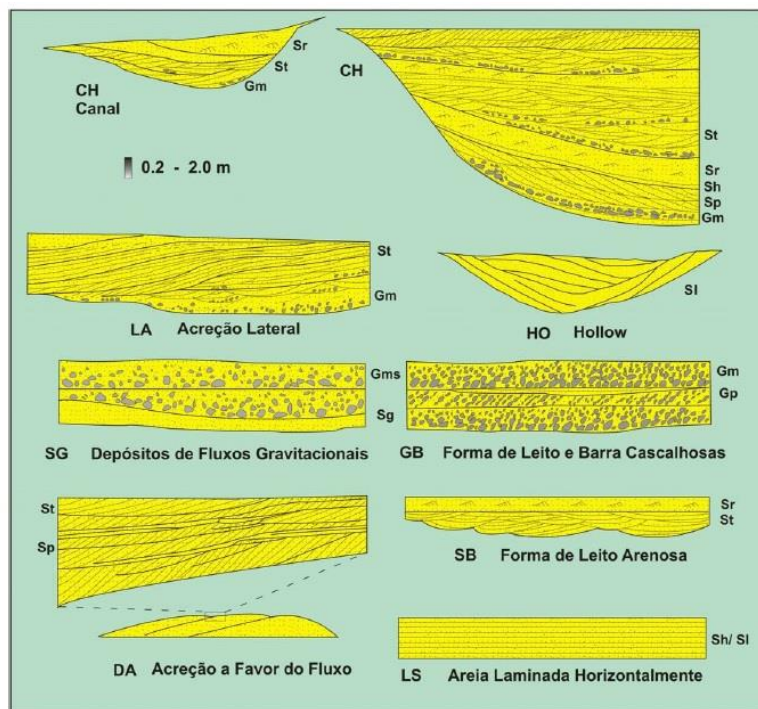


Figura 5 – Elementos arquiteturais internos ao canal (modificado de Miall, 1988).

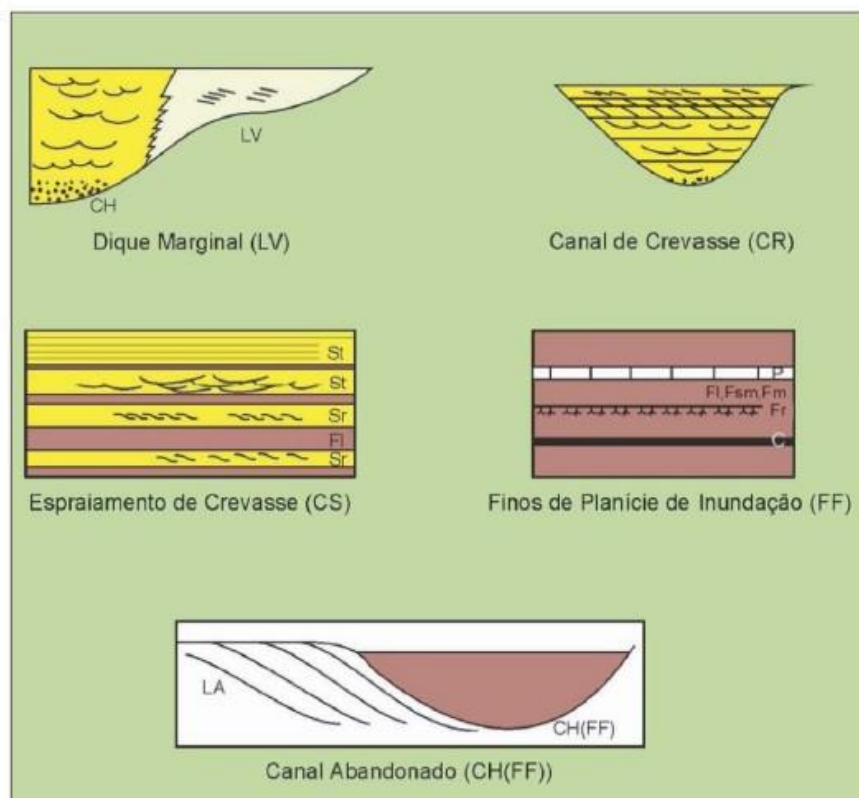


Figura 6 - Elementos arquiteturais externos aos canais fluviais (modificado de Miall, 1996).

3.3.3. Análise de paleocorrentes

Medidas de paleocorrentes em estratos cruzados foram obtidas em diferentes fácies para análise de padrões de dispersão sedimentar. Os principais estratos cruzados medidos foram estratificação cruzada tabular, laminação cruzada por corrente (*ripples*), estratificação sigmoidal, e cruzada de baixo ângulo. Os dados foram plotados em diagramas de rosetas, com o auxílio do *software* livre *OpenStereo*.

3.4. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

O método de análise estratigráfica utilizado neste trabalho refere-se à Estratigrafia de Sequências. Logo, o posicionamento dos sistemas deposicionais, reconhecidos através da associação de fácies, seguem uma ordem cronoestratigráfica ordenada, respeitando as superfícies estratigráficas que limitam os tratos de sistemas. Conforme exposto por Catuneanu (2006), a interpretação do registro geológico a partir da perspectiva da estratigrafia de sequências segue uma ordem: i) definição dos sistemas deposicionais, que foram identificados através da relação entre as distintas associações de fácies interpretadas; ii) reconhecimento das superfícies estratigráficas, as quais foram definidas levando-se em consideração as associações de fácies em contato ao longo da superfície, tipo de contato (concordante ou discordante) e as terminações estratais associadas com cada superfície; e iii) interpretação dos tratos de sistemas, tomando como base os procedimentos e conceitos estabelecidos em Catuneanu (2002, 2006), Nichols (2009), Galloway (1989), Vail, Todd e Sangree (1977), Ribeiro (2001), Fávera (2001) e Hunt e Tucker (1992).

4. REFERENCIAL TEÓRICO

4.1. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

A Estratigrafia de Sequências é ramo da Estratigrafia que se dedica ao entendimento do arcabouço estratigráfico de bacias sedimentares por meio da análise da resposta sedimentar às mudanças do nível de base, e das tendências deposicionais que emergem da relação entre o espaço de acomodação e aporte sedimentar (Catuneanu 2006). Considerada uma revolução na área da Geologia Sedimentar, a estratigrafia de sequências é uma reformulação da maneira de interpretar e mapear estratos. É uma ciência multidisciplinar que agrega conhecimentos sedimentológicos, paleontológicos, paleogeográficos, tectônicos, geofísicos, geoquímicos e geocronológicos.

A Estratigrafia de Sequências estuda as relações de rochas sedimentares em um arcabouço cronoestratigráfico de estratos geneticamente relacionados, limitados por superfícies de erosão ou não-deposição, ou por suas concordâncias correlatas (Vaill, Todd e Sangree, 1977). Para Possamentier, Jervey e Vail (1988) e Van Wagoner *et al.* (1988), trata-se do estudo das relações entre as rochas dentro de um arcabouço temporal-estratigráfico de estratos repetitivos, geneticamente relacionados, limitados por superfícies de erosão ou não deposição, ou suas conformidades correlatas.

Apesar de o termo “*sequência*” ter sido empregado pela primeira vez por Sloss, Krumbein e Dapples (1949) para referir-se à sucessão de estratos limitados na base e no topo por discordâncias subaéreas, que podiam ser rastreadas por grandes distâncias, a Estratigrafia de Sequência se tornou mundialmente conhecida a partir dos trabalhos de Vaill, Todd e Sangree (1977). Com o advento da Sismoestratigrafia, foram publicados trabalhos (p.e. Vaill, Todd e Sangree, 1977), impulsionados pela indústria do petróleo, permitindo refinar o modelo de sequência deposicional, cujo termo foi consolidado por Sloss (1963). Segundo Mitchum, Vail e Thompson (1977) “*sequência deposicional é uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados, limitados por discordâncias ou suas conformidades correlativas*”.

4.2. FATORES QUE CONTROLAM A SEDIMENTAÇÃO

As tendências deposicionais em uma sequência deposicional são governadas pela relação entre variações no espaço de acomodação e suprimento sedimentar (Catuneanu 2006). Estes

fatores são controlados por mecanismos dependentes de processos basinais (autogênicos), restritos em escala de sistemas deposicionais, ou externos à bacia (alogênicos) que podem ser extrapolados para uma análise mais completa, em uma maior escala. São considerados controles alogênicos a eustasia, tectônica e o clima (Figura 7; Catuneanu 2006).

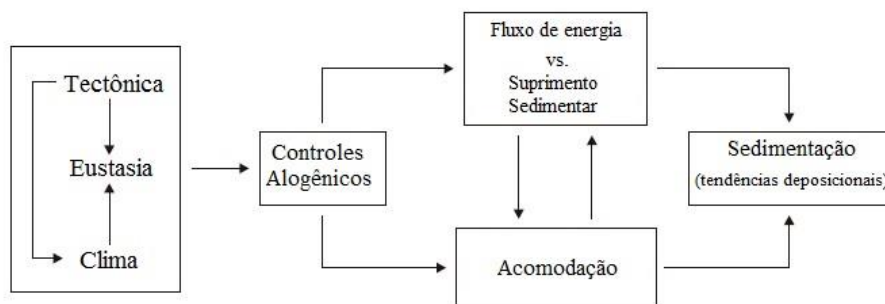


Figura 7 - Fluxograma representativo dos fatores alogênicos principais e a influência que eles exercem no padrão de empilhamento (modificado de Catuneanu, 2006).

Muito embora a eustasia tenha sido definida por Vaill, Todd e Sangree (1977), como o principal agente controlador da sedimentação e das mudanças do nível do mar, atualmente é consensual que a tectônica e o clima desempenham papel igualmente importante na distribuição dos padrões de fácies e dos padrões de empilhamento estratigráfico.

A tectônica e a eustasia controlam a dinâmica da acomodação (espaço disponível para o acúmulo de sedimentos), determinando a energia do fluxo e o aporte sedimentar (*sediment supply*), bem como o padrão de dispersão deposicional (*depositional trend*). Portanto, estes fatores são interdependentes e devem ser averiguados em qualquer escala investigativa do registro geológico (Figura 8).

Ordem Hierárquica	Duração (Ma)	Causa
1ª ordem	200-400	Formação e ruptura de supercontinentes
2ª ordem	10-100	Mudanças nos sistemas de expansão meso-oceânicos
3ª ordem	1-10	Tectônica regional
4ª e 5ª ordem	0.01-1	Ciclos orbitais

Figura 8 – Diferentes escalas (ordens hierárquicas) de análise de sequências estratigráficas e suas principais causas (modificado de Catuneanu, 2006).

O clima é um fator que afeta diretamente a acomodação via eustasia (glacio-eustasia), assim como o fornecimento sedimentar, por influência do intemperismo, erosão e as formas de transporte das partículas. Porém o aporte sedimentar pode ser considerado uma função tanto do clima quanto da tectônica. Em climas húmidos a taxa de fornecimento sedimentar é aumentada devido ao aumento da eficiência do intemperismo, da erosão e do transporte (alta descarga fluvial). O aporte sedimentar está intrinsicamente relacionado à geração de acomodação, que permite o aumento da pilha sedimentar, contribuindo com o aumento da sobrecarga litostática e da subsidência da bacia.

Apesar de o fornecimento sedimentar estar relacionado principalmente à tectônica e ao clima, a energia de fluxo (*energy flux*) exerce um papel fundamental na dinâmica dos processos de erosão e agradiação. Em ambientes marinhos, correntes subaquosas e fluxos gravitacionais remobilizam sedimentos, provocando o processo de erosão do leito deposicional no ambiente marinho (Figura 9). A agradiação resulta na acumulação de sedimentos, quando o processo de erosão não é atingido e a acumulação de sedimento encontra-se em equilíbrio com a energia do ambiente deposicional. Esta teoria pode ser aplicada a sistemas continentais como eólico e fluvial.

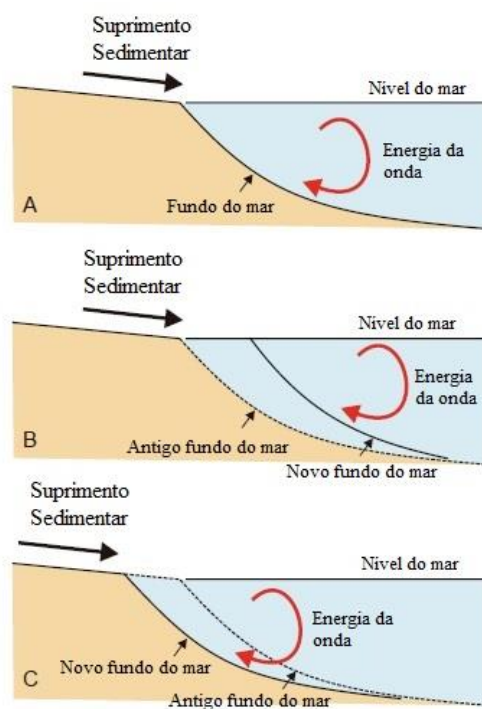


Figura 9 – Diagramas ilustrando o efeito da ação da energia da onda na criação ou destruição do espaço de acomodação (modificado de Catuneanu, 2006).

Acomodação compreende o espaço disponível para acumulação de sedimentos e foi definido por Jervey (1998). Ele é controlado por três fatores relacionados (Figura 10): (1) mudança no nível do mar - nível de base em sistemas continentais - medido a partir de um *datum*, como o centro da Terra; (2) subsidência ou soerguimento tectônico; e (3) mudanças na taxa de acumulação de sedimentos: relacionado ao aporte sedimentar e a energia de fluxo.

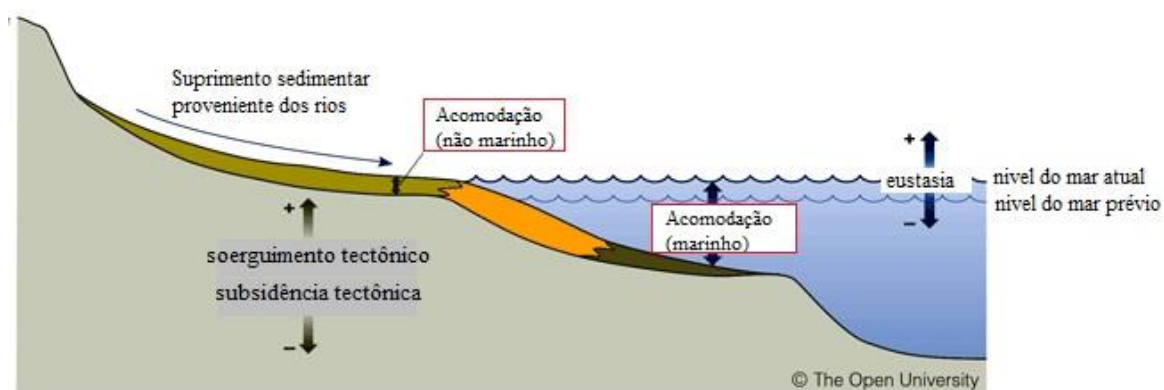


Figura 10 – Ilustração esquemática das relações em entre os três fatores principais responsáveis pela criação do espaço de acomodação (modificado de Jervey, 1998).

Segundo Jervey (1998) o controle principal das variações no espaço de acomodação resulta da combinação entre eustasia e tectônica, que condicionam as mudanças do nível relativo do mar, que pode ser entendido como a superfície do mar em relação a um *datum* fixo próximo ao assoalho oceânico (Figura 11).

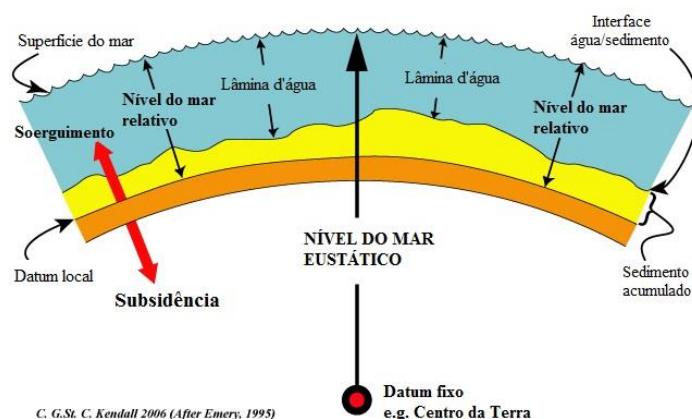


Figura 11 – Nível do mar relativo conforme adotado por Jervey (1998).

Este conceito foi proposto inicialmente para sistemas marinhos. Para os sistemas continentais o termo nível de base é mais apropriado, e pode ser entendido de forma aproximada ao nível do mar (Jervey, 1998; Schumm, 1993), embora, em realidade, esta superfície esteja abaixo do nível do mar, devido à ação das ondas e correntes marinhas. Catuneanu (2006) define que o nível de base é geralmente associado a uma superfície de referência global na qual denudação continental e agradação marinha tendem a ocorrer (Figura 12).

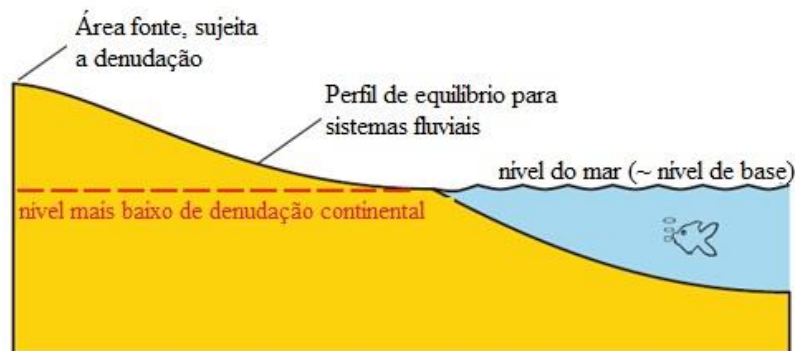


Figura 12 – Ilustração do nível de base com extensão ao nível do mar para dentro do continente (modificado de Catuneanu, 2006).

Entre a área-fonte e o ambiente costeiro marinho (Figura 12), a agradação ocorre quando a deposição excede a erosão e, adicionalmente, a taxa de criação de espaço de acomodação é quase nula. Para sistemas fluviais continentais, utiliza-se o perfil de equilíbrio fluvial, que representa uma superfície onde não ocorre agradação, nem denudação e indica uma tendência de se alcançar um equilíbrio dinâmico (Leopold e Bull, 1979). Quando um rio que não está em equilíbrio o mesmo apresenta agradação ou degradação dos canais, na tentativa de atingir o equilíbrio do perfil. Este processo ocorre durante a elevação de áreas-fonte, alteração do nível de base e/ou mudança entre balanço da energia do fluxo e a carga sedimentar transportada. Este perfil de equilíbrio pode estar acima ou abaixo da superfície terrestre, e encontra-se com o nível de base marinho na linha de costa (Catuneanu, 2006) (Figura 13).

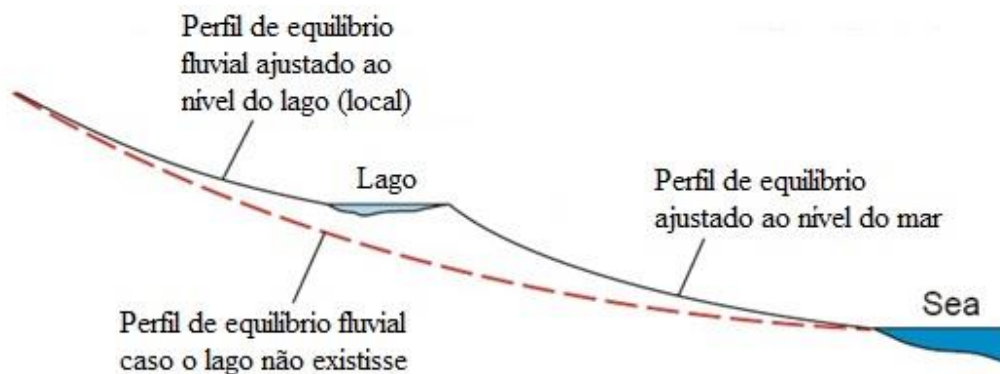


Figura 13 – Ilustração do perfil de equilíbrio fluvial (modificado de Catuneanu, 2006).

4.3. TRAJETÓRIAS DE LINHAS DE COSTA

A movimentação da linha de costa está associada com a mudança do nível de base e o aporte sedimentar, e podem ser definidas por duas trajetórias opostas: a) migração da linha de costa em direção ao continente (transgressão); e b) migração da linha de costa em direção ao mar (regressão).

4.3.1. Transgressão

A transgressão é o resultado da movimentação da linha de costa em direção ao continente em função da elevação do nível do mar (Catuneanu, 2006). No registro geológico, a transgressão pode ser identificada quando fácies litorâneas ou marinhas sobrepõem-se gradativamente ou abruptamente a fácies continentais (Mitchum, 1977). Eventos transgressivos estão ligados ao aumento substancial da taxa de criação de espaço de acomodação, em relação à taxa do aporte sedimentar. Desta forma, o espaço disponível para a sedimentação não é totalmente preenchido pela carga sedimentar, resultando num padrão de empilhamento retrogradacional das fácies (Figura 14B). Nos ambientes não marinhos, a transgressão é indicada pela presença de estruturas influenciadas por marés em sucessões fluviais (Catuneanu, 2006).

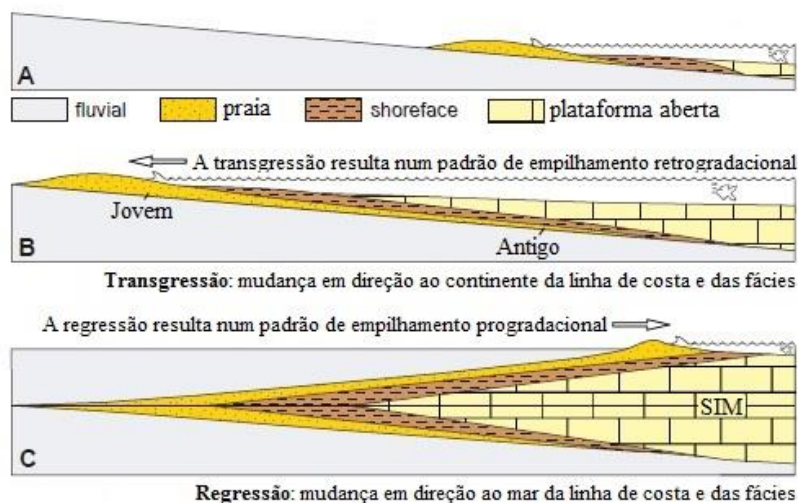


Figura 14 – (A) Situação inicial, com o nível do mar “estável”; (B) Transgressão da linha de costa, que exibe um padrão retrogradacional das fácies; e (C) Regressão da linha de costa, que exibe um padrão progradacional das fácies (modificado de Catuneanu, 2006).

4.3.2. Regressão

A regressão refere-se à movimentação da linha de costa em direção ao mar, e é registrada pela sobreposição de fácies não marinhas sob fácies marinhas (Figura 14C). Indica raseamento da lâmina d’água, que resulta em um padrão de empilhamento progradacional das fácies e poder ser de duas formas: normal ou forçada (Catuneanu, 2006; Figura 15).

A *regressão normal* é originada quando a taxa de aporte sedimentar é maior que a taxa de subida do nível de base. Todo o espaço de acomodação gerado é preenchido, portanto há agradação, ao mesmo tempo em que há um *by-pass* sedimentar, caracterizado pelo transporte dos sedimentos sem a deposição dos mesmos. O empilhamento das fácies possui dois componentes: agradacional e progradacional (Posamentier e Allen, 1999; Catuneanu, 2002, Figura 16). Conforme pode ser visto na Figura 15, diferentemente da regressão forçada (RF), a regressão normal (RN) está associada à subida do nível de base a uma taxa mais baixa que a taxa de aporte sedimentar, por isso ocorre regressão normal.

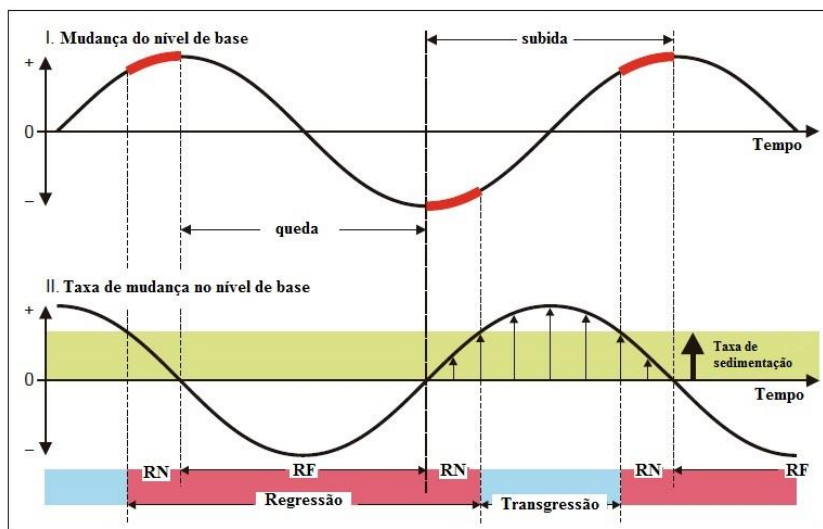


Figura 15 – Regressão normal e forçada de acordo com a mudança do nível de base, gráfico superior, e taxas de sedimentação e de mudança do nível de base, gráfico inferior (Modificado de Catuneanu, 2006).

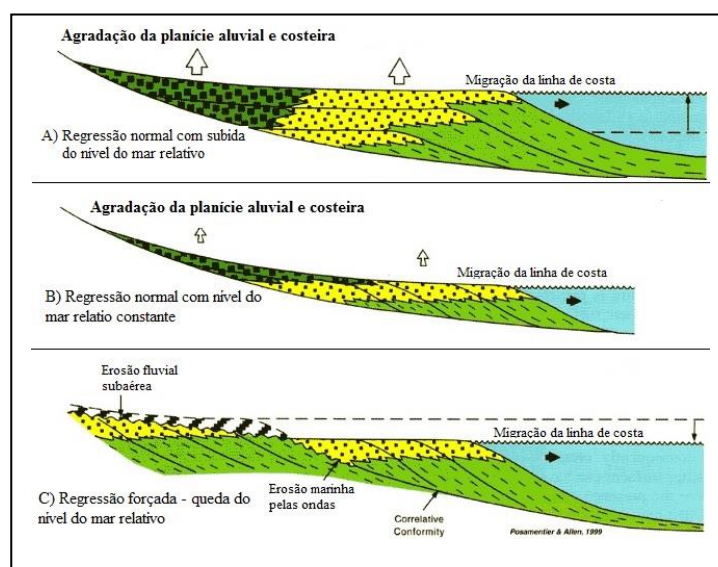


Figura 16 – Diferentes padrões de empilhamento estratal durante a regressão normal (A e B) e regressão forçada (C) (modificado de Posamentier & Allen, 1999).

A **regressão forçada** é originada quando há queda do nível de base (Figura 15) e, neste caso, a linha de costa regride independentemente do aporte sedimentar (Catuneanu *et al.*, 2009). O espaço de acomodação diminui e há intensa erosão das sucessões anteriormente depositadas, associado a uma progradação das fácies não marinhas no sentido *offshore* da bacia, sendo caracterizadas por um padrão de empilhamento *downstepping* (Figura 16C). O padrão arquitetural dos estratos na região próxima a linha de costa será definida pela combinação de diversos fatores, entre eles: a taxa de aporte sedimentar, taxa de queda do

nível de base e do gradiente do fundo marinho (Ainsworth e Pattison, 1994; Posamentier e Morris, 2000). Além disso, essa mudança na trajetória da linha de costa pode ser observada na relação vertical da sucessão de fácies, na qual é possível perceber uma mudança abrupta de fácies entre arenitos marinhos rasos e depósitos pelíticos de *offshore* subjacente, que em situações de progradação normal (regressão normal) evidenciaria um contato gradual. A incisão fluvial e formação de vales incisivos são geralmente associadas à regressão forçada (Nichols, 2009), embora Catueanu (2006) argumente que nem sempre há ocorrência de incisão, podendo haver *by-pass* sedimentar ou até mesmo agradação.

4.4. TERMINAÇÕES ESTRATAIS

As terminações estratais podem ser definidas como a relação geométrica entre os estratos e as superfícies estratigráficas que os limitam, e são melhores observadas em seções sísmicas 2D ou em megaflores (Catueanu, 2006). Os cinco tipos de terminações estratais são (Figura 17): ***downlap*** – estratos inclinados terminam mergulho abaixo contra uma superfície horizontal ou inclinada. Pode ser interpretado como o limite basal da unidade estratigráfica; ***offlap*** – padrão que representa o avanço no sentido *offshore* das terminações mergulho acima de estratos concordantes. Esta superfície geralmente representa uma regressão forçada, pois os avanços das terminações mergulho acima indica a queda do nível de base e exposição das unidades previamente depositadas; ***onlap*** – ocorre quando estratos inicialmente horizontais terminam contra uma superfície inclinada, ou ainda quando estratos com certa inclinação terminam mergulho acima contra uma superfície de maior inclinação. São terminações estratais que demarcam o limite lateral de uma unidade estratigráfica; ***toplap*** - refere-se à terminação mergulho acima de estratos inclinados (clinoformas) contra uma superfície sobrejacente. Representa um hiato não-deposicional e se desenvolve quando o nível de base é muito baixo, sendo responsável por impedir a deposição mergulho acima de um estrato (*by-pass*). Além disso, pode evidenciar pequenas erosões acima do nível de base, ao passo que, mergulho abaixo, há o desenvolvimento de um padrão progradação (Ribeiro, 2001); e ***truncamento erosivo*** - terminação mergulho acima de estratos inclinados (clinoformas) contra uma superfície erosiva sobrejacente. Indica, geralmente, o desenvolvimento de um relevo erosional e/ou de uma discordância angular.

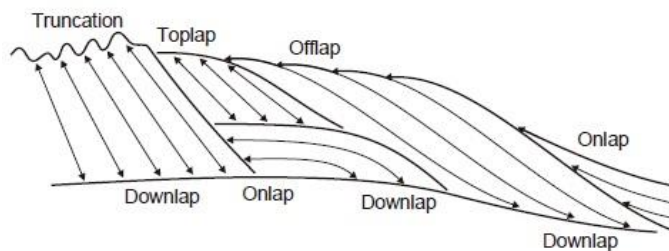


Figura 17 – Exemplo ilustrativo das terminações estratigráficas (Catuneanu, 2006).

4.5. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

As superfícies estratigráficas registram mudanças nos regimes deposicionais ao longo do tempo e espaço e fornecem informações para a interpretação de sucessões sedimentares (Catuneanu, 2006). Essas mudanças ocorrem em função das variações no nível de base e taxa de sedimentação. A identificação de superfícies se dá a partir da descrição do tipo de contato (concordante ou discordante), a natureza das fácies ao longo da superfície, mapeamento dos padrões deposicionais abaixo e acima da superfície, assembleia de icnofósseis ou fósseis, minerais diagenéticos e terminações estratigráficas (Catuneanu, 2006).

Na análise de sequências estratigráficas, a definição destas superfícies é relevante na determinação das fases de desenvolvimento dos sistemas deposicionais dentro de um ciclo transgressivo e regressivo:

- I. ***Início da regressão forçada***: reflexo do início da queda do nível de base na linha de costa; é marcado pela mudança da fase de sedimentação para uma fase que representa erosão e/ou by-pass sedimentar nos ambientes fluviais e marinho raso;
- II. ***Final da regressão forçada***: reflexo do final da queda do nível de base na linha de costa; é marcado pela mudança de degradação para agradação nos ambientes fluviais e marinho raro;
- III. ***Final da regressão***: reflexo do início da subida no nível de base na linha de costa; é marcado pela inversão na trajetória da linha de costa, da regressão para a transgressão;
- IV. ***Fim da transgressão***: reflexo do início da subida no nível de base na linha de costa; é marcado pela inversão na trajetória da linha de costa, da transgressão para a regressão.

Esses eventos são responsáveis pela formação das superfícies estratigráficas que delimitação dos tratos de sistemas (Figura 18). Embora existam outras superfícies internas aos tratos de sistemas, as mais adequadas para estudos litoestratigráficos e aloestratigráficos (Catuneanu, 2006) são:

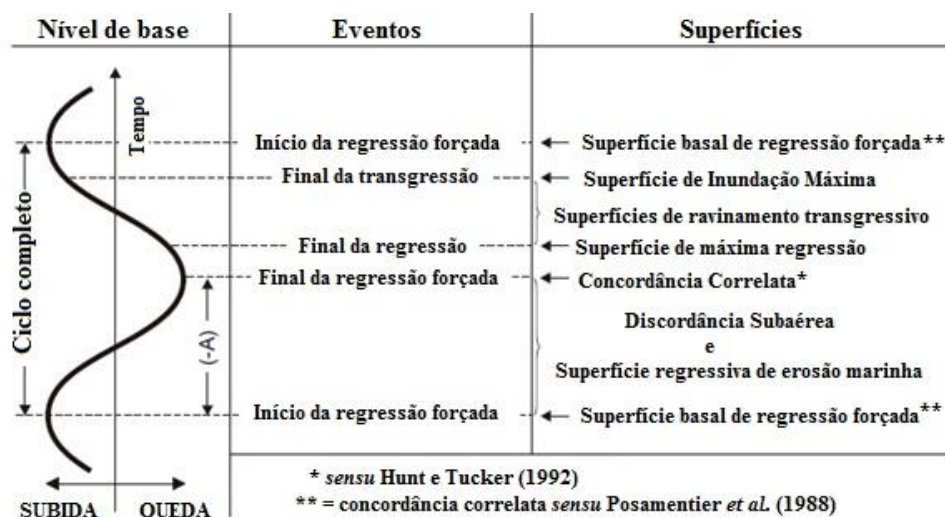


Figura 18 – Ciclo transgressivo-regressivo completo, eventos e superfícies estratigráficas geradas (modificado de Catuneanu, 2006).

Discordância subaérea (*subaerial unconformity*) – representa uma superfície de erosão ou não deposição gerada durante um período de queda do nível de base, provocada por incisão fluvial, degradação eólica, *by-pass* sedimentar ou pedogênese (Catuneanu, 2006). Atinge máxima extensão no final da regressão forçada (Helland-Hansen & Martinsen, 1996) e estende-se para dentro da bacia como resultado do rebaixamento efetivo do nível de base. Muitas vezes, podem representar os maiores hiatos no registro sedimentar, sendo os estratos acima ou abaixo geneticamente não relacionados. Na porção marinha de uma bacia, a discordância subaérea encontra-se relacionada a uma superfície cronocorrelata, denominada de concordância correlata. Esta, por sua vez, pode ser confundida com superfícies deposicionais comuns ou planos de acamamentos, significando que a sedimentação permaneceu contínua nas partes mais profundas da bacia.

Concordância Correlata (*Correlative conformity*) – esta superfície é formada dentro do ambiente marinho no final do estágio de rebaixamento do nível de base. Pode ser considerada próxima ao paleo-fundo oceânico do final da regressão forçada e é correlata da terminação em direção ao mar da discordância subaérea. Marca mudanças no padrão

deposicional, onde separa depósitos de regressão forçada (TSMQ), abaixo, de depósitos de regressão normal (TSNB), acima.

Posamentier, Jervey e Vail (1988) utilizaram o termo concordância correlata para referir-se ao paleofundo oceânico no início de uma regressão forçada. Pode também ser referenciada como sinônimo de superfície basal de regressão forçada (Catuneanu, 2006). No entanto, possuem diferenças quanto à preservação. A superfície gerada durante a regressão forçada tem baixo potencial de preservação, já que é sujeita ao retrabalhamento tanto na porção rasa quanto profunda da bacia devido ao fenômeno de rebaixamento do nível de base que atua de maneira decisiva na geração de estruturas de *scour* na plataforma, instabilização da borda da plataforma, além de contribuir para o desencadeamento de fluxos de gravidade que adentram em direção à parte distal da bacia. A superfície gerada no final da regressão forçada tem alto potencial de preservação já que é sucedida por um período de subida do nível de base e, portanto, é caracterizado pela prevalência de um padrão agradacional. O termo concordância correlata é utilizado, também, para se referir-se à superfície gerada no final da regressão forçada (Hunt & Tucker, 1992).

Superfície basal de regressão forçada (*Basal surface of forced regression*) – é a superfície utilizada para delimitar a base de depósitos acumulados no ambiente marinho durante a regressão forçada, sendo introduzida primeiramente por Hunt & Tucker (1992). É aproximável ao paleofundo oceânico do início da regressão forçada. Ela separa os depósitos de regressão normal (TSNA), abaixo, dos depósitos de regressão forçada (TSMQ), acima, e é “*downlapada*” pelas clinofórmulas prográdantes mais jovens da regressão forçada e apresenta-se concordante com os estratos subjacentes, salvo exceções, como no caso em que essa superfície seja retrabalhada pela ação erosiva das ondas durante a queda do nível de base.

Superfície regressiva de erosão marinha (*Regressive surface of marine erosion*) – é a superfície gerada pelo ravinamento regressivo dos depósitos de *shoreface*, através da ação das ondas, durante o período de regressão forçada. É uma superfície característica de regiões costeiras dominadas por onda. Segundo Catuneanu (2006), o processo de ravinamento só ocorre quando o gradiente do fundo marinho na zona de *shoreface* é inferior ao gradiente do perfil de equilíbrio de ondas. Em ambientes onde o gradiente do fundo marinho, abaixo do nível de ação das ondas de tempo bom, é mais inclinado do que o perfil de equilíbrio de ondas, não há a ocorrência da superfície de ravinamento.

O ravinamento é mais comum na região de fácies de face litorânea inferior (*lower shoreface*) ao passo que em direção à bacia, a erosão dá lugar ao *by-pass* sedimentar e eventualmente à deposição ininterrupta na região mais profunda da plataforma. Esta

superfície é posicionada entre a fácies plataformais (abaixo) e as fácies de face litorânea superior (acima), e é considerada uma das mais importantes superfícies da estratigrafia de sequências, pois demarca um contato erosivo que coloca em contato duas fácies contrastantes. Além disso, o fato desta superfície continuar se formando e se expandindo bacia adentro durante a queda do nível de base, faz com que ela seja diácrona*.

Superfície de máxima regressão (*Maximum regressive surface*) – é a superfície que representa a mudança na trajetória da linha de costa, quando esta passa da fase de regressão para a subsequente transgressão (Catuneanu, 2006). Esta superfície separa estratos prográdantes, abaixo, de depósitos retrográdantes, acima. Ocorre durante a fase de subida do nível de base na linha costa quando a taxa de subida do nível de base começa a ultrapassar a taxa de aporte sedimentar (Catuneanu, 2006). Seu caráter concordante pode dar lugar a uma superfície de ravinamento, geralmente associada ao início de uma transgressão (Loutit *et al.*, 1988; Galloway, 1989).

Com relação ao seu potencial de preservação, esta superfície tende a apresentar uma probabilidade maior de preservação nas porções profundas e rasas do ambiente marinho, aonde a superfície de regressão máxima é “onlapada” pelos estratos agradantes transgressivos, e mais baixos na região costeira e fluvial, aonde ela é objeto de retrabalhamento pelas ondas durante a fase de transgressão da linha de costa. Esta superfície pode ser reconhecida em seções sísmicas pela identificação da clinofórmula prográdante em regiões de taludes que é “onlapada” por depósitos transgressivos subsequentes. No ambiente marinho raso, encontra-se posicionada no topo de depósitos com padrão granocrescente ascendente e, dependendo da taxa de transgressão, pode ser marcada por um contato arenito-folhelho, caso a transgressão seja rápida ou haja uma diminuição significativa na taxa de aporte sedimentar.

Nos ambientes continentais, seu reconhecimento é mais difícil, porém normalmente pode ser encontrada na base de depósitos estuarinos, onde marca a transição de fácies de centro de bacia para fácies fluvial, ao mesmo tempo que o posicionamento no ambiente fluvial pode ser interpretado a partir da mudança do sistema fluvial entrelaçado para meandrante (Catuneanu, 2006). A superfície de regressão máxima divide o trato de sistema de nível baixo (TSNB) do trato de sistema transgressivo (TST).

Superfície transgressiva (*Transgressive surface*) – esta superfície representa a base do trato de sistema transgressivo (TST), e delimita o início do período em que a taxa de criação

* Uma superfície diácrona representa uma superfície que possui diferentes idades em distintas regiões (Bates e Jackson, 1987), isto é, ela se forma com o avanço do tempo.

do espaço de acomodação é maior que a taxa de aporte sedimentar, sendo formada durante o estágio de avanço da linha de costa em direção ao continente. A ST também marca a mudança no padrão de empilhamento das parasequências, progracional (abaixo) – formado durante o TSMQ – de retrogradacional (acima) – formado durante o TST -. Dependendo da energia das ondas e marés, a superfície transgressiva pode ser suficientemente forte para erodir os depósitos praias e fluviais anteriormente depositados. Nas regiões costeiras, a superfície transgressiva por ser formada pelo ravinamento gerado pela maré, mais comumente nas zonas estuarinas, ou pela ação das ondas na região de face litorânea inferior. Portanto, é importante ressaltar que as duas superfícies são diácronas, pois se formam conforme o avanço da linha de costa continente adentro. Segundo Catuneanu (2006), a ocorrência de *hardgrounds* e *firmgrounds* (ondas) e *woodgrounds* (marés) são evidências desta superfície.

Superfície de inundação máxima (SIM) (*Maximum flooding surface*) – esta superfície se forma no final da transgressão e, por isso, separa os estratos inicialmente agradantes que passam para retrogradantes, do trato de sistema de nível de mar alto (HST). Esta mudança ocorre durante o aumento do nível de base, geralmente acompanhado por um aumento do aporte sedimentar, que ultrapassa a taxa de subida do nível de base (Catuneanu, 2006). Em seções sísmicas, é detectada pelo *downlap e aspecto* progradante dos estratos acima da mesma. Nos ambientes marinhos e costeiros, a SIM constitui seções condensadas, que corresponde a sedimentos hemipelágicos a pelágicos, acumulados durante períodos de aporte sedimentar mínimo. Os *hardgrounds* também são feições típicas associadas à superfície de inundação máxima (SIM), pois representam o grau de cimentação do fundo marinho, muito embora os *softgrounds* formam-se onde a taxa de sedimentação é alta, mantando o fundo marinho inconsolidado. A ocorrência de *woodgrounds* nas regiões costeiras representam inundações marinhas sobre regiões de planícies costeiras. Na porção continental, a ocorrência de estruturas que mostram a ação de marés em arenitos fluviais é indicativa da SIM, além da ocorrência de níveis de carvão. Em sistemas puramente fluviais, a SIM está relacionada a um aumento abrupto de energia fluvial, estando geralmente associada à mudança nos estilos fluviais (i.e. passagem de um sistema meandrante para um sistema entrelaçado), bem como à uma variação no grau de amalgamação dos canais (Catuneanu, 2006).

4.6. PARASEQUÊNCIAS

O termo parasequências foi definido por Van Wagoner *et al.* (1988) para se referir a uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados limitados por uma superfície de inundação marinha ou suas superfícies correlatas. Os padrões de

empilhamento dos sets de parasequências (*parasequence set*) são usados conjuntamente com as superfícies e suas posições dentro de uma sequência para definir os tratos de sistemas.

Parasequência é identificada e separada de outras parasequências, por superfícies de inundação e definem tendências deposicionais granocrescentes e granodecrescentes. As superfícies de inundação são identificadas pelas mudanças abruptas de fácies, que pode representar um aumento na profundidade da lâmina d'água ou diminuição do aporte sedimentar (Catuneanu *et al.*, 2009).

Os conjuntos de parasequências podem ser: progradacional, retrogradacional e agradacional (Figura 19) e são essenciais para a interpretação dos tratos de sistemas, e revelam também importantes informações sobre os controles alogênicos.

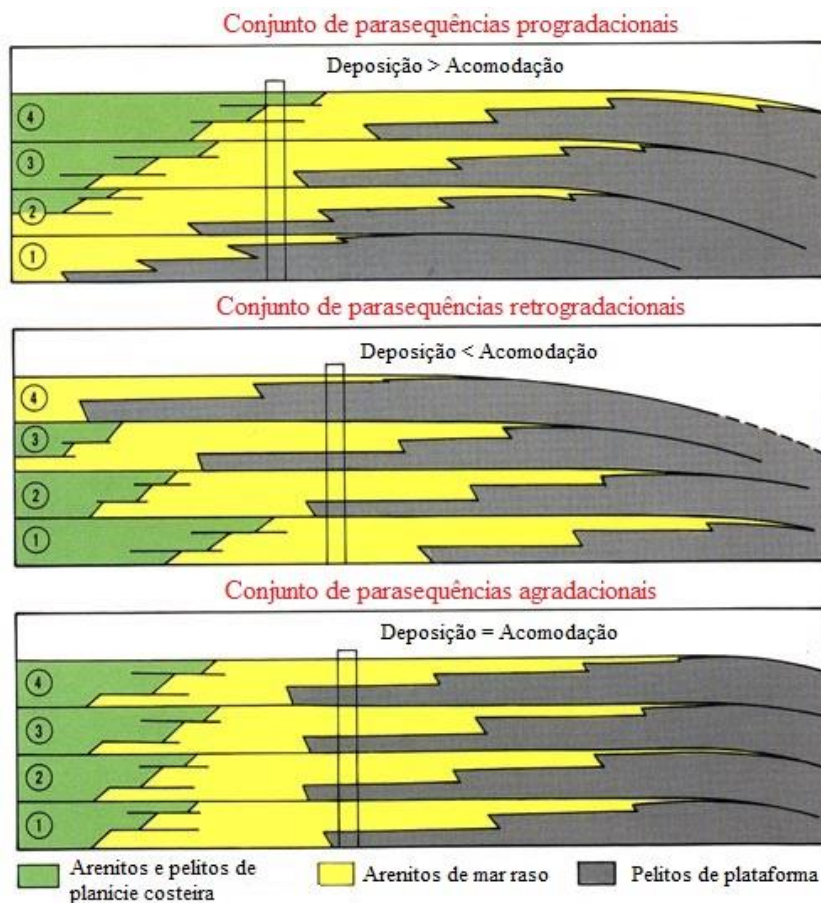


Figura 19 – Conjunto de parasequências progradacionais, retrogradacionais e agradacionais (modificado de Van Wagoner, 1988).

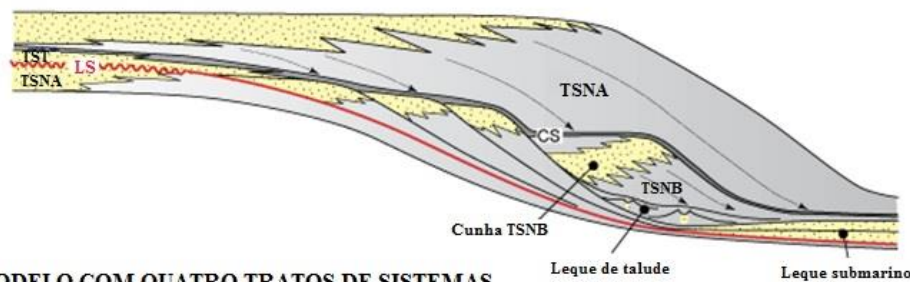
4.7. TRATOS DE SISTEMAS (*SYSTEM TRACTS*)

Trato de Sistemas (TS; Brown e Fisher, 1977) compreende a análise de um conjunto de sistemas deposicionais geneticamente relacionados que compõem partes fundamentais de uma sequência deposicional (Catuneanu, 2006). Segundo Galloway (2004) os tratos de sistemas correspondem a “*unidades estratigráficas genéticas que incorporam estratos depositados em um sistema de dispersão de sedimentos síncrono*”. Os TS são interpretados com base na análise do padrão de empilhamento das fácies com tendências deposicionais características, cuja posição dentro de uma sequência deposicional é definida com base na determinação das superfícies limítrofes (Catuneanu, 2006).

Embora no primeiro modelo de sequência deposicional proposto por Vail (1987), modificado por Posamentier e Vail (1988) e Posamentier, Jervy e Vail (1988), tenham sido definidos três tratos de sistemas - *trato de sistema de nível baixo (TSNB)*, *trato de sistema transgressivo (TST)* e *trato de sistema de nível alto (TSNA)* -, no modelo de sequência proposto por Hunt & Tucker (1992) o estágio final do *trato de sistema de nível alto (TSNA)* é utilizado para referir-se ao *trato de sistema de mar em queda (TSMQ)* (Figura 20).

MODELO ORIGINAL COM TRÊS TRATOS DE SISTEMAS

de acordo com Vail (1987), Posamentier e Vail (1988)



MODELO COM QUATRO TRATOS DE SISTEMAS

de acordo com Hunt e Tucker (1992, 1995)

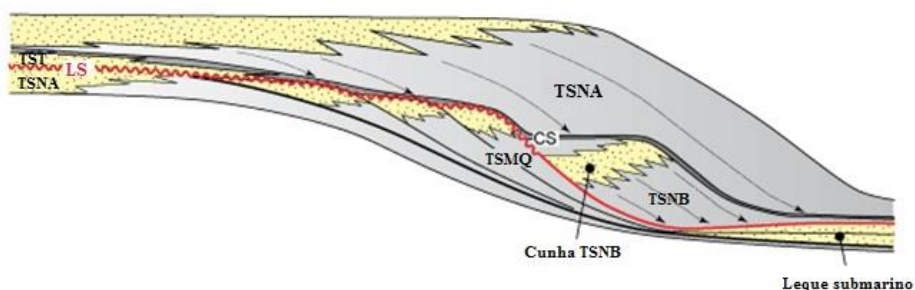


Figura 20 – Imagem ilustrando a diferença dos modelos com três tratos de sistemas (acima) e com quatro tratos de sistemas (abaixo).

TRATO DE SISTEMA DE NÍVEL ALTO (TSNA) - Este trato de sistema se forma durante a última fase do aumento do nível de base, quando a taxa de subida do nível de base encontra-se abaixo da taxa de sedimentação, gerando uma regressão normal da linha de costa. Como consequência, o padrão de empilhamento das parasequências é caracterizado por uma combinação de processos progradacionais e agradacionais.

O TSNA é limitado na base pela Superfície de Inundação Máxima (SIM) e no topo por uma combinação de três superfícies: discordância subárea (DS), superfície basal de regressão forçada e a porção mais antiga da superfície erosiva de erosão marinha (Figura 21). A grosso modo, este trato de sistema pode ser dividido em dois estágios: i) inicial – marcado por taxas relativamente altas de aumento do nível de base – que é caracterizado por um forte componente agradacional; e ii) final – constituído por taxas de subida do nível de base relativamente mais baixas – que exhibe uma componente progradacional mais proeminente (Catuneanu, 2006).

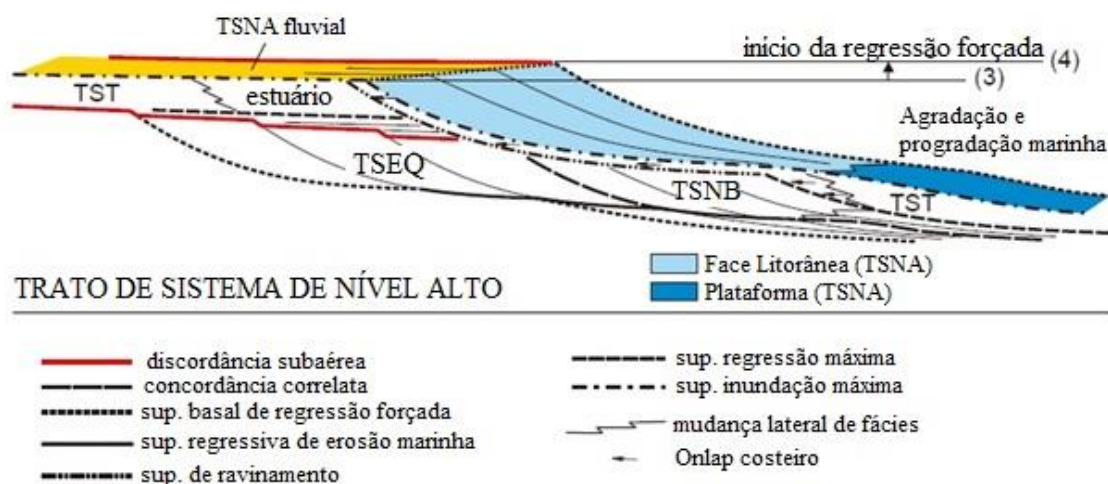


Figura 21 – Ilustração do TSNA com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (modificado de Catuneanu, 2006).

Com relação aos depósitos fluviais acumulados durante o TSNA, é possível caracterizá-los de duas maneiras distintas. Uma conforme a energia e tamanho de grão transportado (competência), e outra pela proporção entre os depósitos de canal e os externos ao canal (*overbank*). Ao mesmo tempo em que o tamanho de grão que é transportado pelos rios diminui com o tempo, resultado do aplainamento do perfil de equilíbrio e diminuição da energia, aumenta-se a proporção de arenitos que preenchem os canais em detrimento dos finos de *overbank* devido à desaceleração do aumento do nível de base. É por este motivo que o

perfil vertical de depósitos fluviais do TSNA irá ter uma granodecrescência bem marcada, muito embora a quantidade de areia tenda a aumentar para o topo (Catuenanu, 2006).

O potencial de preservação dos depósitos gerados durante o TSNA é limitado, pois este estágio é sucedido pelo TSMQ, que é gerado a partir da queda do nível de base, sendo muito comum a exposição subaérea dos depósitos de TSNA.

TRATO DE SISTEMA DE ESTÁGIO DE QUEDA (TSMQ) - O TSEQ inclui todos os estratos acumulados em uma bacia sedimentar durante a regressão forçada da linha de costa. É constituído principalmente por fácies marinhas rasas e profundas que se acumulam concomitantemente a formação da superfície de discordância subaérea na porção continental da bacia. A base do TSMQ é limitada pela superfície basal de regressão forçada e pela porção mais antiga da superfície regressiva de erosão marinha, enquanto que o topo é marcado pela união de três superfícies: discordância subaérea, concordância correlata e pela porção mais nova da superfície regressiva de erosão marinha (Figura 22).

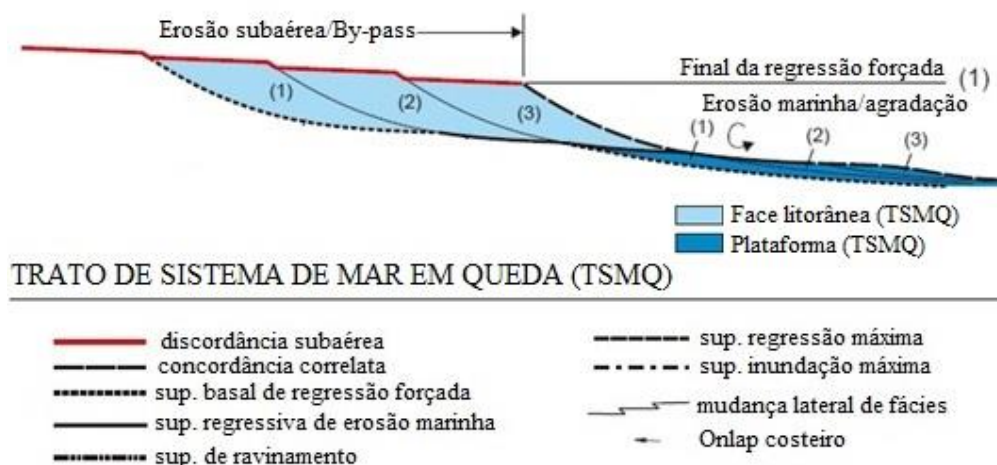


Figura 22 - Ilustração do TSMQ com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (modificado de Catuenanu, 2006).

As regiões não marinhas da bacia podem sofrer processos de incisão fluvial, by-pass fluvial e pedogênese, por exemplo. No entanto, as incisões fluviais ocorrerão somente quando o nível de base cair abaixo de quebras topográficas significativas (borda da plataforma, escarpas de falha, etc), expondo assim segmentos litorâneos que são mais íngremes que o perfil de equilíbrio fluvial (Schumm, 1993; Ethridge *et al.*, 2001; Posamentier, 2001).

Apesar de representar uma característica comum do estágio de queda do nível de base, a incisão fluvial pode não ocorrer no case de bacias marinhas rasas, que exibem uma

plataforma de baixo declive (Catuneanu, 2006). As feições diagnósticas do TSMQ também correspondem aos depósitos marinhos rasos com rápida progradação e terminação estratiais em *offlap*.

TRATO DE SISTEMA DE NÍVEL BAIXO (TSNB) - O trato de sistema de mar baixo se forma no estágio inicial do aumento do nível de base, quando a taxa de subida do nível é ultrapassada pela taxa de aporte sedimentar (regressão normal). Com isso, o processo deposicional e de empilhamento de estratos é marcado por uma baixa taxa de agradação e progradação.

A base é limitada pela superfície de discordância subaérea e sua concordância correlata, e o topo pela superfície de regressão máxima (Figura 23). Os depósitos de TSNB tendem a serem os mais grosseiros granulometricamente, tanto na porção não marinha quanto na marinha rasa da bacia. Por exemplo, nos estratos continentais, é a parte mais baixa de um perfil de granodecrescência ascendente, e nos estratos marinhos, a parte mais alta de um perfil granocrescente ascendente. A porção profunda da bacia, por sua vez, é marcada pela ocorrência de correntes de turbidez de baixa densidade depositadas no fundo marinho com declives menos íngremes que no TSMQ (Catuneanu, 2006).

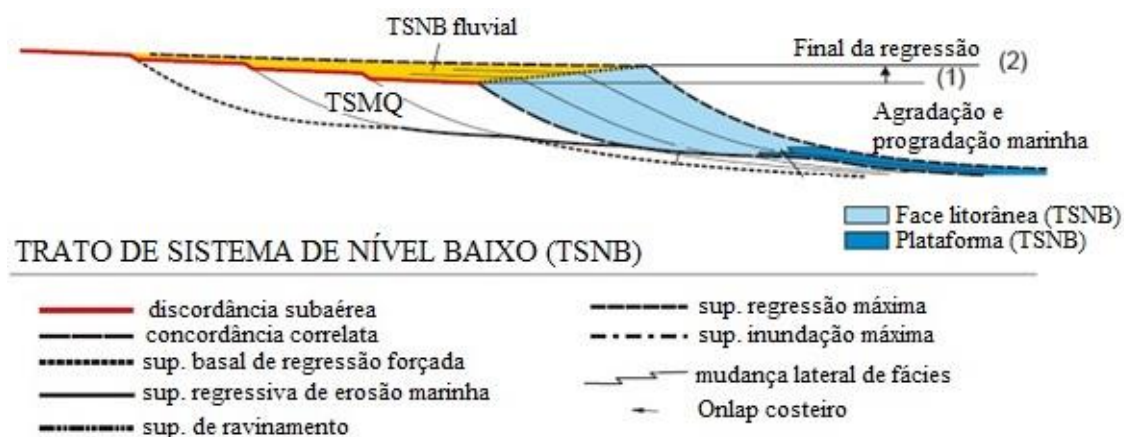


Figura 23 - Ilustração do TSNB com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (modificado de Catuneanu, 2006).

A agradação costeira durante o TSNB desencadeia um decréscimo no gradiente fluvial nas porções a jusante do rio, o que induz uma redução paulatina na energia fluvial e um padrão geral caracterizado pela diminuição da granulometria topo acima. O aumento do nível de base também contribui para a geração dos ciclos de granodescrescência ascendente, já que

a criação de mais espaço de acomodação ao longo do tempo faz com que os depósitos de planície de inundação sejam preservados no registro geológico, além disso, essa mudança pode ser observada pelo aumento da razão planície de inundação/canal fluvial. Esses depósitos acumulam-se, tipicamente, sobre uma superfície irregular (paleo-relevo irregular), que é resultado da regressão forçada da linha de costa durante o TSMQ. Logo, a deposição do TSNB contribui para a peneplanização das regiões não marinhas da bacia (Catuneanu, 2006).

Há casos, no entanto, que os depósitos de LST não se encontram preservados no registro sedimentar, devido ou a não deposição ou a posterior erosão pela ação da transgressão. Neste caso, a superfície da base dos vales incisos é modificada para uma superfície de erosão transgressiva e, com isso, os vales são totalmente preenchidos por depósitos do trato de sistema transgressivo (Dalrymple, 1992; Ainsworth & Walker, 1994). Portanto, o potencial de preservação tende a ser baixo, tanto dos depósitos costeiros quanto dos fluviais (Catuneanu, 2006).

TRATO DE SISTEMA TRANSGRESSIVO (TST) - Este trato de sistema se forma durante o estágio de subida do nível de base, mais especificamente quando a taxa de subida ultrapassa a taxa de sedimentação na linha de costa. Reconhecido pelo padrão de empilhamento retrogradacional, que resulta em um perfil granodecrescente ascendente tanto nas sucessões marinhas quanto não marinhas, o TST é limitado na base pela superfície de regressão máxima (SRM), e no topo pela superfície de inundação máxima (SIM). A Figura 24 mostra os limites deste trato de sistema.

Os depósitos de TST fluvial e costeiro podem ser espessos devido à alta taxa de sedimentação estimulada pela acomodação disponível, isso faz com que os sedimentos fiquem acumulados nessa porção da bacia, deixando a parte marinha sedenta por sedimentos (Loutit *et al.*, 1988). Como consequência, as partes mais distais da bacia apresentam seções condensadas (Galloway, 1989).

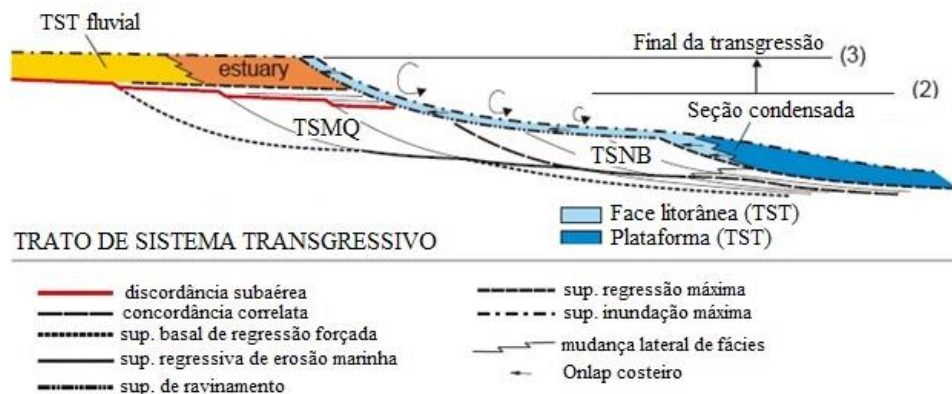


Figura 24 - Ilustração do TST com suas superfícies estratigráficas limítrofes e padrões de empilhamento dos estratos (modificado de Catuneanu, 2006).

A borda da plataforma, por sua vez, enfrenta uma situação de falta de aporte sedimentar e, aliado à rápida subida do nível de base, sofre com a instabilização e, portanto, é objeto de não deposição e/ou retrabalhamento sedimentar durante a transgressão.

A parte fluvial da bacia geralmente apresenta estruturas de ação de maré (Shanley, McCabe e Hettinger, 1992; Shanley e McCabe, 1993), e é caracterizado por um perfil vertical de granodecrescência ascendente. Os canais fluviais são encontrados como corpos isolados localizados em depósitos que predominam os finos de planície de inundação, e é comum encontrar depósitos de carvão associados aos estratos sedimentares fluviais do TST.

Os vales incisos, herdados da fase de rebaixamento do nível de base (TSMQ) e que não foram preenchidos por depósitos de LST, podem ser preenchidos pelos depósitos estuarinos de TST, principalmente nas regiões à jusante, ou seja, próximos à linha de costa (Dalrymple, Zaitlin e Boyd, 1994).

No TST, tanto as porções continentais quanto marinhas apresentam uma tendência a “onlapar” sobre a superfície deposicional em direção ao continente. A diferença é que os depósitos marinhos “onlapam” o paleo-fundo marinho, ao passo que os depósitos próximos à linha de costa podem estar em *onlap* sobre a superfície de discordância subaérea, caso o avanço seja significativo. No caso das regiões costeiras, o trato de sistema transgressivo podem incluir um padrão backstepping dos depósitos de foreshore, fácies estuarinas diagnósticas em pequenos rios, e ainda deltas no caso de rios maiores (Catuneanu, 2006).

4.8. SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS

O conceito de sequências foi sendo constantemente debatido pela comunidade geocientífica mundial ao longo dos anos. O primeiro conceito de sequências (Sloss, 1949) foi

modificado, e outros tipos de sequências foram propostos. Dentre estes “novos” conceitos elaborados, dois se destacam: modelo de sequência deposicional e o modelo de sequência genética (Figura 25).

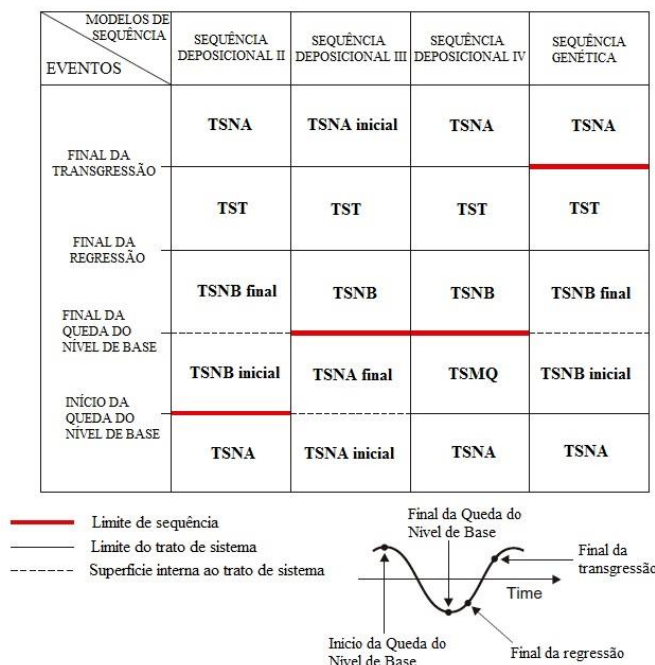


Figura 25 – Modelos de sequência e seus respectivos limites (modificado Catuneanu, 2002).

O modelo de *sequência deposicional* utiliza a discordância subaérea (DS) e sua concordância correlata (CC) como limite de sequência. A DS é gerada concomitantemente com o estágio de queda do nível de base, já a CC é demarcada como o fundo oceânico no início da regressão forçada ou no final dela. Esse modelo de sequência foi baseado na Estratigrafia Sísmica, com a qual a delimitação das superfícies estratigráficas em seções sísmicas não necessita de uma análise faciológica, mas somente uma delimitação das terminações estratais e arquitetura deposicional. O principal mérito da sequência deposicional é que os limites de sequência são definidos em relação à curva de variação do nível de base e, portanto, são independentes das taxas de sedimentação (Catuneanu, 2006).

O modelo de *sequência genética* utiliza a superfície de inundação máxima (SIM) como limite de sequências, pois segundo Galloway (1989), as principais mudanças da distribuição paleogeográfica de sistemas deposicionais e depocentros ocorrem durante os episódios de máxima transgressão da linha de costa. Este modelo utiliza a análise faciológica e determinação dos sistemas deposicionais para a delimitação das superfícies estratigráficas e interpretação dos tratos de sistemas. A principal controvérsia deste modelo, é que a discordância subaérea ocorre internamente à sequência, fato que contrapõe o princípio de que uma sequência é uma sucessão de estratos geneticamente relacionados.








5. FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

Fácies sedimentares são os atributos mais relevantes na reconstituição paleoambiental porque representam os processos e regimes decorrentes do transporte e deposição das partículas detríticas que ocorrem nos mais diversos ambientes de sedimentação. Durante transporte, mudanças nos regimes da energia do fluxo promovem variações no tamanho dos grãos e no estilo das estruturas produzidas no ambiente de sedimentação, decorrentes das diferenças entre densidade e formas das partículas.

As litofácies sedimentares apresentadas a seguir foram descritas em dois afloramentos denominados de BP-06 e BP-08, que ocorrem às margens da rodovia BR-282, na localidade da cidade de Alfreno Wagner (Fig. 1A). Cada exposição tem ampla continuidade lateral que pode alcançar mais de 50 m, por cerca de 40 m de altura. Os estratos são geralmente tabulares e constituídos de arenitos, pelitos e, menos frequentes, conglomerados que exibem uma grande variedade de fácies que se encontram listadas no Quadro 3.

Quadro 3 – Sumário das principais características das litofácies identificadas nas sucessões permianas da borda.

CÓDIGO	DESCRIÇÃO	GEOMETRIA	PROCESSO	IMAGEM
Gmg	Conglomerado intraformacional matriz-sustentado, maciço, monomítico.	Camadas lenticulares; 80 cm de espessura.	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso.	
Ss	Arenito médio, estratificação sigmoidal.	Geometria sigmoidal; 23 cm de espessura.	Deposição em transição de regime de fluxo inferior para superior.	
St	Arenito grosso, estratificação cruzada acanalada, sets decimétricos a métricos;	Camadas tabulares; 1,3m a 20m de espessura.	Migração dunas 3D; regime de fluxo inferior.	
Sp	Arenito fino a grosso, estratificação cruzada tabular com sets decimétricos.	Camadas tabulares e amalgamadas; 80 cm a 4,5m de espessura.	Migração dunas 2D; regime de fluxo inferior.	
So	Arenito fino a médio, laminação ondulada simétrica.	Camadas tabulares a lobada; 30 a 80cm de espessura.	Fluxo oscilatório, sem componente unidirecional.	
Sr	Arenito fino a grosso, laminação cruzada cavalgante, recobrimento argiloso nos foresets.	Camadas tabulares a lenticulares; 25 cm a 1,5 m de espessura.	Regime de fluxo inferior, migração de leito ondulado; processo de suspensão.	
Sh	Arenito fino a grosso, laminação planar-paralela.	Camadas tabulares a lenticulares; 50 cm a 1,4 m de espessura.	Formas planas de leito (regime de fluxo superior)	
Sl	Arenito médio, estratificação cruzada de baixo ângulo, sets centimétricos.	Camadas tabulares; 30 a 45 cm de espessura.	Dunas atenuadas, preenchimento de suaves depressões (regime de fluxo transicional).	

Sm	Arenito fino a grosso, maciço.	Camadas lenticulares (forma de canal); 45 cm a 2m de espessura.	Depósitos de fluxos hiperconcentrados.	
Shw	Arenito fino a médio, estratificação cruzada <i>hummocky</i> .	Camadas tabulares e lenticulares; 50 a 75 cm de espessura.	Fluxo combinado durante eventos de tempestades.	
Fl	Pelito, laminação planar e ondulada; nódulos de pirita e marcas de folha.	Camadas tabulares; 15 cm a 1,5m de espessura.	Deposição por decantação externos ao canal.	
Fsm	Pelito, maciço, textura <i>blocky</i> .	Camadas tabulares; 25 cm a 3,5m de espessura.	Deposição por decantação externos ao canal.	
Hf	Acamamento heterolítico <i>flaser</i> .	Camadas tabulares; 15 cm a 1,3m de espessura.	Deposição por tração e suspensão.	
Hl	Acamamento heterolítico lenticular (<i>linsen</i>).	Camadas tabulares; 40 cm a 2,2m de espessura.	Deposição por suspensão e tração.	
Hw	Acamamento heterolítico ondulado (<i>wavy</i>).	Camadas tabulares; 15 a 30 cm de espessura.	Deposição por tração e suspensão.	

5.1. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO (AF1)

Descrição: Essa associação apresenta o maior número de litofácies que compreende *Sl*, *St*, *Sp*, *Sr*, *Sh*, *Fl*, *Fsm*, *Hw*, *Hf* e *Hl*. Forma uma sucessão de estratos com ciclos granodecrescentes ascendentes que variam de 80 cm a 1m (Figura 26A e 27A). A base de cada ciclo é marcada por superfície erosiva que limita pacotes de arenito fino, às vezes médio, lenticulares a tabulares, com espessuras variando de 30 a 50 cm. Têm continuidade lateral de algumas dezenas de metros, com laminação cruzada de baixo ângulo (fácies *Sl*), estratificação

cruzada assimétrica (fácies *Sr*), cruzada acanalada (fácies *St*), heterolitos *wavy* (fácies *Hw*) e *flaser* (fácies *Hf*). Estes pacotes são sucedidos por arenito fino com laminação cruzada assimétrica (*Sr*), com direção WNW, arenito fino com laminação plano-paralela (fácies *Sh*) no topo. Estes arenitos são sucedidos por heterolíticos (fácies *Hw* e *Hl*) compostos de arenitos finos e pelitos (fácies *Fsm* e *Fl*), tabulares a lenticulares de 20 cm a 1 m de espessura e extensão lateral de 30m (Figura 26B). Pelito maciço (fácies *Fsm*) geralmente ocorre no topo dos ciclos, compondo uma sucessão de 20m. Na base ocorrem pelitos (Figuras 26B e 26C) maciços, friáveis (*blocky*) com fraturas preenchidas por óxido de ferro e o topo limitado por uma superfície erosiva (Figura 26F).

Interpretação: Planícies de inundação constituem regiões de baixa expressão topográfica e caracterizadas pela abundância de sedimentos de granulação muito fina em relação aos grossos. Constituem diversos subambientes de sistemas deposicionais cuja dinâmica sedimentar é controlada especialmente pelo clima (Miall, 1996). As camadas de arenito muito fino são sucedidas por estratos heterolíticos lateralmente extensos, com arquitetura tabular a lenticular, que permitem interpretar esta associação como correspondente a depósitos de planície de inundação. O caráter relativamente plano da superfície deposicional e a variabilidade considerável de fácies refletem contínuas mudanças no processo de sedimentação (Scherer, 2008). Este processo é indicado pela presença de superfícies limítrofes de 2ª ordem (Miall, 1996) nas camadas de arenitos médios a finos (litofácies *Sl*, *Sr*, *Sh*, *St*, *Hw* e *Hf*; Figura 25D). O conjunto de pacotes é limitado por superfícies de 4ª ordem (Figuras 26B e 27C), que limita depósitos de rompimento de diques marginais (crevassa), compondo o elemento arquitetural CS, desenvolvido por espraiamento sobre a planície de inundação (Aslan e Blum, 1999). Estes depósitos são formados durante aumento substancial da carga fluvial confinada ao canal, que geralmente é desencadeado durante evento de enchentes episódicas. Depósitos de crevassa se acunham lateralmente na forma de lençóis e são separados dos sedimentos finos da planície de inundação (FF). A planície de inundação inclui sedimentos acumulados por suspensão (litofácies *Fsm*, *Fl*, *Hl* e *Hw*) e geralmente são extensos lateralmente. Os ciclos de granodecrescência ascendentes, conforme podem ser vistos nas Figuras 25B e 25E representam distintos episódios de inundação (Miall, 1996).

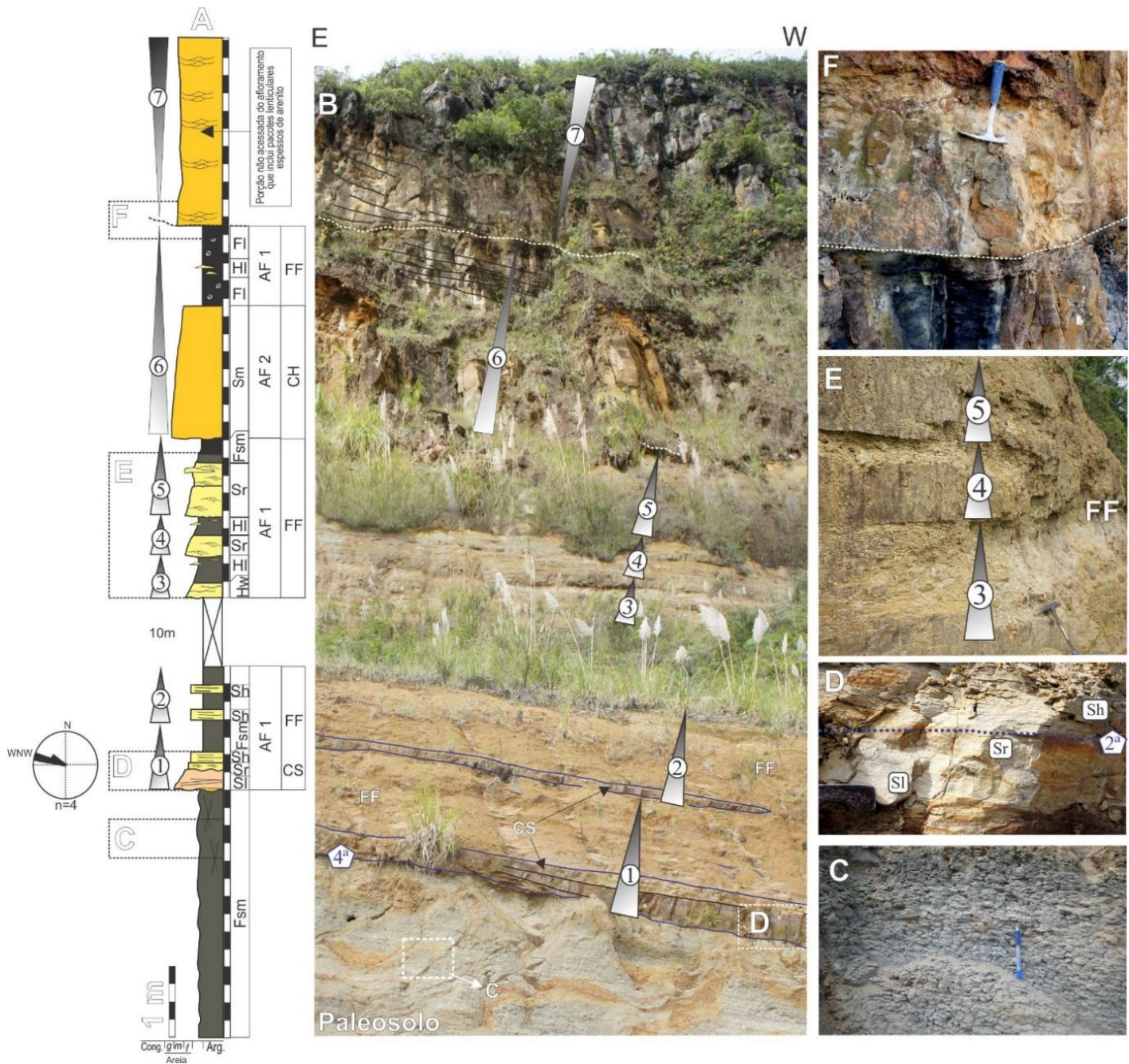


Figura 26 – (A) Perfil litoestratigráfico com as associações de fácies AF1 e AF2; (B) visão panorâmica do afloramento que exibe nítido aumento ascendente dos pacotes de arenitos, formando ciclos granodescendentes ascendentes, com elementos arquiteturais e superfícies limítrofes; (C) detalhe de pelito com textura *blocky* (paleosolo); (D) arenito médio a fino exibindo uma intergradação de fácies separadas por superfícies de 2ª ordem; (E) ciclos granodescendentes ascendentes, característicos de planícies de inundação, interpretado como sucessivos eventos de inundação; (F) contato erosivo entre a AF1 e AF3, que pode ser traçado por vários metros.

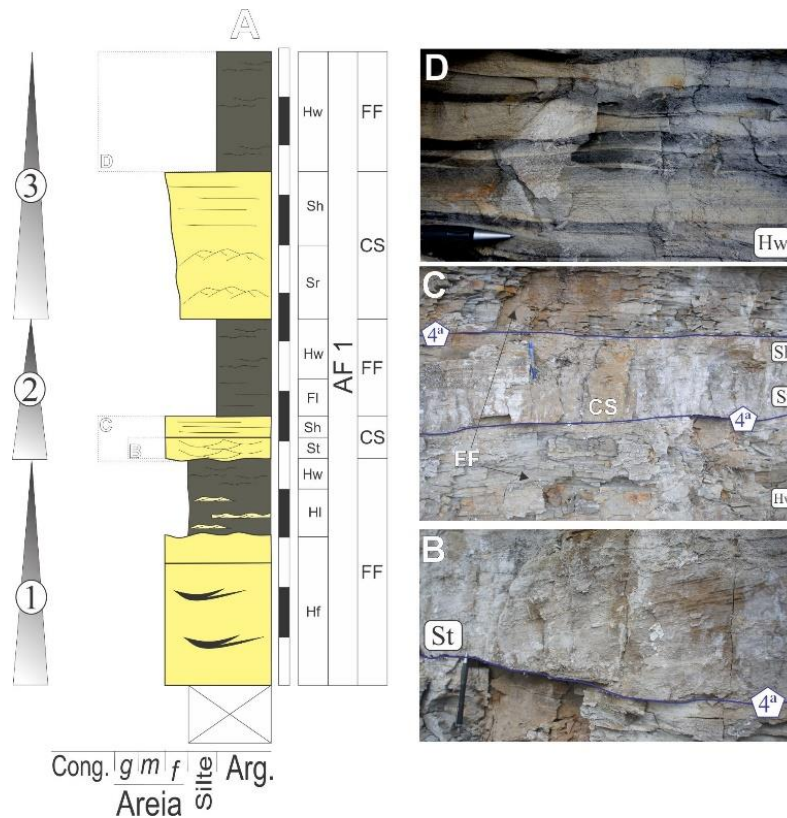


Figura 27 – (A) Perfil litoestratigráfico da associação de fácies de planície de inundação; (B) arenito fino com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte; (C) foto de detalhe na qual é possível observar os elementos CS e FF limitados por uma superfície de 4ª ordem; e (D) heterolito wavy.

5.2. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PREENCHIMENTO DE CANAL (AF2)

Descrição: A associação de fácies de preenchimento de canal compreende especificamente as litofácies *Sm* e *Sr* (Figura 28A) que compõem pacotes de arenito com geometria lenticular, tendo base erosiva côncava e topo plano, às vezes suavemente ondulado (Figura 30B), com espessuras que variam de 80 cm a 1 m, na porção mais espessa da camada, e extensão lateral que pode alcançar cerca de 30 m. São arenitos grossos mal selecionados na base, às vezes com aspecto conglomerático, marcante gradação normal e estratificação pobremente desenvolvida (litofácies *Sm*) (Figura 28C). Esta litofácies passa gradativamente para arenito médio a fino com laminação cruzada assimétrica (litofácies *Sr*), com *foresets* inclinados (Figura 28B) e gradação normal. Estas litofácies encontram-se geralmente associados lateralmente com pelitos da fácies *Fl* na base e heterolitos (*Hf*) no topo (Figura 28D), que representam depósitos de planície de inundação, descritos e interpretados anteriormente. Em direção ao topo do pacote, e lateralmente, ocorre arenito com laminação

cruzada assimétrica (*Sr*) que sucedem pacotes de arenito da fácies *Sm*. Esta litofácies é limitada por superfícies planas que mergulham paralelamente a extensão da camada.

Interpretação: Depósitos de preenchimento de canais são geralmente caracterizados pela predominância de pacotes de arenito grosso, com gradação normal muito bem desenvolvida. Os estratos desenvolvem geometria lenticular tendo a base côncava erosiva e topo plano, que sugere fluxo canalizado. A superfície basal dos depósitos de preenchimento de canal é definida como uma superfície limítrofe de 5^a ordem, pois delimita corpos arenosos de canais principais, indicando incisão do canal fluvial, colocando em contato os elementos arquiteturais CH e FF. O elemento CH, por sua vez, apresenta em direção ao topo e lateralmente uma superfície de 4^a ordem que aparece inclinada em direção ao centro do canal, transversalmente ao sentido de migração das formas de leito, definindo o contato com o elemento LA que, internamente, apresenta superfícies de 3^a ordem que representam a migração de barras de acreção lateral (barras em pontal) dentro do canal (CH), e podem ocorrer devido às mudanças no padrão das barras relacionadas à instabilidade do fluxo associadas a irregularidades do leito do canal fluvial ou à reorganização do fluxo durante períodos de enxurradas (Scherer, 2008). Os pacotes de arenito maciços, que compreendem o elemento CH, são formados por fluxos concentrados de densidade (Mulder & Alexander, 2001) e/ou de fluxos arenosos densos (*Sandy dense flows*) *sensu* Tinterri *et al.* (2003).

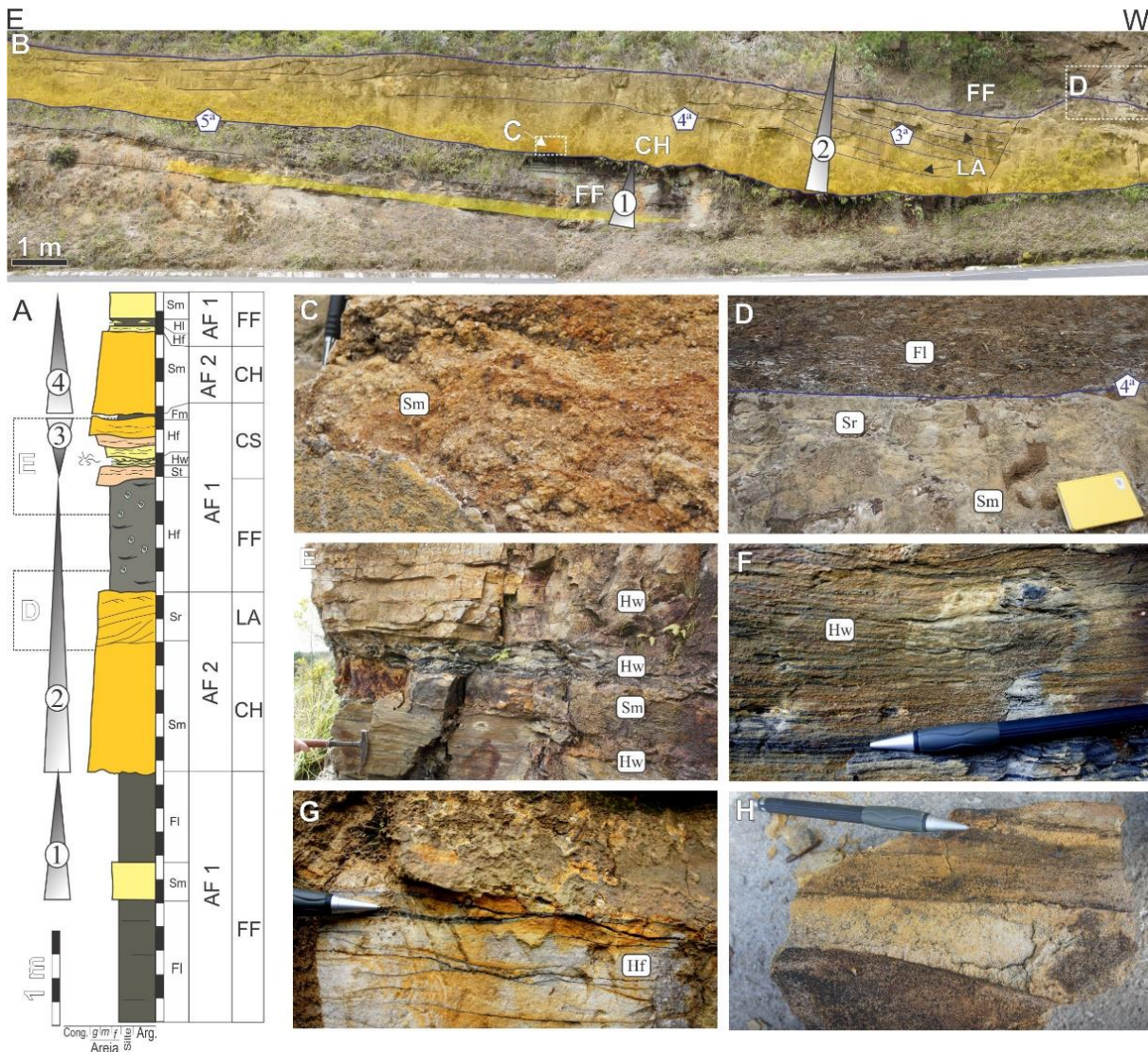


Figura 28 – (A) Perfil litoestratigráfico da associação de fácies de preenchimento de canal (AF2); (B) foto panorâmica mostrando a geometria das camadas, elementos arquiteturais e superfícies limítrofes; (C) arenito grosso maciço, elemento CH; (D) foto de detalhe do contato entre os elementos arquiteturais LA e FF; (E) intergradação de fácies, exibindo inclusive estruturas deformacionais, característicos do elemento arquitetural CS; (F) heterolito wavy; (G) heterolito flaser; e (H) marcas de folha preservadas sobre o acamamento de arenito da litofácies *Hf*.

5.3. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAIS ENTRELACADOS (AF3)

Descrição: A associação é constituída pelas litofácies *Sm*, *Sh*, *St*, *Sp*, *Sr*, *Ss*, *Sp*, *Hf*, *Hw* e *Fsm* (Figura 29A) que compõem uma sucessão de pacotes de arenitos, com gradação normal, geometria tabular e lenticular, possuindo extensão lateral de mais de 100 m e espessura de mais de 10 m. Geralmente, apresentam base e topo erosivos, suavemente ondulados, formando ciclos granodecrescentes ascendentes (Figura 29B). A porção basal de cada ciclo é constituída de arenito grosso, com gradação normal (litofácies *Sm*, *St* e *Sp*), as vezes com

clastos grosseiros na base (*lags* residuais), sucedidos por arenito médio a fino, muitas vezes sem gradação aparente (litofácies *Sp*, *Sr*, *Ss*, *Hf* e *Hw*), indicando paleocorrente para WSW, e, subordinadamente, pela fácies *Fsm*, que aparece limitando os pacotes de arenitos (Figura 29C). Superfícies erosivas internas e externas aos estratos são comuns, sendo observadas em toda a sucessão.

Interpretação: Ambiente com canais entrelaçados produzem depósitos arenosos a conglomeráticos com geometria em lençol e uma história de preenchimento complexa e diversificada, com restrição de depósitos de planície de inundação (Scherer, 2008). Na sucessão estudada, os arenitos grossos a finos, com geometria tabular e lenticular, ou em lençol, definem o elemento arquitetural SB composto de estruturas trativas unidirecionais de barras com acreção frontal (DA) e lateral (LA) (Figuras 29C, D e E), internamente com superfícies de 3ª ordem. Estas superfícies têm aspecto erosivo, que indicam processo de reativação associada à mudança na velocidade do fluxo (Scherer, 2008). Esse elemento arquitetural [SB] é limitado por superfícies de 4ª ordem, que o colocam em contato com o elemento DA, caracterizado pela presença de superfícies de 3ª ordem, que truncam estratos subjacentes (Figura 29D). A ocorrência de filmes ou (intraclastos) carbonosos nestes estratos ou sobre as superfícies de 3ª ou 4ª ordem sugerem retrabalhamento de depósitos de planície de inundação. O espessamento vertical e ascendente das camadas de arenito reflete aumento no espaço de acomodação e no aporte sedimentar, com aumento da dinâmica sedimentar que é atestada pela abundância de superfícies de 3ª ordem. Esta associação de fácies é limitada no topo por uma superfície erosiva, de alto relevo, que a coloca em contato abrupto com associação de fácies deltaica (AF4, Figuras 29A e 29F).



Figura 27 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de canais entrelaçados (AF3; Membro Triunfo, Formação Rio Bonito); (B) foto de afloramento mostrando os ciclos granodescendentes ascendentes, os elementos arquiteturais e as superfícies limítrofes; (C) Elemento de acreção frontal (DA) camadas arenitos finos com estratificação cruzada tabular (*Sp*), limitadas por superfícies de 3^a ordem, e com filmes carbonosos recobrendo as superfícies; (D) arenito fino com estratificação cruzada assimétrica (*Sr*) e arenito fino com estratificação sigmoidal (*Ss*) - elemento de acreção lateral (LA) ? - com superfícies de 3^a ordem; (E) foto de detalhe de arenito fino de litofácies *Sp*; e (F) foto de afloramento mostrando a superfície erosiva de alto relevo, com crosta laterítica, que limita a AF3 da AF4.

5.4. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DELTA DE CABEÇEIRA (AF4)

Descrição: Esta associação de fácies é constituída pelas litofácies *Gmg*, *Sh*, *Sr*, *So*, *Sp*, *Sl*, *Sm*, *Hl*, *Hf*, *Hw*, *Fsm* e *Fl*. Forma uma sucessão de 23 m de altura por de 60 m, caracterizada por pacotes lenticulares e sigmoidais de conglomerados, arenitos e heterolitos, limitada na base por uma superfície erosiva (Figura 30B).

Ciclos granocrescentes ascendentes exibem padrão de espessamento ascendente. Os conglomerados intraformacionais são matriz-sustentados, com clastos de pelito em matriz arenosa (*Gmg*, Figura 30C), que são sucedidos por arenito grosso a fino lenticulares com laminação plano-paralela (*Sh*), cruzada de corrente (*ripples*) e cruzada cavalgante (*climbing ripples* – *Sr*, Figura 30G), com sentido para SSE ou W. Ocorrem arenitos com estratificação ondulada simétricas (*So*), estratificação cruzada tabular com terminação tangencial (*Sp*) e estratificação cruzada de baixo ângulo (*Sl*, Figura 30G).

Arenito maciço (*Sm*) e heterolitos *linsen* (*Hl*, Figura 29F), *flaser* (*Hf*), *wavy* (*Hw*), pelitos maciço (*Fsm*) e laminado (*Fl*) formam pacotes amalgamados. Arenitos lenticular ou sigmoidal apresentam superfícies de reativação (Figura 30E), e configuram acamamentos ondulados do *hummocky* ($\lambda > 1 m$; Figura 31). Os heterolitos geralmente são lenticulares e, em alguns casos, apresentam estruturas de carga (Figura 30D e 30I). Os conglomerados intraformacionais aparecem também em direção ao topo da sucessão, e apresentam grandes clastos de arenitos subangulosos a subarredondados (Figura 30H).

Interpretação: A ocorrência de uma sucessão lateralmente contínua de arenitos e pelitos amalgamados (litofácies *Sh*, *Sr*, *So*, *Sp*, *Sl*, *Sm*, *Hl*, *Hf*, *Hw*, *Fsm* e *Fl*) e paraconglomerados monomíticos, com abundantes clastos de pelito e arenitos subangulosos a subarredondados, a presença de estruturas como a estratificação cruzada do tipo *hummocky-swaley* (HCS), permitem interpretar essa associação de fácies como depósito deltaicos, influenciados por tempestades e fluxos hiperpicnais. Arenitos grossos representam sedimentação por fluxo unidirecional concentrado, provavelmente, proveniente das regiões de desembocaduras dos rios, que ocorrem durante eventos catastróficos (Mulder & Syvitsky, 1995). Myrow, Fischer e Goodge (2002) argumentam que a maior parte dos sedimentos que chegam à região distal do delta durante eventos de alta descarga fluvial e tempestades. Os heterolitos indicam deposição durante de baixa energia após a passagem de ondas de tempestades ou período de baixa vazão fluvial. Os conglomerados intraformacionais representam ressedimentação causada por eventos de tempestades, que gera correntes de alta energia.

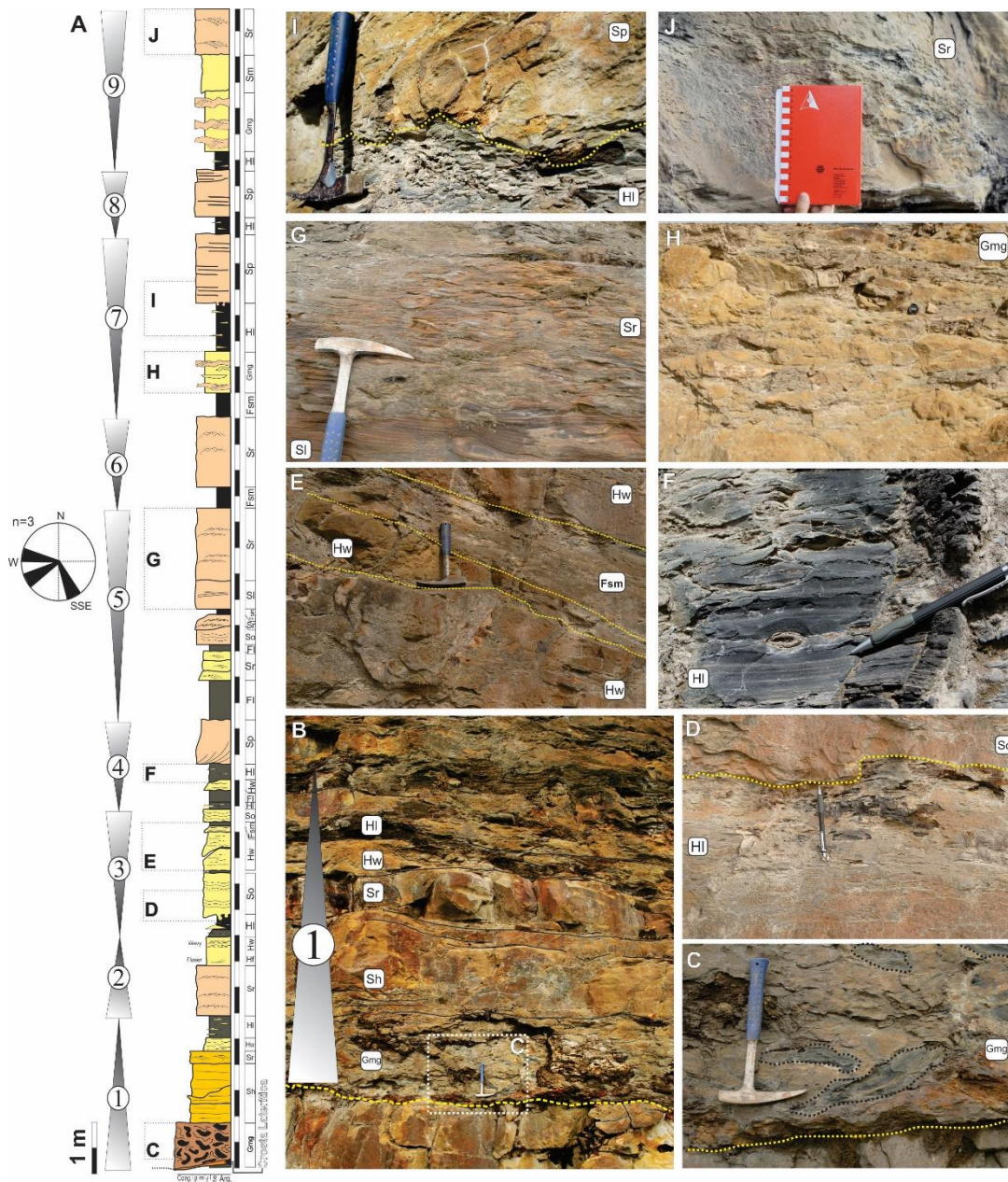


Figura 3028 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de frente delta de cabeceira; (B) superfície erosiva basal sobreposta por conglomerados, arenitos e pelitos, com granodrescência ascendente; (C) paraconglomerado intraformacional com clastos de pelito, subangulosos e subarredondados, e matriz arenosa (Gmg); (D) arenito fino com estratificação cruzada simétricas (So) sobreposto a heterolito linsen (HI) com estrutura de carga; (E) arenito fino/pelito com acamamento heterolítico wavy (Hw) com truncamento erosivo; (F) heterolito linsen (HI); (G) arenito médio com estratificação cruzada de baixo ângulo (SI) na base e arenito médio com climbing-ripples e recobrimentos argilosos nos foresets no topo; (H) paraconglomerado intraformacional com clastos de arenito subangulosos (Gmg); (I) heterolito linsen na base e arenito médio com laminação planar-paralela (Sh) e estrutura de carga no topo; e (J) arenito médio com estratificação cruzada assimétrica (Sr) com *mud drapes*. (Membro Paraguaçu/Formação Rio Bonito).

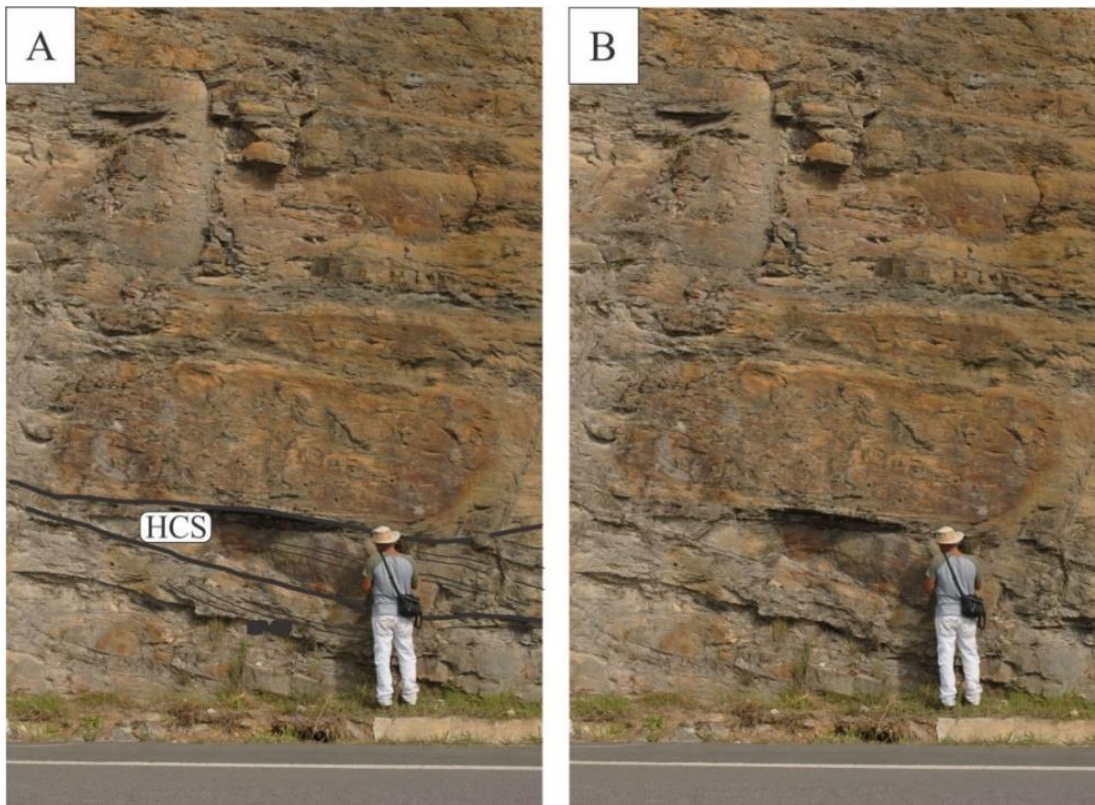


Figura 29 - Estratificação cruzada *hummocky-swaley* de grande porte (>1m) em depósitos de delta de cabeceira de estuário influenciado por onda (Membro Paraguaçu/Formação Rio Bonito): (A) fotografia interpretada da estratificação e (B) fotografia da estratificação sem interpretação.

5.5. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PREENCHIMENTO DE BAÍA (AF5)

Descrição: Esta associação é constituída pelas litofácies *Sr*, *Hl*, *Fl* e *Fsm* (Figura 32A), que compõem uma sucessão de camadas tabulares com aproximadamente 5 m de espessura, por algumas dezenas de metros de extensão lateral. Formam sucessões cíclicas granocrescentes ascendentes entre pacotes de arenitos finos (*Sr*) (Figura 32B), com laminação cruzada que apresentam recobrimento argiloso nos *foresets*, e heterolitos (*Hl*, Figura 32D), além de pelitos cinza escuro, laminados a maciços (*Fl* e *Fsm*), que geralmente predominam para o topo, com nítido adelgaçamento ascendente das camadas de arenitos.

Interpretação: Depósitos de baía central representam a porção central em um ambiente estuarino, onde ocorre a convergência da carga fluvial com a carga marinha. Por isso, os depósitos de baía central desses ambientes são caracterizados por apresentar a porção de menor energia de um sistema estuarino, conseqüentemente, apresenta sedimentos mais finos (Rossetti, 2008). O predomínio das litofácies *Fsm*, *Fl* e *Hl*, indica sedimentação por suspensão em áreas restrita e protegida, com baixa energia, de um sistema estuarino. Arenitos finos, com

laminação cruzadas por corrente (*ripples*) e cavalgante (*climbing ripples*), indicam processos de sedimentação por tração em regime de mais alta energia.

5.6. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAL DE MARÉ (AF6)

Descrição: A associação de fácies de canal de maré é composta pelas litofácies *Hw*, *Hf* e *Gmg* (Figura 32A), formando camadas lenticulares ou ligeiramente tabulares, que por vezes truncam as litofácies da associação de preenchimento de baía central, com base côncava erosiva e topo ondulados ou convexo (Figura 33). É possível identificar ciclos granodescrescentes ascendentes que, na porção basal, são constituídos pela litofácies *Hf* e *Hw*, ou *Gmg*, sucedidos por heterolitos da litofácies *HI*. Os conglomerados (*Gmg*) matriz-sustentados, geralmente, apresentam intraclastos de pelito e arenito, subarredondados a subangulosos, de tamanhos variados. Os pacotes heterolíticos apresentam esporádicas estruturas de deformação sin-sedimentar (Figura 32F). Gretas de dessecação aparecem no topo das litofácies *HI* (Figura 32E).

Interpretação: Esta associação de fácies é interpretada como representativa de ambiente de canal de maré, onde são identificados depósitos de margem de canal e depósitos de centro de canal (Figura 32). Os depósitos de margem de canal são representados por arenitos finos com acamamento *flaser* (fáceis *Hf*) e *wavy* (fáceis *Hw*) e pacotes espessos de heterolitos (fácies *HI*), lateralmente contínuos. Lateralmente, estes depósitos se interdigitam com arenitos finos, mais frequentes, a paraconglomerados de preenchimento de centro de canal. Estes depósitos de conglomerados intraformacionais estão posicionados nas porções mais profundas dos canais, e representam a sedimentação residual do retrabalhamento do leito deposicional por correntes de fundo geradas por inundações episódicas provocadas por eventos de tempestade. Gretas de contração em algumas porções dos depósitos de margem de canal indicam exposição subaérea, provavelmente, causada por oscilações da maré (ver De Luca; Basilici; Oliveira, 2010).

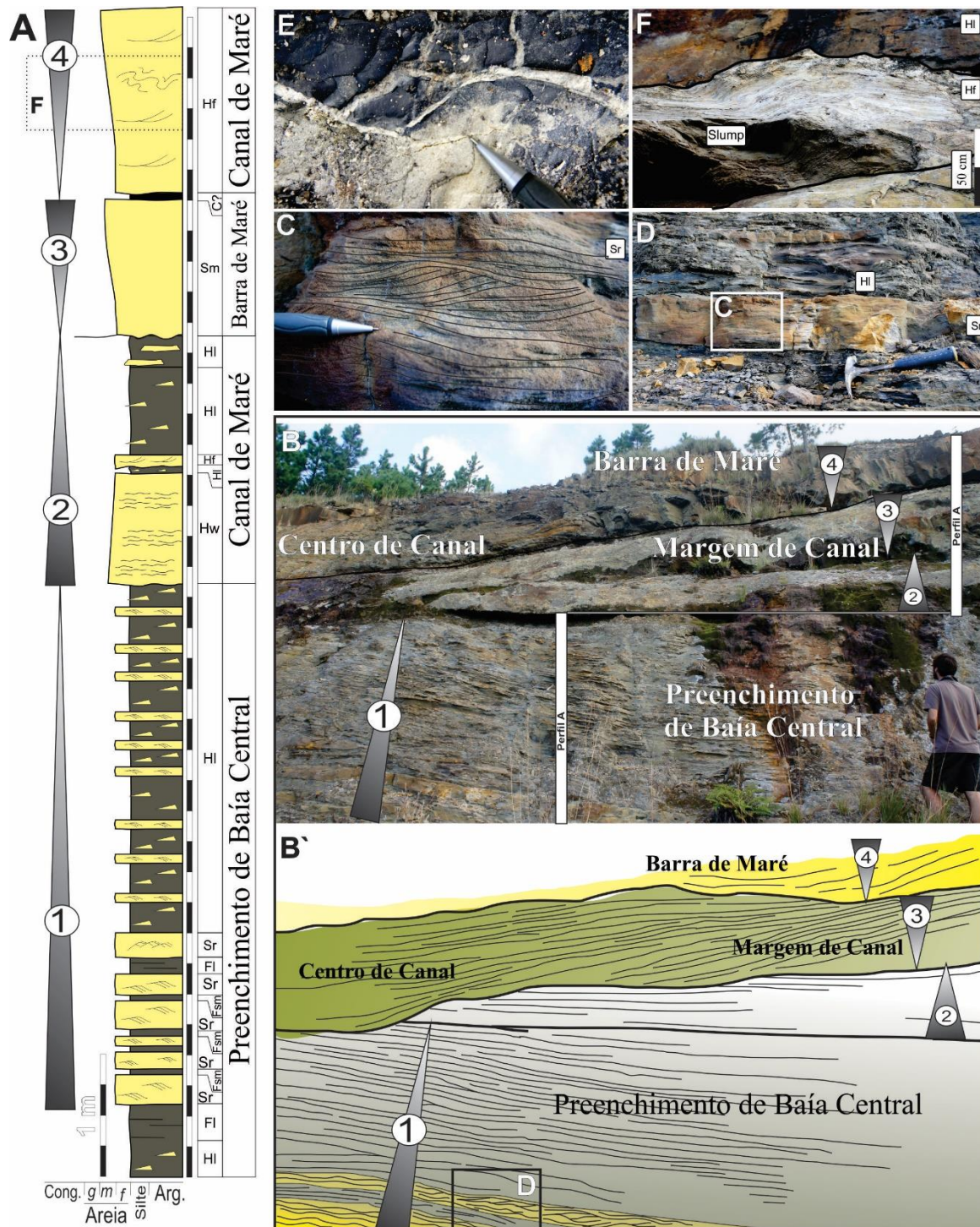


Figura 30 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de preenchimento de baía central, canal de maré e barra de maré; (B) foto de afloramento das associações AF5, AF6 e AF7; (C) arenito fino com estratificação cruzada assimétrica cavalgante (Sr); (D) arenito fino com estratificação cruzada assimétrica (Sr) intercalado com heterolito linsen (HI); (E) heterolito linsen (HI) com gretas de dessecação; arenito fino com acamamento flaser (Hf) e estrutura de deformação do tipo *slump*. (Membro Paraguaçu/Formação Rio Bonito).

5.7. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE BARRAS DE MARÉ (AF7)

Descrição: Essa associação de fácies é formada pelas litofácies *Sm* e *Sp* (Figura 31A). Compõem camadas lenticulares, levemente sigmoidais, tendo base e topo côncavos, erosivos, e aproximadamente 4 m de espessura por cerca de 20 m de extensão lateral. Lateralmente, estas camadas se interdigitam com conglomerados da associação AF6. Os arenitos (litofácies *Sp*) exibem *sets* opostos (bipolares) e frequentes superfícies de reativação, estando em contato gradacional com os arenitos da litofácies *Sm* (Figura 33).

Interpretação: barras de maré constituem depósitos arenosos que se formam durante o desenvolvimento de maré cheia e maré vazante, e representam as feições mais características da desembocadura de canais estuarinos, onde o processo deposicional dominante é condicionado pelas correntes de maré. As barras de maré interpretadas na sucessão estudada apresentam geometria lenticular alongada, marcadas internamente por estratificações cruzadas tabulares (litofácies *Sp*), com orientação do paleofluxo para leste e para oeste, com recobrimento argiloso nos foresets (*mud drapes*), indicando processo de decantação associado.

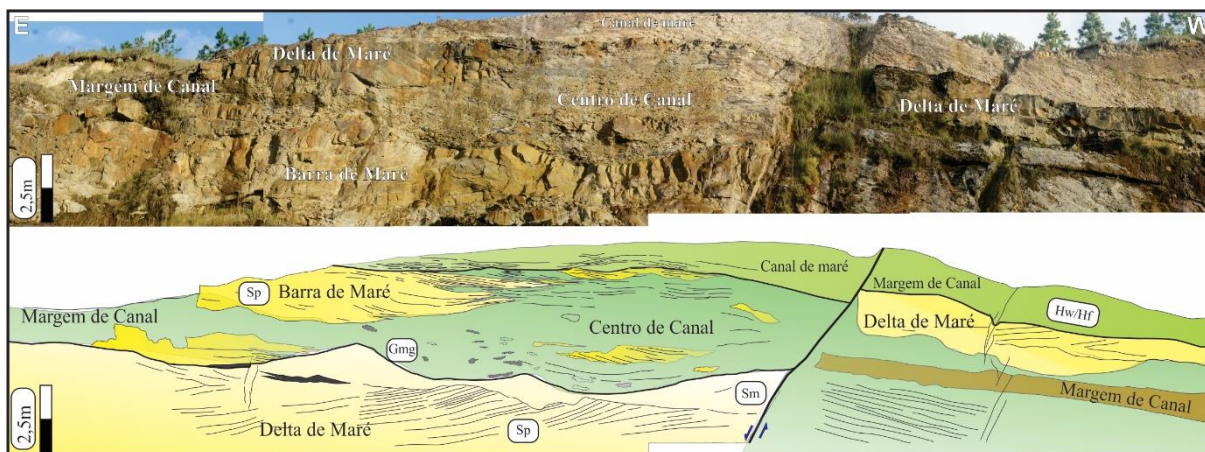


Figura 31 – Vista panorâmica dos depósitos estuarinos dominados por maré: associações de canal de maré (AF6) e de barras de maré (AF7). Notar a disposição oposta dos estratos cruzados das barras de maré. (Membro Paraguaçu/Formação Rio Bonito).

5.8. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES FACE LITORÂNEA INFERIOR/INTERMEDIÁRIA (AF8)

Descrição: A associação AF8 compreende as litofácies *Sh*, *Sl*, *Shw*, *Sr*, *So*, *Hw* e *Hf* (Figura 34A) que constituem camadas tabulares e lenticulares, com base e topo planos (ou levemente convexo), internamente sem gradação aparente. Compõem uma sucessão de aproximadamente 4,5 m de espessura por 20 m de extensão lateral. Arenitos médios (com

litofácies *Sh*, *Sl*, *Shw*, *Sr*, *So* e *Hf*), são bem selecionados e encontram-se sobrepostos por arenitos finos bem selecionados (com litofácies *Shw*, *Sr*, *Hf* e *Hw*). A estrutura mais evidente dessa sucessão de fácies é a estratificação cruzada do tipo *hummocky-swaley* (Figura 34B) de grande porte (> 1,5m). Esporadicamente, podem ocorrer finas camadas (< 2 cm) de pelito maciço que limitam os pacotes.

Interpretação: A associação de litofácies apresenta características de ambiente de fácies litorânea inferior à média, sujeito a ação das ondas de tempo e de tempestade. Estes depósitos na região estudada exibem estruturas de fluxo combinado que envolve um componente de corrente unidirecional e oscilatório (litofácies *Sr* e litofáceis *So*) muito bem preservadas, associadas a estratificação cruzada *hummocky* e *swaley*, que são as feições mais importantes nestes depósitos, que atestam a influência de tempestades nestes depósitos em âmbito marinho (Snedden & Nummedal 1991, Walker & Plint 1992). Momentos de baixa energia deposicional são indicados pela litofácies *Hw* e *Hf* (Figuras 34 D e 35 E).

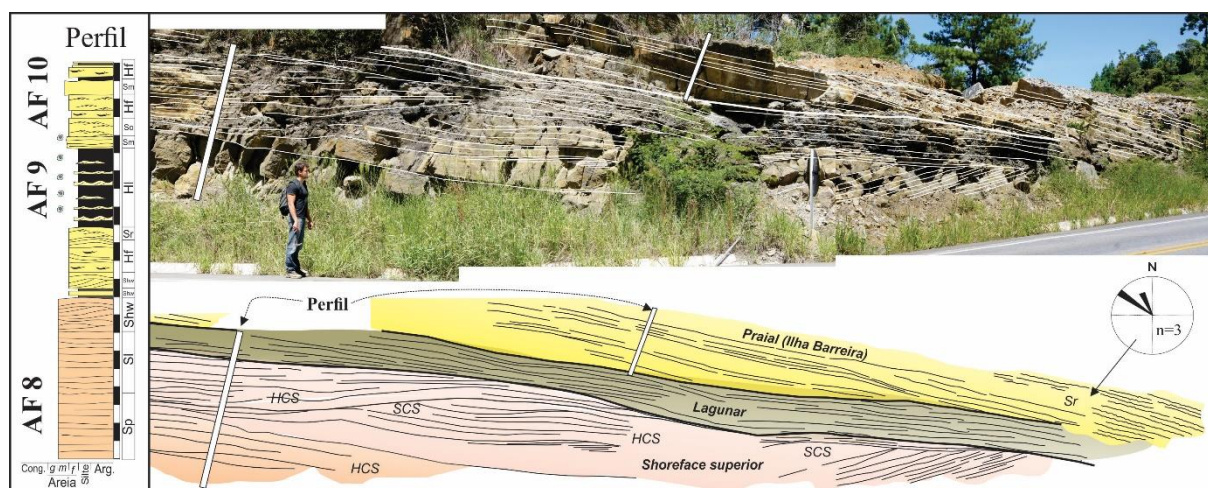


Figura 32 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de face litorânea superior (AF 8), laguna (AF 9) e leque de lavagem (AF 10); e (B) foto panorâmica mostrando a geometria dos corpos arenosos e pelíticos litorâneos. (Membro Siderópolis/Formação Rio Bonito).

5.9. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LAGUNA (AF9)

Descrição: Essa associação de fácies é composta pelas litofácies *Hl* e *Sr*, que constitui pacotes lenticulares, com cerca de um metro de espessura e 15 m de extensão lateral, compondo acamamento heterolítico *linsen*, ricos em matéria orgânica e nódulos diagenéticos de pirita (Figura 34A). A base destes depósitos, geralmente, é plana e topo suavemente

ondulado, e se encontram intercalados aos depósitos da associação AF8 e, recobertos por depósitos de leques de lavagem da associação AF10.

Interpretação: Depósitos de laguna costeira se desenvolvem em corpos d'água com pouca conexão e comunicação restrita com o mar aberto, exceto quando os corpos d'água são invadidos por inundações durante eventos de tempestade que causam o rompimento de cordões de cordões arenoso de barreiras. Segundo Nichols (2009), este tipo de ambiente, normalmente, a lâmina d'água muito rasa, com poucos metros de profundidade, e relativamente calmo, por isso a predominância de sedimentos finos (*litofácies Hl*). A presença de nódulos de pirita diagenética atesta ambiente geoquímico redutor, característicos de lagunas associadas à ilha barreira (AF8).

5.10. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUE DE LAVAGEM (AF 10)

Descrição: A associação de fácies de leque de lavagem é formada pelas litofácies *Sm*, *Sr* e *Hf*, que são distribuídas em camadas lenticulares, com 1 (um) metro de espessura e 15 m de extensão lateral aflorantes, com base suavemente ondulada e topo plano, e são caracterizadas por apresentarem, internamente, *sets* inclinados que mergulham em direção aos heterolitos da AF9 (Figura 35C).

Interpretação: Os leques de lavagem são pequenos lobos deltaicos que avançam e invadem as lagunas quando a energia das ondas é suficientemente forte para romper a ilha barreira (normalmente tempestades severas) ou quando a amplitude de maré é anormalmente elevada (Fisher e Simpson, 1979). A ocorrência camadas arenosas de litofácies *Sm*, *Sr* e *Hf*, com *sets* inclinados em direção aos depósitos de laguna, indicam essa “progradação” do leque de lavagem, sugerindo o afogamento da laguna, ou parte dela.

5.11. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES PRAIAL (AF11)

Descrição: Essa associação de fácies é constituída pelas litofácies *Ss*, *Sl*, *Sh* e *Sp*, que formam camadas tabulares, com aproximadamente 3 m de espessura e algumas dezenas de metros de extensão lateral, com base suavemente ondulada e topo plano, internamente sem gradação aparente, que aparecem no topo da sucessão. A aparecimento de *mud drapes* é restrita à litofácies *Ss* (Figuras 35F e 35G), embora finas lâminas de pelitos possam ocorrer limitando os pacotes.

Interpretação: A face praial é normalmente definida como a parte emersa da praia onde ocorre o espraiamento das ondas devido à diminuição da profundidade, e está situada entre o nível de baixa-mar e preamar. Camadas tabulares, de arenitos médios bem selecionados, com laminações sigmoidal, baixo-ângulo e plano-paralela, que possuem *sets* com baixa inclinação (Figura 35G) atestam depósitos de face praial. Recobrimento argiloso em estratos cruzados por correntes (*mud drapes*) indicam a presença de sedimentos em suspensão na coluna d'água.

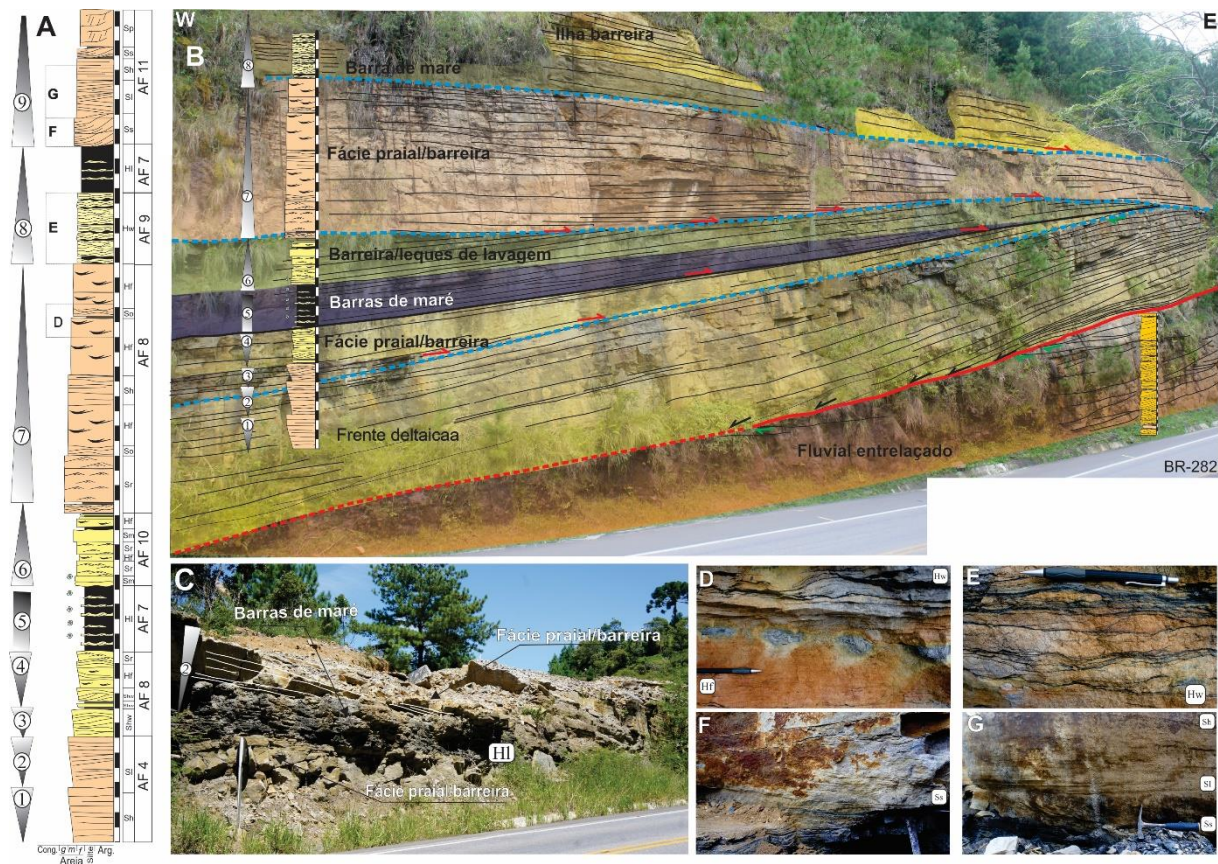


Figura 33 – (A) perfil litoestratigráfico da associação de fácies de face litorânea inferior/intermediária (AF8), barra de maré (AF7), laguna (AF9), leque de lavagem (AF10) e face praial (AF11); (B) relação lateral e vertical das associações de fácies; (C) vista em afloramento da AF9 sobreposta pela AF10; (D) heterolito *flaser* na base e *wavy* no topo, como nódulos de pirita; (E) heterolito *wavy*; (F) arenito médio com estratificação acanalada; e (G) estratificação de baixo ângulo da face praial (AF11).

6. SISTEMAS DEPOSICIONAIS E TRATOS DE SISTEMAS

Sistemas deposicionais são constituídos de conjuntos de tridimensionais de fácies geneticamente relacionadas que retratam os principais elementos paleogeomórficos de uma bacia sedimentar (Fisher & McGowen, 1967). Estes sistemas são representados por depósitos sedimentares acumulados em ambientes deposicionais contemporâneos, que gradam lateralmente e verticalmente formando associações locais de elementos paleogeomórficos (Catuneanu 2006), que permitem interpretar a evolução de uma bacia em função das mudanças no aporte sedimentar e mudanças no espaço de acomodação.

Em base à análise das relações laterais e verticais das associações de fácies definidas nos afloramentos (BP06; BP08), estudados neste trabalho, foi possível definir quatro sistemas deposicionais que incluem, da base para o topo: i) sistema deposicional fluvial meandrante; ii) sistema deposicional fluvial com canais entrelaçados; iii) sistema deposicional estuarino dominado por maré; e iv) sistema deposicional de ilha barreira (Figura 36).

6.1. SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE

Os estratos da porção inferior da cessação estratigráfica compreendem associações de fácies de planície de inundação (**AF1**) e preenchimento de canal (**AF2**) que compõem uma sucessão com 25 m de altura, com mais 200 m de extensão lateral. Estes estratos compõem ciclos granodecrescentes ascendentes que, sempre, iniciam-se com arenitos maciços (litofácies *Sm*) com base côncava e irregular, topo plano (Elemento CH), com *sets* inclinados para centro do canal (Elemento LA). O Elemento CH encontra-se confinado aos depósitos heterolíticos (litofácies *Sl*, *Sr*, *Sh*, *Fsm* e *Hl* >30m), com níveis de carvão, de planície de inundação fluvial e, de acordo com os elementos arquiteturais definidos, atestam um sistema fluvial de baixa energia com canais meandrantés.

Este sistema deposicional se desenvolveu em uma extensa planície deltaica durante estágios finais de nível mar baixo (TSMB), que corresponde à porção superior da Formação Taciba (Membro Rio Bonito) separado por um limite de sequência (LS) dos estratos de sistema fluvial de canais entrelaçados do Membro Triunfo (Formação Rio Bonito; Figura...). Este sistema fluvial meandrante foi desenvolvido em contexto pré-glacial, uma vez que as evidências glaciogênicas nestes depósitos tornam-se esporádicas em relação aos estratos contemporâneos inferiores e intermediários.

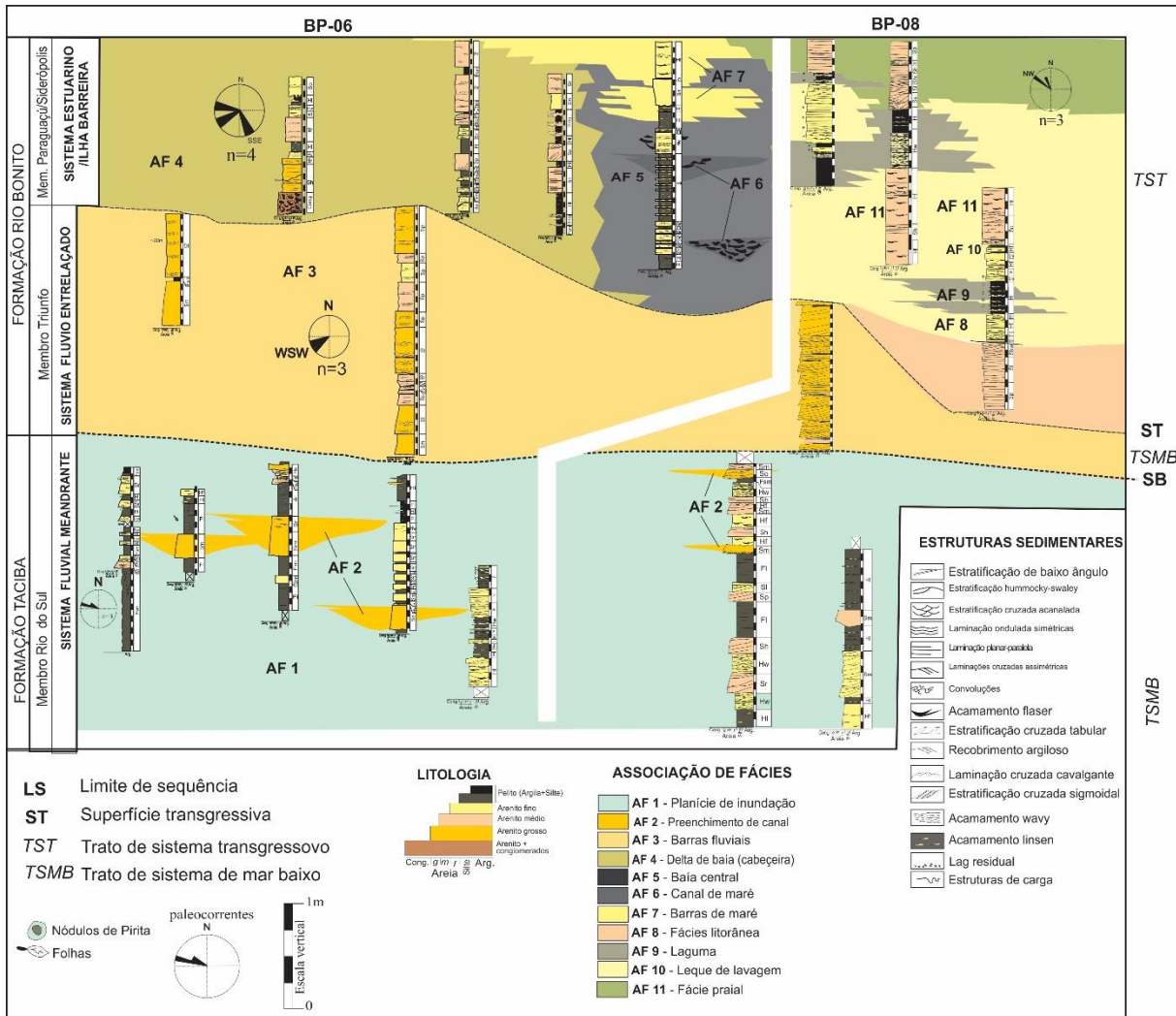


Figura 346 - Perfis estratigráficos, associação de fácies e sistemas deposicionais descritos nos afloramentos BP-06 e BP-08.

6.2. SISTEMA FLUVIAL ENTRELACADO

Este sistema fluvial ocorre imediatamente sobre o Membro Rio do Sul, limitado na base pelo *LS* (Figura 36) e apresenta espessura de aproximadamente 20 m e extensão lateral maior que 30 m. É formado por arenitos grossos, maciços e estratificados, na forma de camadas vertical e lateralmente complexas, que sugerem deposição em condições de maior energia, e baixo potencial para preservação de depósitos de planície de inundação. Superfícies de 3ª e 4ª ordem indicam a diminuição da baixa taxa de criação de espaço de acomodação, condizente com a os estágios finais de queda no nível relativo do mar. Neste contexto, podem se desenvolver canais entrelaçados com alta carga de fundo, variabilidade na descarga e facilidade de erosão dos bancos arenosos Schumm (1963, 1981).

Na seção estudada, este sistema deposicional corresponde parte do Membro Triunfo (porção inferior da Formação Rio Bonito) desenvolvido em contexto de final de nível de mar baixo (*T SMB*) e início do trato de sistema transgressivo, estando limitado na base pelo LS e no topo por uma superfície transgressiva (*ST*) (Figura 35). As tendências faciológicas e as relações verticais e laterais entre as litofácies e elementos arquiteturais permitem interpretar estes estratos correlatos ao Membro Triunfo. Dados de paleocorrentes (Figura 29A) indicam um sentido de fluxo paralelo à direção de progradação do sistema fluvio-deltaico proposto por França e Caldas (1983)

6.3. SISTEMA ESTUARINO – ILHA BARREIRA

Estuário corresponde a um corpo de água semi-fechado onde ocorre mistura de processos fluviais e marinhos (Fairbridge, 1980; Boyd, Dalrymple, Zaitlin, 1992; Dalrymple, Zaitlin e Boyd, 1992) e se desenvolve especialmente na desembocadura de rios durante eventos de subida no nível do mar (transgressão). Os estuários podem ser classificados em função da predominância de processos de ondas ou marés (Dalrymple, Zaitlin e Boyd, 1992) e seus modelos faciológicos refletem a interação entre natureza e carga sedimentar, morfologia de fundo e processos hidrodinâmicos (Davis, 1985).

Estuários *dominados por maré e onda* podem apresentar sistema de ilha barreira associado à desembocadura dos rios, que resulta em depósitos com associações de fácies de ambientes de face litorânea (*shoreface*) e face praial (*foreshore*), relacionadas a depósitos de baixios de inframaré e/ou leques de lavagem (*washover fan*) em sua porção mais interna.

Neste contexto é desenvolvido um sistema deposicional deltaico-lagunar, definido neste trabalho, e constituído pelas associações: *delta de baía* (AF4), preenchimento de *baía central* (AF5), *canal de estuarino* (AF6) e *barras/delta de maré* (AF7), que compõem uma sucessão de cerca de 15 m de espessura por 250 m de extensão lateral vistas nos dois afloramentos (Figura 35). Este sistema deposicional apresenta uma considerável variabilidade faciológica, marcado na base por uma intercalação de arenitos finos (litofácies *Sr*, podendo apresentar *mud drapes*) e heterolito (litofácies *Hl*) de preenchimento de baía central, sucedidos por arenitos finos e conglomerados intraformacionais de canal de maré e arenitos finos (litofácies *Sp*).

A geometria externa dos corpos é bastante particular (ver Figura 33), exhibe camadas predominantemente lenticulares, com base côncava erosiva e topo convexo, por vezes erosivo, que indicam intensa ação de eventos de tempestades intercalados com depósitos de

“bom tempo”, aonde a sedimentação se processa normalmente. Internamente, os estratos com *sets* opostos atestam ação de corrente de maré. Recobrimentos argilosos nos estratos cruzados, é mais uma evidência deste processo, que inclui alternância de transporte por tração e suspensão (Nio & Yang 1991, Reinson 1992, Dalrymple, Zaitlin e Boyd, 1992).

Na zona próxima à cabeceira do estuário, encontra-se o delta de cabeceira (AF4), onde a influência dos processos fluviais é mais evidente, com profundo retrabalhamento dos estratos recém-depositados por processos de maré. Os depósitos em canais de maré são restritos e, normalmente, encontram-se associados a barras de maré (*inlets*).

Este sistema deposicional corresponde ao Membro Paraguaçu, ocorre acima dos depósitos fluviais entrelaçados do Membro Triunfo, do qual é separado por uma superfície transgressiva (ST) basal erosiva e de alto relevo (Figura 36). Seus estratos apresentam cerca de 10m de espessura por aproximadamente 200 m de extensão lateral (no afloramento), apresentam formas lenticulares, abundantes superfícies de truncamento, padrão complexo de amalgamação (marcado pela intercalação e interdigitação de arenitos e pelitos).

A ocorrência de conglomerados intraformacionais, normalmente ausente nas sucessões pró-deltaicas, corrobora a existência de eventos altamente energéticos responsáveis pela remobilização e retrabalhamento de depósitos pelíticos e areníticos. O aumento da quantidade de superfícies de truncamento e erosão no intervalo superior do sucessão, também indicariam uma diminuição do nível de base e/ou aporte sedimentar mais elevado (tempestades mais energéticas, por exemplo). Essas características permitem interpretar este sistema como um delta dominado por rios, mas influenciado de maneira marcante por eventos de tempestades e grande descarga fluvial, que seriam responsáveis por trazer a fração arenosa para a região de prodelta. Essa unidade estratigráfica aparece sucessivamente acima da unidade anteriormente descrita e complementa o sistema fluvial, podendo ser interpretada como o Membro Paraguaçu.

Enquanto que na zona de maior influência marinha, as barras de maré alongadas tendem a formar depósitos marcados por acamamentos heterolíticos e arenitos com estratificação cruzada (Rossetti, 2008), os sedimentos argilosos estão normalmente relegados às porções laterais aos estuários, como as planícies de lama e manguezais/pântano (Dalrymple, Zaitlin e Boyd, 1992). Em direção à cabeceira do estuário, os depósitos assemelham-se a fácies fluviais, possuindo normalmente a mesma assembleia faciológica fluvial, porém com estruturas diagnósticas de maré.

Na área estudada, foi possível identificar a ocorrência de depósitos de canais de maré e barras de maré, que aparecem nos intervalos estratigráficos superiores, indicado comunicação

com o ambiente marinho através de canais de maré, que, eventualmente sofreram influência de tempestades, provocando a deposição de conglomerados intraformacionais.

Essa unidade estratigráfica interpretada é correlata ao Membro Paraguaçu (Formação Rio Bonito), que cobre o ambiente flúvio-deltaico da Formação Rio do Sul, marcando uma fase de afogamento generalizado.

O sistema de ilha barreira compreende as associações fácies litorânea superior (AF8), laguna (AF9), leque de lavagem (AF10) e praiial (AF11), tendo aproximadamente 12,5 m de espessura por 30 m de extensão lateral. A geometria dos pacotes revelam a disposição de arenitos, pelitos e heterolitos na forma de camadas tabulares, ou lenticulares. A base de toda a sucessão é suavemente ondulada, evidenciando o contato entre sistema deposicional de ilha barreira e o sistema fluvial entrelaçado (registrado apenas no afloramento BP-08). Este sistema de ilha barreira encontra-se associado a depósitos de laguna, leque de lavagem, delta de maré enchente e maré vazante, face praiial (*foreshore*) e face litorânea (*shoreface*). O ambiente de laguna apresenta-se restrito aos ambientes de canais de maré, muito embora em estuários mistos, a comunicação com o ambiente marinho seja maior. Nas porções da laguna mais próximas a ilha barreira, no entanto, ocorre a entrada de sedimentos arenosos proveniente da barreira, representativos de durante eventos de tempestades e/ou fortes ventos (Weise e White, 1980).

Já na região da barreira voltada ao mar aberto, os processos marinhos são mais notáveis, sendo semelhantes aos ambientes costeiros e praiiais abertos, como os da região de face praiial, face litorânea intermediária/inferior. Na área estudada, é possível observar o aparecimento de alguns elementos que permitiriam interpretar esses depósitos como de sistemas de ilha barreira. Conforme pode ser visto na Figura 36, há uma sucessão entre os elementos de face litorânea superior, laguna central, leque de lavagem (*washover fan*), e face praiial (*foreshore*), que geralmente formam ciclos de granodecrescência ascendente, exceto quando há a “progradação” dos depósitos de *washover* sobre os depósitos de laguna central.

A bioturbação é relativamente escassa, mas está presente, principalmente nos arenitos finos associados aos depósitos de leque de lavagem e face praiial. Nesta mesma figura, é possível observar o *onlap* costeiro sobre os depósitos de *shoreface*.

O sistema estuarino lagunar-barreira, definido neste trabalho, foi desenvolvido durante o período de subida do nível de base (Trato de Sistema Transgressivo: TST), estando limitado na base pela superfície transgressiva (*ST*) que o coloca em contato com o TSNB (Membro Triunfo). Os fatores alogênicos que mais influenciam a deposição deste trato de sistema são o clima e eustasia, marca do final da glaciação no Eo-permiano.

7. CONCLUSÕES

A sucessão sedimentar estudada foi caracterizada com base no reconhecimento de 11 associações de fácies (AF1-AF11) que representam três sistemas deposicionais: fluvial meandrante, fluvial entrelaçado e sistema estuarino dominado por processos de maré e onda.

A distribuição espacial das tendências deposicionais foi interpretada como resposta à mudança do nível de base e no espaço de acomodação, influenciados pelo clima, tectônica e eustasia. Esses sistemas deposicionais encontram-se limitados por superfícies estratigráficas que definem dois tratos de sistemas: Trato de Sistema de Nível de Mar Baixo (TSMB) e Trato de Sistema Transgressivo (TST).

O TSMB, limitado no topo por um limite de sequência (LS), corresponde à porção flúvio-deltaica do Membro Rio do Sul (Formação Taciba), que está em contato com a porção inferior da Formação Rio Bonito, representado por estratos fluviais de trato de sistema de nível de mar baixo tardio (Membro Triunfo).

O TST ocorre na porção superior da seção estratigráfica e é constituído por um sistema deposicional estuarino associado a sistemas de ilha barreira-laguna. Encontra-se limitado na base por uma Superfície Transgressiva (ST) com *onlap* costeiro.

A sucessão estudada neste trabalho representa parte de um ciclo regressivo-transgressivo da Supersequência Gondwana I representado pelos membros Rio do Sul, Triunfo (Formação Taciba) e Paraguaçu (Formação Rio Bonito).

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R. da C. **Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica**. Porto Alegre : DNPM/CPRM, v. 18 (Inédito). 1986.

AINSWORTH, R. B.; PATTISON, S.A. **Where have all the lowstands gone? Evidence for attached lowstand systems tracts in the Western Interior of North America**. *Geology*, V. 22, p. 415-418, 1994.

AINSWORTH, R. B.; WALKER, R.G. Control of estuarine valley-fill deposition by fluctuations of relative sea-level, Cretaceous Bearpaw-Horseshoe Canyon transition, Drumheller, Alberta, Canada. *In: DALRYMPLE, R.G.; BOYD, R.; ZAITLIN, B.A. (eds.). Incised-valley systems: Origin and Sedimentary Sequences*. Society for Sedimentary Geology (SEPM). Special Publication, n 51, p. 159-174, 1994.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo. Ed. Edgard Blücher, p. 378, 1984.

ASLAN, A.; BLUM, M.D. Contrasting style of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, USA. *In: Smith N.D. & Rogers J. (eds.) Fluvial Sedimentology VI*. Oxford, Blackwell, p. 193-209, 1999.

BATES, R.L.; JACKSON, J.A. **Glossary of Geology (Third Edition)**. American Geological Institute, Washington, D.C. p. 788, 1987.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A. **Classification of clastic coastal depositional environments**. *Sedimentary Geology*, 80: 139-150, 1992.

BROWN, L. F. Jr.; FISHER, W. L. 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*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 213–248, 1977.

CAPUTO, M.V.; CROWELL, J.C. **Migration of glacial centers across Gondwana during the Paleozoic Era**. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p.1020-1036, 1985.

CAPUTO, M.V., MELO, J.H.G., STREEL, M., and ISBELL, J.L. **Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America**. *Geological Society of America Special Papers*, v. 441, p. 161-173, 2008.

CASTRO, J.C.; BORTOLUZZI, C.A.; CARUSO Jr., F.; KREBS, A.S. **Coluna White: Estratigrafia da Bacia do Paraná no Sul do Estado de Santa Catarina – Brasil**. Florianópolis: Secretaria de Estado de Tecnologia, Energia e Meio Ambiente. 1 v. (Séries Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 4). 1994.

CASTRO, J.C., WEINSCHUTZ, L.C.; CASTRO, M.R. **Estratigrafia de sequências das formações Taciba e Rio Bonito (Membo Triunfo) na região de Mafra/SC, leste da Bacia do Paraná**. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 13, n.1, p.27-42, 2005.

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

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

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

CHURCH, K.D.; COE, A. L. Processes controlling relative sea-level change and sediment supply. *In*: COE, A. L.; BOSENCE, D.W.J.; CHURCH, K.D.; FLINT, S.S.; HOWELL, J. A.; WILSON, R. C. L (eds.). **The Sedimentary record of sea-level change.** Cambridge, UK: Cambridge University Press and the Open University, 2003.

COE, A. L.; CHURCH, K.D. Sequence Stratigraphy. *In*: COE, A. L.; BOSENCE, D.W.J.; CHURCH, K.D.; FLINT, S.S.; HOWELL, J. A.; WILSON, R. C. L (eds.). **The Sedimentary record of sea-level change.** Cambridge, UK: Cambridge University Press and the Open University, 2003.

COLLINSON, J.D. Alluvial sediments. *In*: Reading, H.G (Ed.). **Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy.** Blackwell Science, Oxford, p. 37-82, 1996.

DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. **Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications.** *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130-1146, 1992.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. (Eds.). **Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences.** SEPM Special Publication 51, p. 391, 1994.

DAVIS, R. A. **Coastal Sedimentary Environments.** 2nd ed. USA: Halliday Lithograph, 1985.

DE LUCA, P.H.V. **Processos de transporte e deposição de material clástico em sistemas deposicionais costeiro e de plataforma marinha dominados por ondas (Formações Lagarto e Palmares, Brasil e formação Punta Negra, Argentina).** Tese de doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociência/Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2013.

DE LUCA, P.H.V.; BASILICI, G.; OLIVEIRA, E.P. **Um sistema deposicional de planície de maré aberta, dominado por ondas: a Formação Lagarto, Ordoviciano (?), Domínio Estância, Sergipe.** *Revista Brasileira de Geociências*. 40(4): 484-505, 2010.

ELLIOT, T. Deltas. *In*: READING, H.G. (ed.). **Sedimentary environments and facies.** Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 113-154, 1986.

ETHRIDGE, F. G., GERMANOSKI, D., SCHUMM, S. A.; WOOD, L. J. **The morphologic and stratigraphic effects of base-level change: a review of experimental studies.** Seventh International Conference on Fluvial Sedimentology, Lincoln, August 6–10, Program and Abstracts, p. 95, 2001.

FAIRBRIDGE, R. W. The estuary: its definition and geodynamic cycle. *In: OLAUSSON, E.; CATO, I. (eds.). Chemistry and Biochemistry of Estuaries.* New York, Wiley, p. 1-35, 1980.

FÁVERA, J.C.D. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna.** Rio de Janeiro, EdUERJ, , p. 264, 2001.

FISHER, W.L.; MCGOWEN, J.H. Depositional systems in the Wilcox group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association Geological Society, Transactions* 17, p. 105-125, 1967.

FISHER, J.J.; SIMPSON, E.J. Washover and tidal sedimentation rates as environmental factors in development of a transgressive barrier shoreline. *In: Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to Gulf of Mexico*, Leatherman, S.P. (eds.). Academic Press, New York, NY. p. 127-148, 1979.

FRANÇA, A. B.; CALDAS, A. F. F. D. **Diferenciação e evolução dos sistemas deltaicos na parte superior do Grupo Tubarão, Bacia do Paraná.** *Revista Brasileira de Geociências*, 13: 56-68, 1983.

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

FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. **Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná.** *Rev. Bras. Geoc.*, 12 (4): 593-611, 1982.

HOFFMAN, P.F. Precambrian geology and tectonic history of North America. *In: BALLY, A.W; PALMER, A.R. (eds.) The geology of North America – an overview.* Boulder, Geological Society of America, v. A, p. 447-512. (Chapt. 16), 1989.

GALLOWAY, W.E. Process framework for describing the morphological and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *In: BROUSSARD, M.L. (ed.). Deltas.* 2nd Ed. Houston Geol. Soc., Houston, Texas, p. 87-98, 1975.

GALLOWAY, W.E. **Genetic stratigraphic sequences in basin analysis 1: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units.** *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 73, p. 125-142, 1989.

HALLAM, A. **The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates.** *Phil. Trans. Royal Soc. B* 325: 437-455, 1983.

HOLZ, M. **Early Permian sequence stratigraphy and the paleogeographic evolution of the Paraná Basin in southernmost Brazil.** *Journal of African Earth Sciences*. V. 29, n. 1, p. 51-61, 1999.

HOLZ, M. **Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system—an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil.** *Journal of Sedimentary Geology*. V. 162. n. 3-4, p. 305-331, 2003.

HOLZ, M.; FRANÇA, A. B.; SOUZA, P.A.; IANNUZZI, R.; ROHN, R. **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, n. 2, p. 381-399, 2010.

HUNT, D.; TUCKER, M. E. **Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall.** *Sedimentary Geology*, n 81, p. 1-9, 1992.

JASPER, A.; MENEGAT R.; GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; SOUZA, P.A. **Depositional cyclicity and paleoecological variability in an outcrop of Rio Bonito formation, Early Permian, Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil.** *Journal of South American Earth Science*, **21**: 276-293, 2006.

JERVEY, M.T. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *In*: WILGUS, C.K.; HASTING, B.S.; KENDALL, C.G.St.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.). **Sea-level changes: an integrated approach.** Tulsa, O.K., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 42, p. 47-69, 1988.

KLEIN, G.D. Intracratonic basins. *In*: BUSBY, C.J.; INGERSOLL, R.V. (eds.). **Tectonics of sedimentary basins.** Blackwell Science, Cambridge, p. 459-478, 1995.

KREBS, A.S.J. **Contribuição ao conhecimento dos recursos hídricos subterrâneos da área correspondente à bacia hidrográfica do Rio Araranguá, SC.** 1 v. proposta de Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2002.

LAVINA, E.L. & LOPES, R.C. **A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul.** Paula Coutiana, Porto Alegre, nº 1, p. 51-103, 1986.

LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R. Selected interior cratonic basin and their place in the scheme of global tectonics – a synthesis. *In*: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D.F.; EIDEL, J.J. (eds.) **Interior cratonic basins.** Tulsa, AAPG Memoir 51, p. 729-797, 1990.

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

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

LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.; ROSSELLO, E.A. **Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in southern South America.** *Geologische Rundschau*, 82: 136-147, 1993.

LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R.; BAUM, G.R. Condensed sections: the key to age-dating and correlation of continental margin sequences. *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**. V. 42. SEPM Special Publication, pp. 183–213, 1988.

MARQUES, A.; ZANOTTO, O.A.; FRANÇA, A.B.; ASTOLFI, M.A.M.; PAULA, O.B. Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. PETROBRAS – Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná, Curitiba, p. 87 (Rel. Int.), 1993.

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

MIALL, A.D. **Analysis of fluvial depositional systems**. Education Course Note Series. American Association of Petroleum Geologists, 20: 1-75, 1981.

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

MIALL, A.D. **Alluvial deposits** *In*: Walker R.G & James N.P. (eds) *Facies models: response to sea level change*. St. John's, Geological Association of Canada, p. 119-142, 1992.

MIALL, A. D. **The Geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Springer Verlag, Berlin, p. 582, 1996.

MIDDLETON, M.F. **A model of intracratonic basin formation, entailing deep crustal metamorphism**. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 1-14, 1990.

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

MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In*: MONTESSO-NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Ed. Becca, p.265-279, 2004.

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

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

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

MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M. **Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans.** *Journal of Geology*, 103, 285-299, 1995.

MYROW, P.M., FISCHER, W.; GOODGE, J.W. **Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica.** *Journal of Sedimentary Research*, 72, 641-656, 2002.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy.** Blackwell Publishing Company. p.432, 2009.

NIO, S. D.; YANG, C. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: Rahmani, R. A. (ed.) **Clastic tidal sedimentology.** Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, (Memoir 16), 3-28, 1991.

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C.R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F.F.M. Evolução das sinéclises paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. (eds.) **Geologia do Brasil,** Editora Beca, São Paulo. p. 392-421, 2012.

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

POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.St.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (Eds.). **Sea Level Changes—An Integrated Approach.** V. 42. SEPM Special Publication, p. 110– 124, 1988.

POSAMENTIER, H. W.; ALLEN, G. P. **Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications.** SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology No. 7, p. 210, 1999.

POSAMENTIER, H.W.; MORIS, W.R. Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. In: HUNT, D.; GAWTHORPE, R.L. (eds.) **Sedimentary Responses to Forced Regressions.** Geological Society of London, Special Publication 172, p. 19-46, 2000.

POSAMENTIER, H. W. **Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised.** *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 85, no. 10, p. 1771–1793, 2001.

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

REINSON, G.E. 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, pp. 1-14, 1992.

RIBEIRO, H.J.P.S. **Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações – São Leopoldo, RS.** Editora da Universidade do Vale do Rio Sinos, 2001. 428p. 2001.

ROSSETTI, D. F. Ambientes Estuarinos. In: Pedreira da Silva, A.J.C.L.; Aragão, M.A.N.F.; Magalhães, A.J.C.(Org.). **Ambientes de Sedimentação do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. p. 102-130, 2008.

SANTOS Jr., A. E. ; ROSSETTI, D.F. **Paleoambiente e estratigrafia da Formação Ipixuna, área do Rio Capim, leste da Sub-bacia de Cameté**. Revista Brasileira de Geociências, 33 (3): 313-324, 2003.

SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F. **Complexidade em sistemas deposicionais**. Revista Brasileira de Geociências, 36 (2): 347-358, 2006.

SCHERER, C. M. S. Ambientes Fluviais. In: Pedreira da Silva, A.J.C.L.; Aragão, M.A.N.F.; Magalhães, A.J.C.(Org.). **Ambientes de Sedimentação do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, p. 102-130, 2008.

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

SCHUMM, S.A. A tentative classification of alluvial river channels. U.S. Geological Survey Circular, 447, 1963.

SCHUMM, S.A. Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implication. In: ETHRIDGE, F.G. & FLORES, R. (eds.). Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration. Tulsa, SEMP. p. 19-29. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31, 1981.

SCHUMM, S.A. **River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy**. J. Geol., 101, p. 279-294, 1993.

SHANLEY, K. W.; MCCABE, P. J.; HETTINGER, R. D. **Significance of tidal influence in fluvial deposits for interpreting sequence stratigraphy**. *Sedimentology*, Vol. 39, p. 905–930, 1992.

SHANLEY, K. W.; MCCABE, P. J. 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, p. 21–55, 1993.

SHIRAIWA, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal**. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 85, 1994.

SLOSS, L.L.; KRUMBEIN, W.C.; DAPPLES, E.C. Integrated facies analysis. In: Longwell, C.R. (Ed.). 1949. **Sedimentary facies in geologic history**. Geological Society of America Memoir, 39:91-124, 1949.

SLOSS, L.L. **Sequences in the cratonic interior of North America**. Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 93–114, 1963.

SNEDDEN, J. W.; NUMMEDAL, D. Origin and geometry of storm-deposited sand beds in modern sediments of the Texas continental shelf. *In*: SWIFT, D.J.; OERTEL, G.F.; TILMANN, R.W.; THORNE, J.A. (eds.). **Shelf Sand and Sandstone Bodies**. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 14, p. 283-308, 1991.

SOARES, P.C. **Tectônica ‘sinsedimentar’ cíclica na Bacia do Paraná – controles**. Curitiba, DG-UFPR, Tese para concurso a Prof. Titular, p. 131, 1991.

TINTERRI R., DRAGO M., CONSONNI A., DAVIOLI G., MUTTI E. **Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results**. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 911-933, 2003.

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

VAIL, P. R. Seismic stratigraphy interpretation procedure. *In*: Bally, A. W. (ed.). **Atlas of Seismic Stratigraphy**. American Association of Petroleum Geologists. Studies in Geology 27, pp. 1–10, 1987.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S., HARDENBOL, J. 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**, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 39–45, 1988.

WALKER, R.G. 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, pp. 1-14, 1992.

WALKER, R.G.; PLINT, A.G. Wave and storm dominated shallow marine system. *In*: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.) **Facies models - response to sea level change**. Geological Association of Canada, p. 219-238, 1992.

WEINSCHÜTZ L.C.; CASTRO J.C. **A evolução das formações Mafrasuperior e Rio do Sul-inferior (Grupo Itararé, Permocarbonífero), em sondagens testemunhadas da região de Mafra (SC), margem leste da Bacia do Paraná**. *Geociências*, 24 (2): 131-141, 2005.

WEISE, B.R.; White, W.A. **Padre Island National Seashore, Guidebook 17**. University of Texas, Bureau of Economic Geology, 1980.

WHEATCROFT, R.A. **Oceanic flood sedimentation: a new perspective**. *Continental Shelf Research*, 20, 2059-2066, 2000.

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

WOODROFFE, J.M.; CHAPPEL, J.M.A; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. **Depositional model of a microtidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia.** *Sedimentology*, 36: 737-756, 1989.

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

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, A.; MARQUES, A. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: **Gondwana Seven Proceedings.** São Paulo, Instituto de Geociências – USP, p. 83-117, 1991.