

## Tratos deposicionais e arquitetura estratigráfica de sucessões sedimentares da Bacia do Itajaí (Neoproterozoico), nordeste de Santa Catarina, Brasil

*Depositional tracts and stratigraphic architecture of the Itajaí Basin sedimentary successions (Neoproterozoic), northeastern Santa Catarina, Brazil*

Michel Silva Costa<sup>1</sup> e Marivaldo dos Santos Nascimento<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geologia, setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná - UFPR, Caixa Postal 19.001 - Centro Politécnico, CEP 81531-980, Curitiba, PR, BR (michelsc17@gmail.com)

<sup>2</sup>Departamento de Geociências, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC, Florianópolis, SC, BR (marivaldo.nascimento@ufsc.br)

Recebido em 15 de julho de 2014; aceito em 14 de maio de 2015

### Resumo

Sucessões sedimentares neoproterozoicas da Bacia do Itajaí exibem tendências deposicionais e arcabouço estratigráfico característicos de um sistema de bacia antepaís. Os ambientes de sedimentação se desenvolveram em condições basinais que vão de contexto marinho profundo, transicional-marinho raso, a continental. A arquitetura estratigráfica compreende três tratos deposicionais (TD): TDI – sistema de leques submarinos que registra a sedimentação inicial da bacia e envolve depósitos turbidíticos frontais e distais, TDII – sistema deposicional transicional-marinho raso que representa a fase de preenchimento efetivo da bacia e inclui sucessão deltaica com planície dominada por canais entrelaçados (*braided plain*), e TDIII – sistemas deposicionais continentais fluvial entrelaçado e de leques aluviais que compreendem a fase de final de sedimentação na bacia. Arcóseos e grauvacas do TDI apresentam padrões de paleocorrentes unimodais e rumo geral para sul-sudeste, sugerindo áreas-fonte do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Os arenitos e conglomerados dos TDII e TDIII apresentam padrão paleocorrente oposto que indica fonte do Complexo Metamórfico Brusque e do Batólito de Florianópolis. Os dados paleoambientais e estratigráficos em conjunto com informações prévias (U-Pb em zircão detríticos) permitiram uma interpretação da evolução sedimentar coerente com as fontes detríticas e representam avanços nas discussões sobre o conhecimento da Bacia do Itajaí e de seu significado no contexto evolutivo do Cinturão Dom Feliciano.

**Palavras-chave:** Tratos deposicionais; Estratigrafia; Neoproterozoico; Bacia do Itajaí.

### Abstract

Neoproterozoic sedimentary successions of the Itajaí Basin show depositional trends and a stratigraphic framework characteristics of foreland basin system. The sedimentary environments have developed in basin conditions ranging from deep marine context, transitional shallow marine, to continental. Stratigraphic architecture comprises three depositional tracts (DT): DTI - submarine fans system that records the initial basin sedimentation and involves frontal and distal turbiditic deposits; DTII - transitional to shallow marine depositional system that represents the effective infill phase of basin, and includes deltaic succession with braided channels dominated plain; and DTIII - fluvial braided and alluvial fan depositional system that comprises the final stage of basin sedimentation. Arkoses and greywacke of the DTI present paleocurrent unimodal patterns and general trend to south-southeast, suggesting source area from Santa Catarina Granulitic Complex. The sandstones and conglomerates of DTII and DTIII have opposite paleocurrent pattern, indicating source area from both Metamorphic Brusque Complex and Florianópolis Batholith. Integration of paleoenvironmental and stratigraphic data, with previous information (U-Pb in detrital zircon), allowed a consistent interpretation on the sedimentary evolution and detrital sources of the basin and represent a progress on the discussions on the knowledge of the Itajaí Basin and its significance in the evolutionary context of the Dom Feliciano Belt.

**Keywords:** Depositional tracts; Stratigraphy; Neoproterozoic; Itajaí Basin.

## INTRODUÇÃO

A Bacia do Itajaí (BI) é uma unidade vulcanossedimentar do Cinturão Dom Feliciano (Figuras 1A e 1B), localizada na região nordeste de Santa Catarina, originada durante a Orogenia Pan-africana-brasiliana, que resultou na consolidação do Gondwana Ocidental (Fragoso-Cesar et al., 1985; Basei et al., 2000). Essa bacia corresponde a uma estreita faixa sedimentar de orientação NE-SW, com aproximadamente 1.100 km<sup>2</sup>, depositada sobre uma região de antepaís em consequência da colisão entre o Complexo Granulítico de Santa Catarina a norte e o Complexo Metamórfico Brusque a sul (Basei et al., 2000).

A BI tem recebido diferentes modelos para sua evolução tectônica em base a estudos estratigráficos do seu preenchimento sedimentar (Schroeder, 2006): bacia periférica (Issler, 1985), rifte intracratônico (Silva, 1987), bacia molássica tardi-colisional (Soares, 1988), bacia transtensiva (Krebs et al., 1990) e bacia de antepaís de retroarco (Gresse et al., 1996).

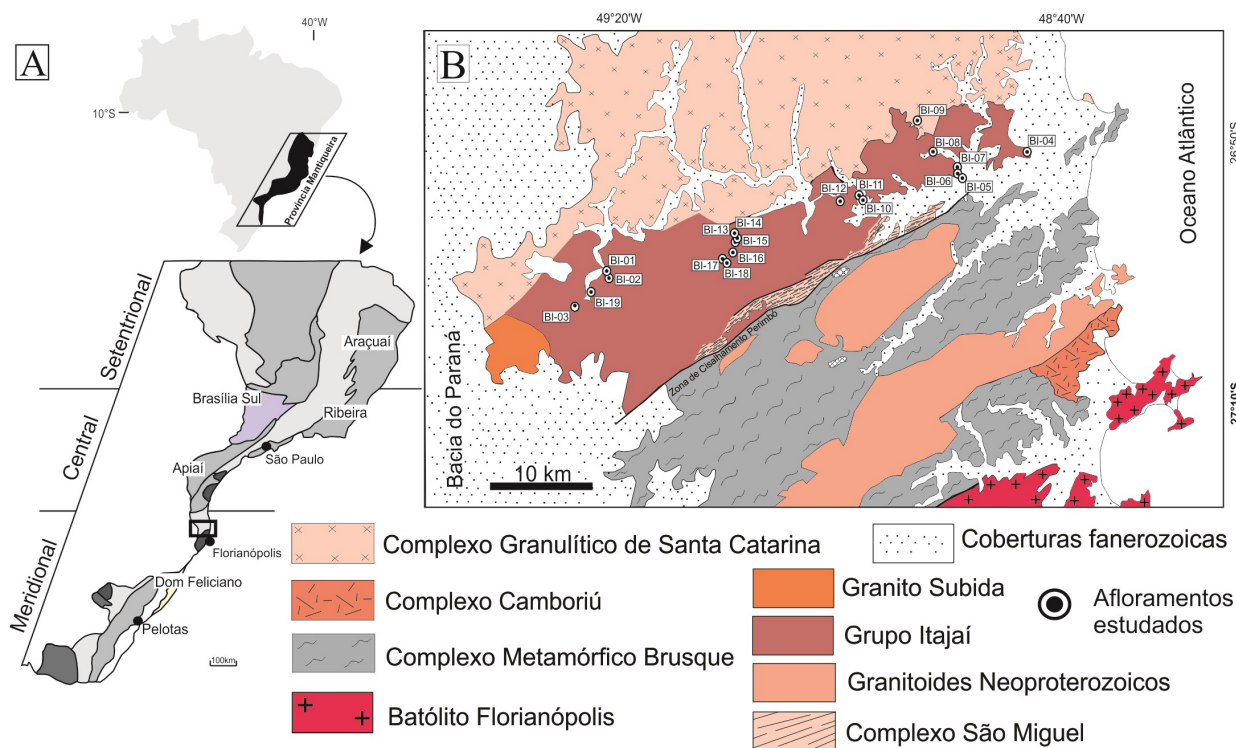
Sucessões sedimentares da Bacia do Itajaí (Grupo Itajaí) encontram-se excepcionalmente expostas no vale homônimo e apresentam ampla continuidade lateral e vertical, onde é possível verificar uma grande variedade de fácies e elementos arquiteturais sedimentares muito bem preservadas.

Este trabalho apresenta a análise da evolução de sistemas deposicionais do Grupo Itajaí por meio de estudos faciológicos e arquiteturais de detalhe realizados em afloramentos que ocorrem na região supramencionada, no nordeste de Santa Catarina (Figura 1B).

## CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO

### Complexo Granulítico de Santa Catarina

O Complexo Granulítico de Santa Catarina corresponde à unidade geotectônica mais antiga do Escudo Catarinense, que compreende trondjemitos, tonalitos e granodioritos intrudidos por rochas básicas e ultrabásicas, bem como quartzitos e formações ferríferas bandadas (Hartmann et al., 1979). A evolução desse complexo envolve dois eventos metamórficos no fácies granulito que ocorreram em torno de 2,67 e 2,16 Ga (Hartmann et al., 2000). Segundo Basei (1985), esse complexo teria alcançado estabilização tectônica em torno de 1,9 Ga, e não foi afetado pela Orogenia Brasileira. O Complexo Camboriú, localizado no contexto do Cinturão Dom Feliciano (Figura 1B), formado por ortognaisses transamazônicos e brasilianos, representa a borda cratônica



**Figura 1.** Contexto geológico: A: Província Mantiqueira, com destaque para a área de estudo em sua porção meridional; B: Mapa geológico simplificado do Cinturão Dom Feliciano, no estado de Santa Catarina, com a localização dos afloramentos estudados da Bacia do Itajaí (modificado Perrotta et al., 2004).

retrabalhada deste complexo durante a Ciclo Brasileiro (Hartmann et al., 2003).

### Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano (CDF), principal unidade geotectônica da porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977, 1981; Heilbron et al., 2004), foi formado no final do Neoproterozoico durante a colisão entre os crátons Rio de La Plata, Paranapanema, Congo e Kalahari, dando origem ao Gondwana Ocidental (Almeida et al., 1977; Basei et al., 2011). No leste de Santa Catarina, o CDF encontra-se organizado em três domínios tectônicos, de sudeste para noroeste: *domínio interno*, *domínio central* e *domínio externo* (Basei et al., 2011). O domínio interno é representado pelo Batólito de Florianópolis, que compreende diversos corpos graníticos neoproterozoicos (630 a 590 Ma) (Hartmann et al., 2003) intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque. O domínio central inclui unidades metavulcanossedimentares de baixo grau (metapelitos, metapsamitos e metacarbonáticas) do Complexo Metamórfico Brusque (CMB), limitadas a norte pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó, tendo contato com a Bacia do Itajaí. As rochas do CMB foram depositadas em margem continental passiva originada de um rifte ocorrido em torno de 845 a 834 Ma (Basei, 1990). O domínio externo compreende sucessões vulcanossedimentares da Bacia do Itajaí, que pode alcançar até 4.000 m (Bizzi et al., 2003) e encontra-se recoberta por seqüências paleozoicas da Bacia do Paraná a oeste, e depósitos quaternários a leste.

A idade máxima de deposição na Bacia do Itajaí é estimada em 585 Ma a partir de dados U-Pb em zircão de níveis de tufos vulcânicos que ocorrem intercalados a arcóseos na base do Grupo Itajaí (Basei et al., 2008). A idade máxima de deposição para a bacia é estimada em 563 Ma a partir de dados U-Pb em zircão de siltitos e arenitos vulcanogênicos (Guadagnin et al., 2010) e idades U-Pb em zircão também destes tufos (Silva et al., 2005). A idade mínima de deposição é estimada em 550 Ma, que representa a colocação do Riolito Apiúna; cristais de zircão de intrusões graníticas e riolíticas nessa bacia dão idades em torno de 560 Ma (Basei et al., 1999); idades em torno de 559 Ma (Basei et al., 2008) confirmam essa interpretação, que por sua vez é corroborada com o registro de vulcanismo sin-sedimentar (Guadagnin et al., 2010), bem como dados paleontológicos de 575 a 542 Ma (Da Rosa, 2005).

### Estratigrafia da Bacia do Itajaí

Os primeiros estudos na Bacia do Itajaí foram realizados por Ferraz (1921) e Dutra (1926), que a denominaram Série Itajaí. Posteriormente, Maack (1947) individualizou-a como Formação Ibirama representada por xistos, ardósias, quartzitos e conglomerados na base e sucedidos por folhelhos, arenitos e conglomerados da Formação Gaspar no topo. Salamuni et

al. (1961) propuseram uma subdivisão estratigráfica, com a Formação Garcia na base e a Formação Gaspar no topo. Posteriormente, Appi e Souza-Cruz (1990) e Appi (1991), utilizando conceitos da estratigrafia de seqüências, individualizaram as unidades litoestratigráficas em Sequência Gaspar, que compreende depósitos de rios entrelaçados em um sistema retrogradante associado a leques aluviais e deltaicos e Sequência Garcia representada por arenitos e pelitos turbidíticos de águas profundas.

Krebs et al. (1988) propuseram uma subdivisão estratigráfica em “domínios”. O Domínio 1 compreende arenitos e conglomerados de leques aluviais caracterizados (Associação de fácies 1), pelitos arenitos finos, médios e conglomeráticos de frente deltaica (Associação de fácies 2), arenitos e pelitos turbidíticos (Associação de fácies 3), conglomerados e arenitos conglomeráticos turbidíticos (Associação de fácies 4) e pelitos e arenitos finos turbidíticos (Associação de fácies 5). O Domínio 2 foi descrito como “indiferenciado” por esses autores por apresentar complexa deformação dos estratos. Rostirolla (1992), por sua vez, prefere individualizar essas mesmas unidades em quatro associações de fácies (Figura 1B): Associação A, correspondente à Sequência Gaspar (Appi, 1991), que inclui depósitos de margem cratônica, conglomerados e arenitos de leques aluviais e deltaicos sucedidos por depósitos de águas profundas (Rostirolla, 1992); Associações B e C, que correspondem a Sequência Garcia (Appi, 1991), representada por arenitos e pelitos turbidíticos; e Associação D, que representa depósitos deltaicos desenvolvido na porção superior da bacia.

Iglesias et al. (2011) incluem as unidades litoestratigráficas da Bacia do Itajaí no Grupo Itajaí subdividindo-as em: Formação Gaspar (Silva e Dias, 1981), composta de arenitos e conglomerados e tufos com 584 Ma; Formação Garcia (Salamuni et al., 1961), constituída de siltitos, arenitos rítmicos e conglomerados; Formação Apiúna, que compreende rochas vulcânicas de 559 Ma.

A proposta estratigráfica mais recente foi apresentada por Basei et al. (2011), que considera, da base para o topo: *Formação Baú*, composta de ortoconglomerado e arenitos grossos de sistemas deltaicos; *Formação Ribeirão Carvalho*, que inclui arenito e folhelho turbidíticos proximais; *Formação Ribeirão Neisse*, composta de arenitos arcoseanos médios, que fazem contato gradacional com a formação inferior; *Formação Ribeirão do Bode*, constituída de arenitos finos, siltitos e argilitos; e a *Formação Apiúna*, que encerra rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.

### MÉTODOS

Os dados faciográficos e arquiteturais apresentados neste trabalho foram adquiridos durante mapeamento e descrição de afloramentos do Grupo Itajaí. São extensas exposições que ocorrem

tanto como corte de estradas quanto afloramentos naturais localizados no vale do Itajaí (Figura 1B). Foram descritos 19 afloramentos que apresentam espessuras variando de 2 a 30 m, com cerca de 70 a 130 m de extensões laterais. As coordenadas de localização geográfica dos afloramentos foram adquiridas com GPS e lançadas em mapa geológico prévio para análise da distribuição espacial das litofácies (Figura 1B).

Foram elaboradas seções colunares em cada afloramento para estudo de sucessão e associação de fácies, sendo as tendências deposicionais utilizadas na avaliação e na definição dos sistemas deposicionais. As fácies foram codificadas com letra maiúscula, referente à granulometria predominante, seguida de duas letras minúsculas, referentes à estrutura sedimentar, sendo a última letra a representante da geometria dos corpos (Miall, 2006). A ampla diversidade de fácies sedimentares presentes nos afloramentos levou à necessidade de utilizar outros modelos de fácies para interpretação adequada dos ambientes deposicionais: Bouma (1962), Lowe (1982), Walker (1984), Miall (1984, 1996, 2006), Pickering et al. (1986), Mutti (1992) e Talling et al. (2012).

Estruturas sedimentares vetoriais (estratos cruzados tabulares e/ou acanalados, marcas onduladas por corrente, marca de sola) foram analisadas para a avaliação do sentido de paleofluxos na bacia, que contribuem na interpretação da distribuição espacial dos ambientes de sedimentação e das fontes de sedimentos relacionados ao sítio deposicional. Seções panorâmicas foram produzidas para caracterização de elementos arquiteturais (superfícies e geometria de camadas). A interpretação estratigráfica foi baseada na análise da distribuição espacial (em mapa) e vertical das fácies e associações de fácies (em afloramento), bem como na interpretação da evolução dos sistemas deposicionais relacionados à presença de superfícies estratigráficas, importantes na identificação de possíveis mudanças nas tendências deposicionais ao longo da seção estratigráfica investigada.

## RESULTADOS

Nos afloramentos foram definidas 22 litofácies sedimentares (Tabela 1), que se encontram agrupadas em sete associações de fácies (AF1 a AF7, da base para o topo) e que serão detalhadamente descritas a seguir. Os perfis compõem uma seção com aproximadamente 210 m de espessura constituídos de conglomerados, arenitos e pelitos estratificados a maciços, organizados em sucessivos ciclos, ora granocrescentes ascendente, ora granodecrescentes ascendente (Figura 2).

### Associação de litofácies de canais distributários de leques submarinos (AF1)

Essa associação compreende as *litofácies Gcn, Smg, Sgt, Sgh* e *Flc* que compõem uma sucessão de arenito médio a muito

grosso e conglomerado, dispostos como pacotes fracamente amalgamados, com espessura entre 0,3 e 3 m de gradação normal e feições de escavação e preenchimento (Figura 3A). A *litofácies Gcn* inclui conglomerado clastos-sustentado, com seixos (~3 cm) arredondados e imbricados e matriz de areia grossa (Figura 3C). A base dos pacotes é erosiva e o topo de ondulado a plano. Os estratos são tabulares, com ampla continuidade lateral (> 10 m) e espessuras que variam de 15 a 40 cm (Figura 3B). A *litofácies Smg* representa camadas tabulares de arenito maciço de médio a grosso, com gradação normal, base plana e topo ondulado (Figuras 3A e 3D). A *litofácies Sgt* consiste em camadas de arenito médio a grosso em camadas tabulares com estratificação cruzada tabular e de baixo ângulo, gradação normal. Tem ampla continuidade lateral (> 20 m), espessura de 0,3 a 3 m (Figura 3E) e base erosiva. A *litofácies Sgh* compõe camadas tabulares de arenito médio, de 20 cm a 1,5 m de espessura, com estratificação planar-paralela, às vezes levemente ondulada, com gradação normal (Figuras 3D e 3E). A *litofácies Flc* representa lentes de 5 a 50 cm de espessura de pelito esverdeado intercaladas aos pacotes de conglomerados e arenitos (Figura 3E).

O espessamento vertical das fácies, a geometria côncava na base (superfície de terceira ordem) e plana no topo, com forte variação lateral (Figuras 3A, 3D, 3E:  $S_3$ ), compreende depósitos de complexos pacotes de canais distributários em leques submarinos, desenvolvidos durante o aumento substancial no aporte sedimentar e instabilidade no nível de base. Nesse processo, a deposição se desenvolve por fluxo canalizado não coesivo, transportando a carga sedimentar até à porção distal do sistema do leque.

Pacotes de conglomerado na base das canalizações representam fluxo de detritos (debritos) em massa, com limitada segregação de grãos (Enos, 1977; Lowe, 1982). Os arenitos grossos maciços com gradação normal (*litofácies Smg*) são resultado de deposição durante a passagem de correntes de turbidez (Mutti, 1992), compondo espessos estratos de arenitos grossos (Figura 4A). O desenvolvimento de estratificação incipiente (Figura 4B) no topo desses pacotes resulta do início do transporte de grãos como carga de leito e tração dos grãos junto ao leito deposicional (Pickering et al., 1986). Arenito grosso com estratificação cruzada tabular (*litofácies Sgt*) indica transporte por tração conduzido durante a passagem de corrente de fundo em canais submarinos (Mutti, 1992; Figura 4C). Estratificação planar (*litofácies Sgh*) representaria carpetes de tração formados na base das correntes de turbidez de alta densidade (Mutti, 1992). Os pelitos arenosos (*litofácies Flc*) lateralmente contínuos representam depósitos de transbordamento dos canais (*overbank*).

### Associação de litofácies de lobos turbidíticos frontais (AF2)

Essa associação inclui as *litofácies Scm, Snl, Smg, Spt, Sct, Flc* e *Fmc*, que correspondem a uma sucessão de 100 m

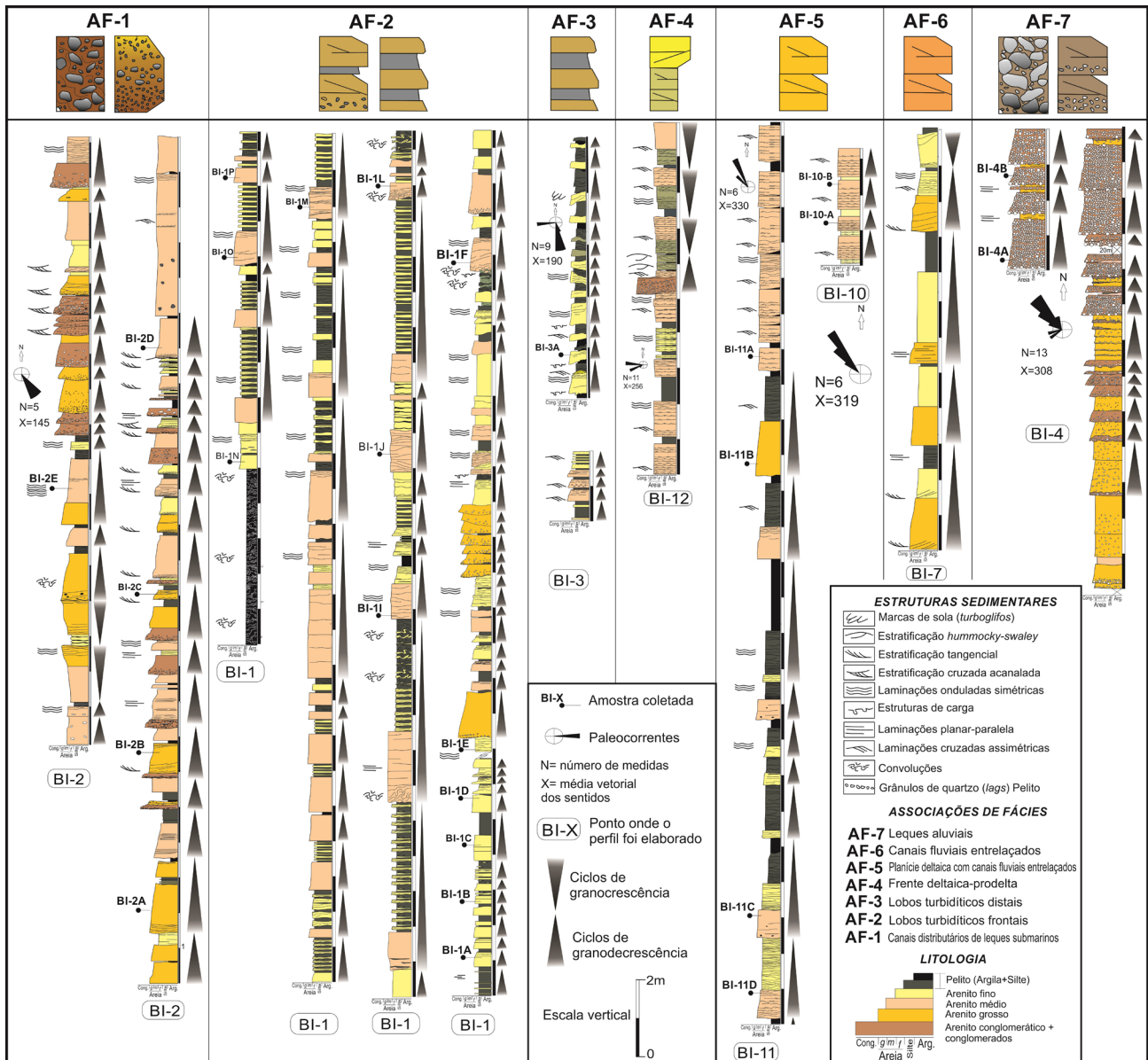
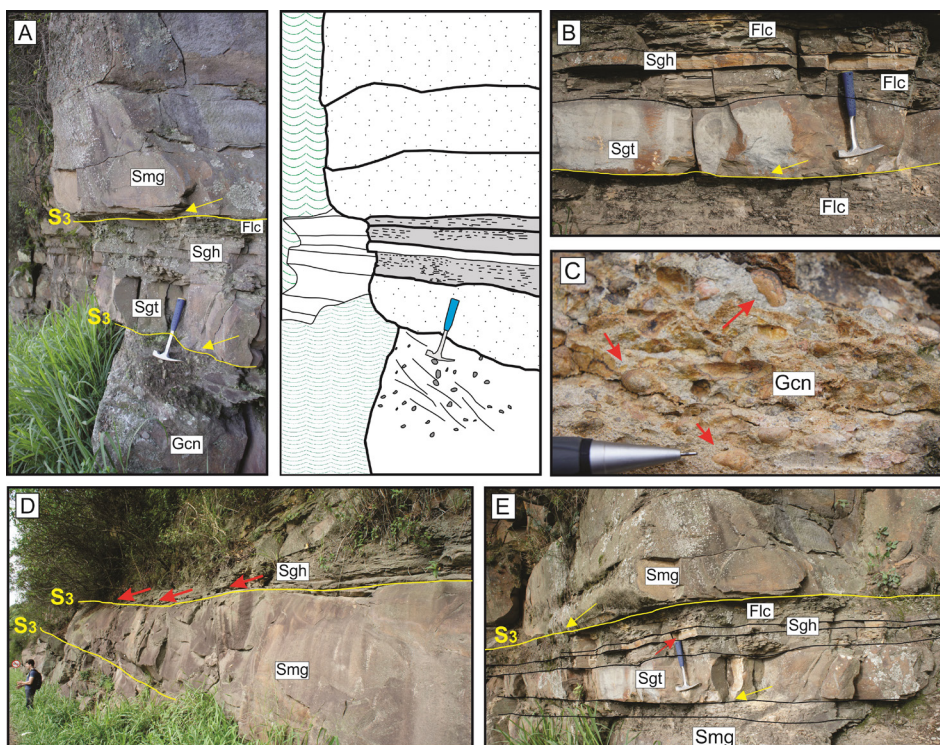


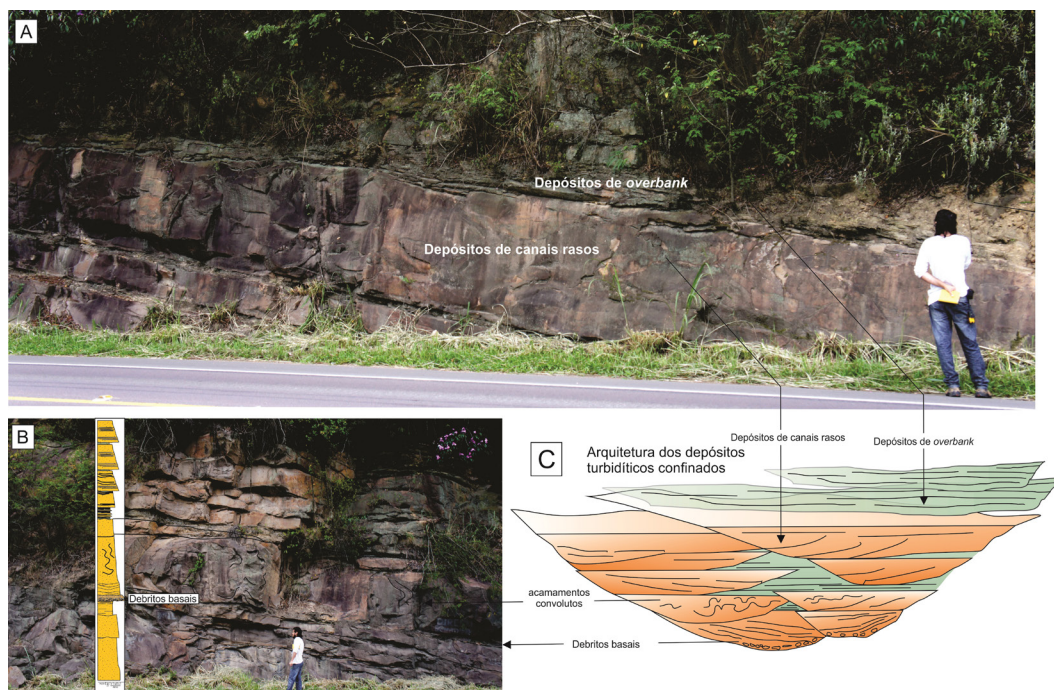
Figura 2. Perfis estratigráficos dos afloramentos estudados (BI) e associações de litofácies (AF) do Grupo Itajaí, com os aspectos-chave da arquitetura sedimentar.

de arenito de grosso a fino e pelito intercalado, na forma de camadas tabulares (Figura 5A), rítmicas, com espessamento progressivo dos pacotes de arenito para o topo. A *litofácies Scm* compreende arenito muito grosso e maciço. Possui camadas tabulares de 20 cm a 1 m de espessura, com base e topo irregulares, continuidade lateral maior que 20 m e gradação normal esporádica, contendo grãos imbricados na base. A *litofácies Snl* representa camadas de arenito médio a grosso em camadas tabulares, de espessura de 60 cm a 2 m e continuidade lateral superior a 20 m (Figura 5B). Exibe esporádica gradação normal, além de laminações de planar-paralelas a onduladas. Na

base desta litofácies ocorrem pacotes com estruturas de carga, no contato com pelito (Figura 5C). A *litofácies Smg* compreende camadas tabulares (10 a 40 cm de espessura) de arenito médio a fino, maciço, gradação normal e com base plana e topo ondulado (Figura 5C). Essa litofácies apresenta contato gradacional com a *litofácies Spt* e inclui arenitos com laminação plano-paralela, na forma de camadas com espessura entre 5 e 20 cm (Figura 5D). A *litofácies Sct* consiste em camadas lenticulares de arenito fino a muito fino com laminação cruzada ondulada, tendo espessura regular de  $\approx 10$  cm, continuidade lateral de até 5 m. Em geral, apresenta contato gradacional com



**Figura 3.** A: sucessão de conglomerado (Gcn) que grada para arenito (Sgt e Sgh) e pelito (Flc); B: intercalação de arenito grosso e pelito; C: conglomerado com clastos moderadamente imbricados (setas); D: arquitetura dos arenitos maciços limitados por superfícies de 3º ordem; E: intercalação de arenitos, conglomerados e pelitos marcando a base e topo de depósitos de preenchimento de canais rasos.



**Figura 4.** A: vista panorâmica da geometria tabular e amalgamada dos pacotes com ampla continuidade lateral; B: sucessão vertical dos pacotes com padrão granodecrescente ascendente; C: arquitetura dos depósitos turbidíticos canalizados (sem escala) mostrando a relação dos depósitos em canais e de transbordamento, e debritos basais.

**Tabela 1.** Sumário das litofácies sedimentares definidas no Grupo Itajaí, com seus processos de deposição e fácies relacionadas aos estudos sedimentológicos disponíveis na literatura.

<b>Litofácies</b>	<b>Descrição</b>	<b>Processo</b>	<b>Fácies Relacionadas</b>
<b>Gcn</b>	Conglomerado clasto-sustentado, gradação normal, tabular, com 0,15 a 0,4 m de espessura, base erosiva e topo ondulado a plano.	Deposição por corrente de turbidez hiperconcentrada	R <sub>3</sub> (Lowe, 1982) F <sub>2</sub> (Mutti, 1992)
<b>Gce</b>	Conglomerado clasto-sustentado, estratificado e clastos imbricados na base; espessura de 1 a 10 m.	Formas de leito longitudinais e depósitos residuais	Gh (Miall, 1996)
<b>Snl</b>	Arenito médio a grosso, tabular, ampla continuidade lateral (> 20 m), com espessura de 0,6 a 2 m e gradação normal; laminações plano-paralelas a onduladas e base com estruturas de carga.	Deposição por correntes de turbidez de alta densidade desacelerante	S <sub>1</sub> (Lowe, 1982)
<b>Scm</b>	Arenito muito grosso a conglomerático, maciço com gradação normal e camadas com espessura de 0,2 a 1 m. Possui base erosiva e topo ondulado, ampla continuidade lateral (~ 20 m).	Deposição por carpetes de tração em correntes de alta densidade	F <sub>4</sub> (Mutti, 1992)
<b>Smg</b>	Arenito fino a grosso, maciço, camadas tabulares e gradação normal. Possui espessura de 0,10 a 0,4 m e ampla continuidade lateral. Base ondulada e topo plano.	Deposição rápida por correntes turbidíticas de baixa densidade em fluxo desacelerante	Ta (Bouma, 1962) S <sub>3</sub> (Lowe, 1982) F <sub>5</sub> (Mutti, 1992)
<b>Spt</b>	Arenito fino, laminações plano-paralelas e camadas tabulares com ampla continuidade lateral. Topo e base planos e espessura de 0,05 a 0,20 m.	Deposição por fluxo tracional, migração de ondulações de baixa amplitude	Tb (Bouma, 1962)
<b>Sct</b>	Arenito fino a muito fino, com laminações cruzadas de corrente e camadas tabulares de espessura entre 0,08 e 0,10 m.	Deposição por fluxo tracional desacelerante	Tc (Bouma, 1962)
<b>Sgt</b>	Arenito médio a grosso com gradação normal e estratificações cruzadas tabulares e de baixo ângulo em camadas de 0,30 a 3 m de espessura. Base côncava e topo plano.	Deposição por fortes correntes de fundo em canalizações	F <sub>6</sub> (Mutti, 1992)
<b>Sgh</b>	Arenito médio, camadas tabulares de 0,20 a 1,5 m e gradação normal. Estratificação horizontal a levemente ondulada e contato gradacional.	Deposição por carpetes de tração de correntes turbidíticas de alta densidade	F <sub>7</sub> (Mutti, 1992)
<b>Fic</b>	Pelito laminado, tabular com espessura entre 0,05 a 0,5 m. Moderada continuidade lateral (~ 10 m) e com lentes de arenito da fácies Sct.	Deposição por suspensão no limite do fluxo tracional levando à laminação	Td (Bouma, 1962)
<b>Fmc</b>	Pelito maciço e convoluto, cinza-escuro, ampla continuidade lateral (> 20 m) e camadas tabulares com espessura de 0,5 a 5 m.	Deposição por suspensão e deformação de sedimentos inconsolidados	Te (Bouma, 1962) Te-2 (Talling, 2012)
<b>Flm</b>	Pelito com laminação plano-paralela e espessura de 0,05 a 0,5 m, esporadicamente intercalado com arenito fino.	Deposição de frações finas em suspensão em locais de baixa energia	Walker, 1984
<b>Fll</b>	Pelito laminado, camadas lenticulares com espessura de 0,1 a 1 m.	Deposição por suspensão em canais abandonados e <i>overbank</i>	Fl (Miall, 1996)

(continua...)

Tabela 1. Continuação.

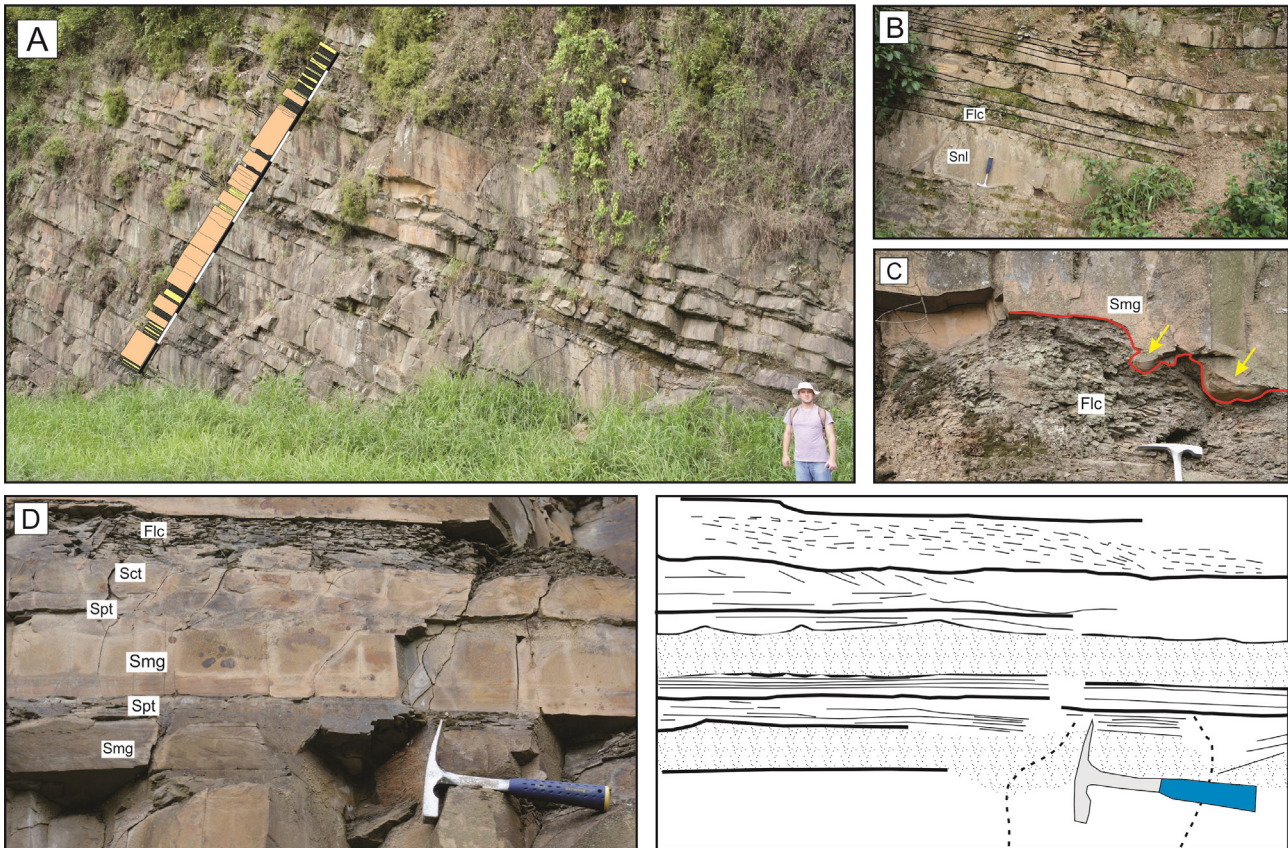
Litofácies	Descrição	Processo	Fácies Relacionadas
<b>Slc</b>	Arenito médio a fino com laminações cavalgantes subcríticas, tabular de espessura 0,3 a 0,5 m, topo e base planos, esporádico recobrimento argiloso ( <i>drapes</i> ).	Deposição por tração e suspensão, sobrecarga de grãos	Walker, 1984
<b>Sos</b>	Arenito fino com laminações onduladas simétricas. Camadas tabulares de espessura entre 0,2 e 0,5 m, bem selecionado.	Deposição sob regime de fluxo oscilatório	Walker, 1984
<b>Spq</b>	Arenito médio a fino com laminação plano-paralela a quasi-planar. Corpos tabulares, 0,2 a 0,3 m de espessura e topo e base planos.	Deposição em regime de fluxo superior, súbita retomada da deposição	Walker, 1984
<b>Slo</b>	Arenito fino, laminações onduladas, estruturas <i>flaser</i> camadas tabulares, espessura de 0,5 m, com recobrimento argiloso ( <i>drapes</i> ).	Alternância de deposição por tração de fundo e suspensão	Walker, 1984
<b>Sfh</b>	Arenito fino, estratificação plano-paralela a baixo ângulo, topo e base côncavos e convexos. Ocorre acamamento <i>hummocky</i> em corpos de 2 a 3 m de comprimento.	Deposição por fluxo combinado	Walker, 1984
<b>Sca</b>	Arenito médio, laminações cruzadas assimétricas e corpos tabulares com 1 m de espessura, granodecrescência ascendente.	Deposição por tração em regime de fluxo inferior	Sr (Miall, 1996)
<b>Sge</b>	Arenito médio a grosso, estratificação cruzada tabular. Corpos tabulares com espessura entre 0,6 e 2 m e granodecrescência ascendente.	Migração dunas 2D	Sp (Miall, 1996)
<b>Sgp</b>	Arenito médio a grosso em gradação normal e laminação plano-paralela camadas lenticulares a tabulares de 0,3 a 1 m de espessura e contato erosivo com conglomerado (Gce).	Deposição durante a transição de regime de fluxo superior para inferior	Sh (Miall, 1996)
<b>Sml</b>	Arenito médio, maciço cinza, camada lenticular de baixa extensão (< 1 m) e espessura inferior a 0,30 m.	Rápida deposição gravitacional	Sm (Miall, 1996)

arenito laminado na base (*litofácies Spt*), às vezes podendo ocorrer como camadas isoladas em meio aos pelitos da *litofácies Flc* (Figura 5D). A *litofácies Flc* compreende pelito laminado verde-claro, lateralmente contínuo (~ 10 m) e tabular, com espessura entre 5 e 50 cm (Figura 5D). Forma ritmitos com arenitos da *litofácies Sct*, em sucessões com até 5 m de espessura. Esporadicamente ocorrem lentes de arenito laminados com estruturas convolutas (*litofácies Sct*). A *litofácies Fmc* corresponde a pelito cinza escuro com estrutura maciça e espessura variando de 50 cm a 5 m e possui ampla continuidade lateral e acamamento convoluto, geralmente recorrente no topo das sucessões com granodecrescência ascendente.

O espessamento vertical das camadas turbidíticas reflete a progradação de lobos frontais (Mutti e Ricci-Lucchi, 1975; Walker, 1978), formados por fluxo não coesivo desacelerantes (Bouma, 1962; Lowe, 1982; Mutti, 1992;

Sumner et al., 2012). Arenitos conglomeráticos maciços (*litofácies Scm*) são equiparados aos intervalos de  $F_4$  de Mutti (1992) e representam depósitos em carpetes na base decorrentes de turbidez de alta densidade. A passagem gradual ou abrupta dessa fácies para a *litofácies Smt* representa arenitos grossos com tração. Isso indica perda da energia da corrente túrbida inicial, que favorece o desenvolvimento de estruturas tracionais (Lowe, 1982). Compõem os pacotes mais espessos da sucessão, e geralmente não exibem uma passagem transicional para os pacotes com as litofácies mais finas que possuem estruturas de desaceleração e perda de densidade do fluxo. Uma vez que o espectro litológico em depósitos turbidíticos seja bem maior do que o preconizado por Bouma (1962), as *litofácies Smg*, descritas neste trabalho, podem ser comparáveis tanto com o intervalo Ta de Bouma (1962) quanto com os intervalos F5 Mutti (1992) e S3 Lowe (1982).



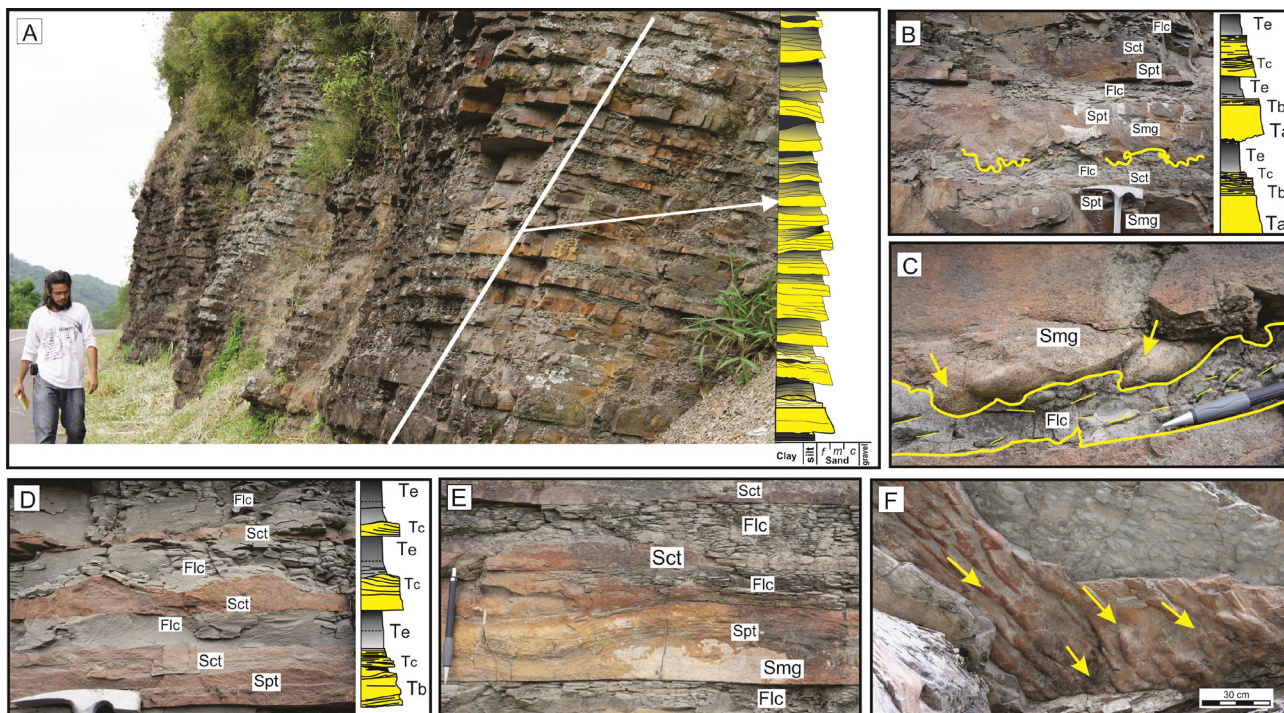


**Figura 5.** A: sucessão de pacotes de arenito grosso intercalados com ritmitos; B: pacotes espessos de arenitos grossos em lençol sucedidos por arenitos finos e pelitos; C: estrutura de carga na base da camada de arenito maciço em contato com pelitos laminados; D: arenito com sequência incompleta de Bouma (interpretação ao lado).

Representam processos de deposição rápida por correntes turbidíticas de baixa densidade, sob regime de fluxo desacelerante, como demonstrado pela passagem gradativa do intervalo Ta para intervalo Tb (Bouma, 1962). A deposição da *litofácies Spt*, que compreende arenito com laminação planar-paralela, indica fluxo por tração no leito deposicional e migração de leitos com baixa amplitude (Best e Bridge, 1992). A *litofácies Sct*, que corresponde ao intervalo Tc de Bouma, representa a maior parte da sucessão que sugere deposição por suspensão na transição para o regime de fluxo onde o fluxo tracional desacelerante no leito de correntes de baixa densidade (Bouma, 1962). A *litofácies Flc* que corresponde ao intervalo Te de Bouma e Te-2 de Talling et al. (2012) representam deposição de partículas argilosas por processo de floculação durante a passagem da corrente de turbidez. No processo de floculação as partículas argilosas se aglutinam rapidamente e são depositadas instantaneamente, não permitindo o desenvolvimento de laminações. As feições convolutas são interpretadas como produto da deformação sin-sedimentar por compressão interna dos acamamentos durante ou logo após a deposição (Kuenen, 1966).

### Associação de litofácies de lobos turbidíticos distais (AF3)

Esta associação de fácies (AF-3) inclui arenitos finos e pelitos que encerram as *litofácies Smg, Spt, Sct e Flc*, formando uma sucessão de estratos concordantes, lateralmente contínuos (> 150 m), composta de vários ciclos granodescente ascendentes (Figura 2: AF-3 e Figura 6A), com espessuras que variam entre 15 e 40 cm (Figura 6A). A *litofácies Smg* compreende arenitos maciços com gradação normal, tendo base ondulada, às vezes muito irregular, e estruturas de carga no contato com pelito laminado (Figuras 6B e 6C). A *litofácies Spt* inclui camadas delgadas com espessura de 5 a 20 cm de arenitos finos, com laminação planar-paralela e lateralmente contínuos, que geralmente sucedem a *litofácies Smg* (Figuras 6D e 6E). A *litofácies Sct* é composta de camadas tabulares a lenticulares de arenitos finos, com espessura regular de 10 cm, com laminações cruzadas onduladas (Figura 6D). O topo de cada ciclo pela *litofácies Flc* compreende pelitos laminados a maciços, tabulares, lateralmente contínuos (> 20 m), cinza-esverdeados e com marcas de sola (Figura 6F).

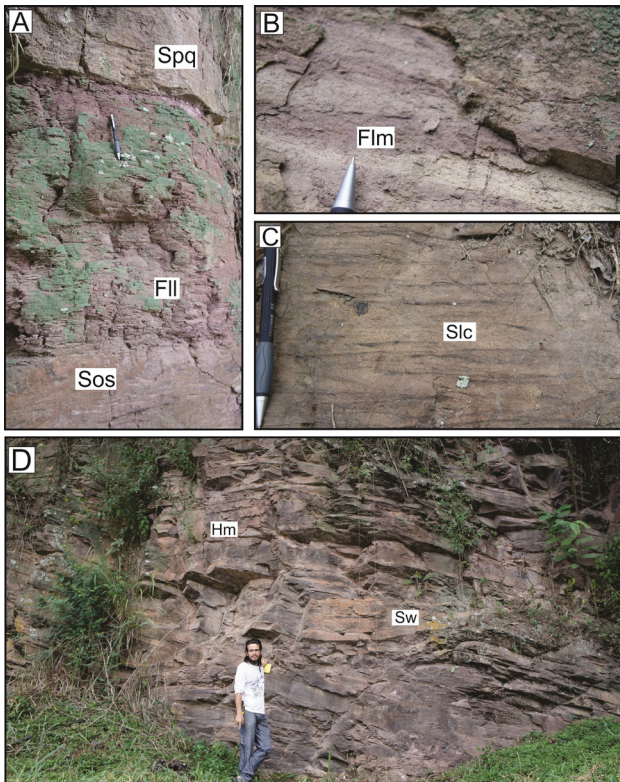


**Figura 6.** A: sucessão rítmica de arenitos e pelitos; B: intervalos  $T_{bce}$  da sequência de Bouma, com laminações cruzadas isoladas em pelito; C: detalhe das estruturas de carga de arenito grosso ( $T_a$ ); D: detalhe das ripples assimétrica indicando deposição por corrente unidirecional com os intervalos  $T_{bce}$ ; E: detalhe dos intervalos das fácies turbidíticas de Bouma; F: turboglifos formado nos pelitos aparecendo como molde no arenito.

O padrão rítmico da sucessão de litofácies, a marcante amalgamação e a presença dos intervalos completos de Bouma indicam que essa associação de litofácies foi depositada por sucessivas correntes de turbidez desacelerantes não confinadas. A litofácies *Smg* resulta de processos da deposição instantânea de sedimentos por correntes turbidíticas de baixa densidade durante a passagem do fluxo desacelerante, que corresponde ao intervalo  $T_a$ , que grada verticalmente para a litofácies *Spt* (intervalo  $T_b$  de Bouma). Para a litofácies *Spt*, o processo de fluxo tracional desenvolvido no leito deposicional é responsável pela migração de formas de leito com baixa amplitude (Best e Bridge, 1992), produzindo laminação planar-paralela. O intervalo *Sct* ocorre acima do intervalo *Spt*, às vezes na forma de *ripples* isoladas (*starved ripples*) em meio aos pelitos, sendo interpretado como resultado da deposição por fluxo tracional desacelerante (Bouma, 1962). O intervalo *Flc* (Bouma, 1962; Talling et al., 2012) indica deposição por suspensão após a passagem de corrente de turbidez. Turboglifos na base dos arenitos maciços (intervalo  $T_a$  de Bouma) orientados paralelamente ao sentido de migração de *ripples marks* (litofácies *Sct*) indicam a passagem de corrente de turbidez de alta energia sobre um substrato argiloso inconsolidado, oriundas de nordeste e norte, segundo dados de paleocorrentes.

#### Associação de litofácies de frente deltaica-prodelta (AF4)

Composta pelas litofácies: *Slc*, *Sos*, *Spq*, *Slo*, *Sfh*, *Fll* e *Flm*, essa associação compreende sucessões de estratos (até 1,2 m) com granocrescência ascendente, tendo na base intercalações de arenito muito fino e pelito. A litofácies *Slc* ocorre na base dessa associação e é representada por pacotes tabulares de arenitos médios, com 0,3 a 0,5 m de espessura, não gradados, com topo e base planos. Apresentam laminações cruzadas cavalgantes subcríticas com *foresets* medindo de 3 a 5 cm, com recobrimentos argilosos (*drapes*) (Figura 7A). A litofácies *Sos* individualiza arenito fino bem selecionado disposto na forma de camadas tabulares, com 0,2 a 0,5 m de espessura e laminações onduladas simétricas (Figura 7A - base). A litofácies *Spq* é composta de arenitos médios a finos em camadas tabulares, com espessuras que variam de 30 cm a 1,2 m. Possuem laminação planar-paralela e de baixo ângulo e esporádicas superfícies de reativação (Figura 7A - topo). A litofácies *Slo* ocorre como arenitos finos em camadas tabulares de 6 a 50 cm de espessura, com laminação ondulada simétrica intercalada com pelitos na forma de *drapes*, compondo estruturas tipo *flaser* e *wavy* em acamamentos heterolíticos (Figura 7B). Esporadicamente ocorrem estruturas de carga e *ripples* com recobrimento argiloso nos



**Figura 7.** A: camada de pelito laminado intercala a arenito com laminação ondulada simétrica na base e planar paralela no topo; B: intercalação de níveis argilosos e arenosos (Flm); C: arenito fino com laminações cruzadas cavalgantes; D: acamamento *hummocky* e *swaley* (Hm e Sw) em arenitos finos.

*foresets* (Figura 7C). A *litofácies Sfh* representa pacotes de arenito fino avermelhados e amalgamados, com base côncava e topo convexo com laminações planar-paralelas. Possui estratificação cruzada *hummocky* com amplitude de 2,5 a 3 m (Figura 7D). A *litofácies Fll* é representada por pelito laminado cinza-avermelhado na forma de camadas lenticulares de 10 a 50 cm de espessura e continuidade lateral de até 20 m (Figura 7A). A *litofácies Flm* possui ampla regularidade vertical e continuidade lateral em uma sequência monótona de pelito tabular em camadas delgadas de ~ 5 cm e com laminação plano-paralela.

As características litológicas, as sucessões de granocrescência ascendentes e a dominância de estruturas geradas por correntes permitem interpretar essa associação de fácies como depósitos de frentes deltaicas dominadas por rios. A deposição de areias finas, com laminação planar-paralela (*litofácies Spq*) a quase-planar, está inserida em locais com regime de fluxo superior onde há migração de leito. Podem ser formadas laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) (*litofácies Slc*) por fluxo de regime superior durante a migração de formas de leitos com cristas retas, que passam a formar *ripples* quando a energia

gradativamente diminui, especialmente em um ambiente deposicional distal onde a carga sedimentar não é tão elevada. Quando o *stoss side* se encontra erodido, geralmente, sugere-se diminuição na carga sedimentar e baixa taxa de carga em suspensão, e portanto, nessas circunstâncias, apenas o *lee side* será preservado (Walker, 1984). Este processo indica ambientes de rápida acumulação de sedimentos, onde o processo de retrabalhamento não é eficiente. Laminação ondulada simétrica em arenitos (*litofácies Sos*) indica a influência de fluxo oscilatório, impulsionados por ação de onda em regiões próximas à superfície em regiões de profundidades moderadas (Walker, 1984). Estruturas *flaser* (*litofácies Slo*) indicam deposição por tração e suspensão durante eventos que alternam e atividade de corrente com quiescência (Reineck e Singh, 1973).

### Associação de litofácies de planície deltaica com canais entrelaçados (AF5)

Essa associação compreende as *litofácies Sca*, *Spq*, *Slc* e *Fll*, que formam uma sucessão de espessos pacotes de tabulares a lenticulares de arenitos finos a médios cinza-avermelhados. Incluem ciclos sedimentares de granocrescência ascendente com espessuras de até 1 m e continuidade lateral superior a 30 m. A *litofácies Sca* é caracterizada por arenito médio em pacotes lenticulares com topo côncavo e base ondulada, com laminações cruzadas assimétricas que se encontram intercaladas aos pacotes de pelitos laminados (Figuras 8A e 8B). A *litofácies Spq* compreende camadas tabulares e lenticulares de arenitos médios a finos com laminação planar-paralela e de baixo ângulo (Figura 8A). A *litofácies Slc* compreende arenitos finos, com padrão de granocrescência ascendente, contendo no topo laminações cruzadas cavalgantes (Figura 8C) pouco desenvolvidas, com *foresets* que variam de 3 a 5 cm, além de esporádicos recobrimentos argilosos (*mud drapes*). A *litofácies Fll* ocorre geralmente intercalada às demais fácies, caracterizando pacotes de pelitos lenticulares com aproximadamente 10 cm de espessura, com presença de laminações planar-paralelas incipientes (Figura 8B).

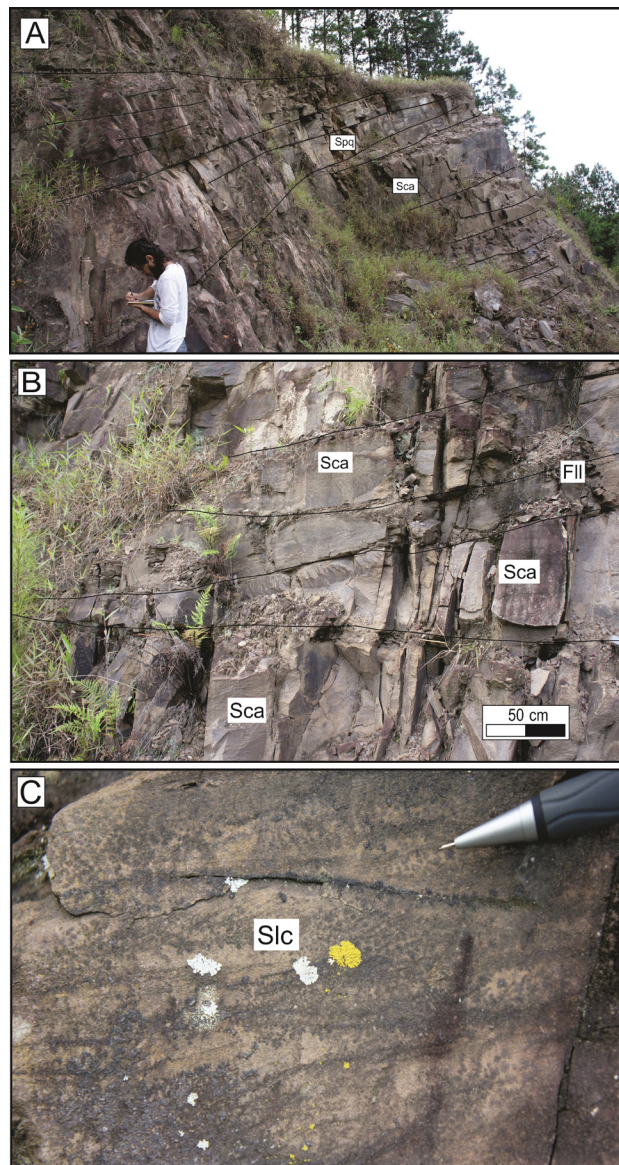
Essa associação de fácies é interpretada como planície deltaica onde arenitos com laminação planar-paralela (*litofácies Spq*) indicam deposição sob regime de fluxo superior, formando lençóis arenosos no leito de canais fluviais durante a perda gradual de energia (Reineck e Singh, 1980; Miall, 1996). Gradativamente, esses depósitos são sucedidos por camadas de arenitos com laminações cruzadas, que indicam deposição de areia por transporte em leito de areias (Reineck e Singh, 1980; Miall, 1996). A transição entre laminações cruzadas assimétricas de corrente (*litofácies Sca*) formadas por tração dos grãos no fundo do leito para laminações cavalgantes (*litofácies Slc*) indica aumento na carga de leito em relação à suspensão. À medida que o fluxo de sedimentos é reduzido, ocorre

maior descarga de areias na interface canais fluviais-delta. Pelitos laminados (*litofácies Fll*) representam deposição de canais abandonados (Miall, 1996). As intercalações com pelito e arenitos muito fino com laminações cruzadas e marcas onduladas simétricas sugerem depósitos externos aos canais (*overbanks*).

### Associação de litofácies de canais fluviais entrelaçados (AF6)

Composta pelas *litofácies Sge, Sca, Sgp e Fll*, essa associação (AF-6) compreende uma sucessão de arenitos médios a grossos e moderadamente selecionados. Estão dispostos na forma de camadas amalgamadas com base côncava e topo plano a suavemente ondulado. A *litofácies Sge* compreende a porção basal dessa associação. São arenitos médios a grossos esbranquiçados em camadas tabulares espessas (0,6 a 2 m) e com ampla continuidade lateral (Figura 9A), predominando em toda a sucessão com gradação normal e estratificação cruzada tabular. A *litofácies Sca* compreende arenitos com laminações cruzadas assimétricas em camadas individuais medindo até 1 m, com padrão granodecrescente ascendente. Essa *litofácies* grada para camadas de arenitos isolados para intercalações de arenitos e pelitos, constituindo um arcabouço com camadas tabulares, levemente lenticulares de topo e bases planas. No topo da sucessão de cada ciclo ocorre a *litofácies Sgp* em camadas tabulares de arenito médio bem selecionado com até 1 m, que apresentam gradação normal e laminação plano-paralela. Na porção superior ocorre a *litofácies Fll* sob a forma de pelitos cinza azulados de estrutura, laminados e na forma de camadas lenticulares, com 10 cm de espessura (Figura 9B).

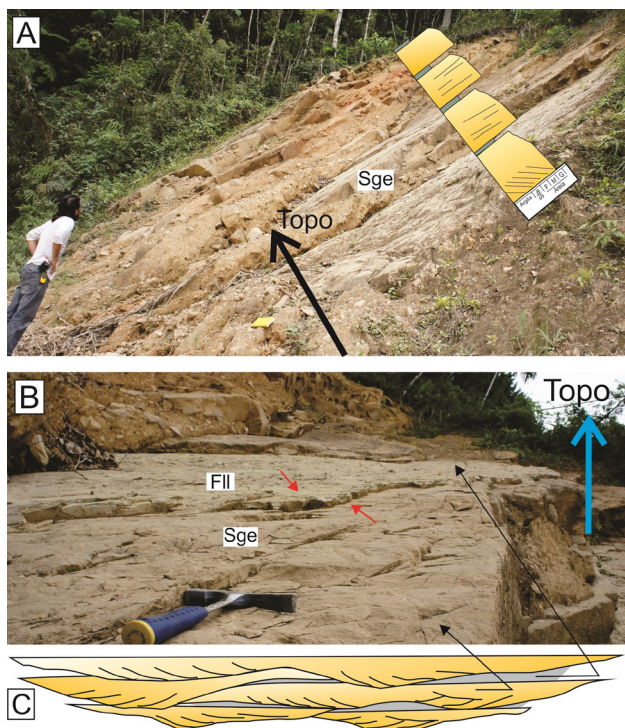
Essa associação de fácies representa depósitos de canais fluviais entrelaçados (Figura 9C). O padrão de amalgamação dos pacotes de arenito que originam macroformas em canais indica mudanças constantes na dinâmica sedimentar (Miall, 1984). Esse processo é o registro da avulsão dos canais fluviais sob o regime de constante migração de dunas subaquosas (2D) (Miall, 1996). Arenitos com estratificação cruzada tabular (*litofácies Age*) representam migração de dunas 2D, que alcançam até 2 m (Rust e Jones, 1987). A combinação de estruturas de tração em arenitos médios bem selecionados (Ashley, 1990) e arenitos com laminação planar (*litofácies Sgp*) indica deposição durante regime de fluxo superior. Laminações cruzadas assimétricas (*litofácies Sca*) em arenitos médios a finos registram o mecanismo de transição de regime de fluxo superior para inferior. A dinâmica nesse tipo de ambiente não favorece preservação de depósitos em planície de inundação, que constantemente são erodidos pela migração de canais ativos. O abandono gradativo dos canais favorece a deposição de pelito laminado e maciços (*litofácies Fll*).



**Figura 8.** A: sucessão de arenitos em camadas amalgamadas organizadas na forma de ciclos de granodecrescência ascendentes; B: pacotes amalgamados de arenitos intercalados com pelitos. No detalhe, arenito muito fino laminado (setas); C: detalhe da geometria lenticular das camadas de arenitos; D: laminações cruzadas cavalgantes com filmes argilosos nos foresets.

### Associação de litofácies de leques aluviais (AF7)

Essa associação compreende as *litofácies Gce, Sml e Sgp*. A *litofácies Gce* representa de 80 a 90% dessa associação (Figura 10A) e inclui pacotes tabulares de conglomerado, com mais de 1 m de espessura e continuidade lateral de mais de 5 m (Figura 10B), podendo alcançar mais de 10 m. Apresenta estrutura maciça na base e estratificação



**Figura 9.** A: sucessão de camadas lenticulares a amalgamadas de arenito com adelgaçamento ascendente (no detalhe, log estratigráfico do afloramento); B: detalhe das camadas de pelito entre as de arenitos; C: arquitetura de complexos canais.

incipiente, com gradação normal na maior parte dos pacotes, especialmente na transição para as camadas de arenitos, que também exibem gradação normal. A trama interna varia de clasto-suportados (Figura 10C), na base, a matriz arenosa feldspática suportada, no topo. Os clastos são líticos metamórficos, ígneos, sedimentares (arenitos finos arcoseanos) e quartzo leitosos, em geral bem arredondados e subarredondados e alongados ( $\varnothing$  5-20 cm). A *litofácies Sml* ocorre em camadas de arenitos média a grossa, delgados e com acamamento maciço (Figura 10D). Possuem extensão lateral limitada a poucos metros, com geometria lenticular e topo e base erosivo com contato abrupto. A *litofácies Sgp* é caracterizada por arenitos grossos dispostos em camadas lenticulares, com estratificação planar-paralela (Figura 10E), seixos imbricados com diâmetros que variam de 1 a 4 cm e frequentes grânulos no plano de estratificação compondo níveis de seixos (*lags*).

Conglomerados com estratificação incipiente (*litofácies Gce*) e acamamento maciço sugerem deposição na forma de barras cascalhosas longitudinais ao longo de canais de sistemas aluviais de alta energia (Miall, 2006). Arcabouço com clasto-suportado corrobora com condições hidrodinâmicas de alta energia, onde a areia grossa e grânulos podem

ser transportados e depositados sob condição de regime de fluxo inferior. A orientação regular dos clastos com imbricamento indica deposição por tração. A presença de níveis com matriz-suportada resulta na deposição por fluxo de detritos não coesivo influenciados por sedimentação gravitacional. Camadas lenticulares intercalados de arenitos maciços (*litofácies Sml*) representam depósitos de fluxo de detritos. Arenitos com estratificação planar-paralela (*litofácies Sgp*) representam deposição durante regime de fluxo superior na forma de carpetes de tração em intervalos de variação da energia do fluxo. Arenitos maciços e estratificados com os espessos pacotes de conglomerados refletem instabilidade do fluxo e transporte de alta energia em rios cascalhosos de ambientes de leques aluviais (Miall, 1996).

## DISCUSSÃO

### Sistemas deposicionais

As relações vertical e lateral das associações de fácies apresentadas anteriormente configuram uma sucessão sedimentar prográdante, iniciada por depósitos de ambiente marinho profundo, sucedidos, progressivamente, por depósitos de ambiente transicional a continental no topo (Figura 11). Esse padrão estratigráfico assemelha-se a modelos de preenchimento de bacia de antepaís (Allen e Allen, 2005) e se enquadra na interpretação prévia da evolutiva tectônica para a Bacia do Itajaí (Basei et al., 2000).

#### *Sistema deposicional marinho profundo*

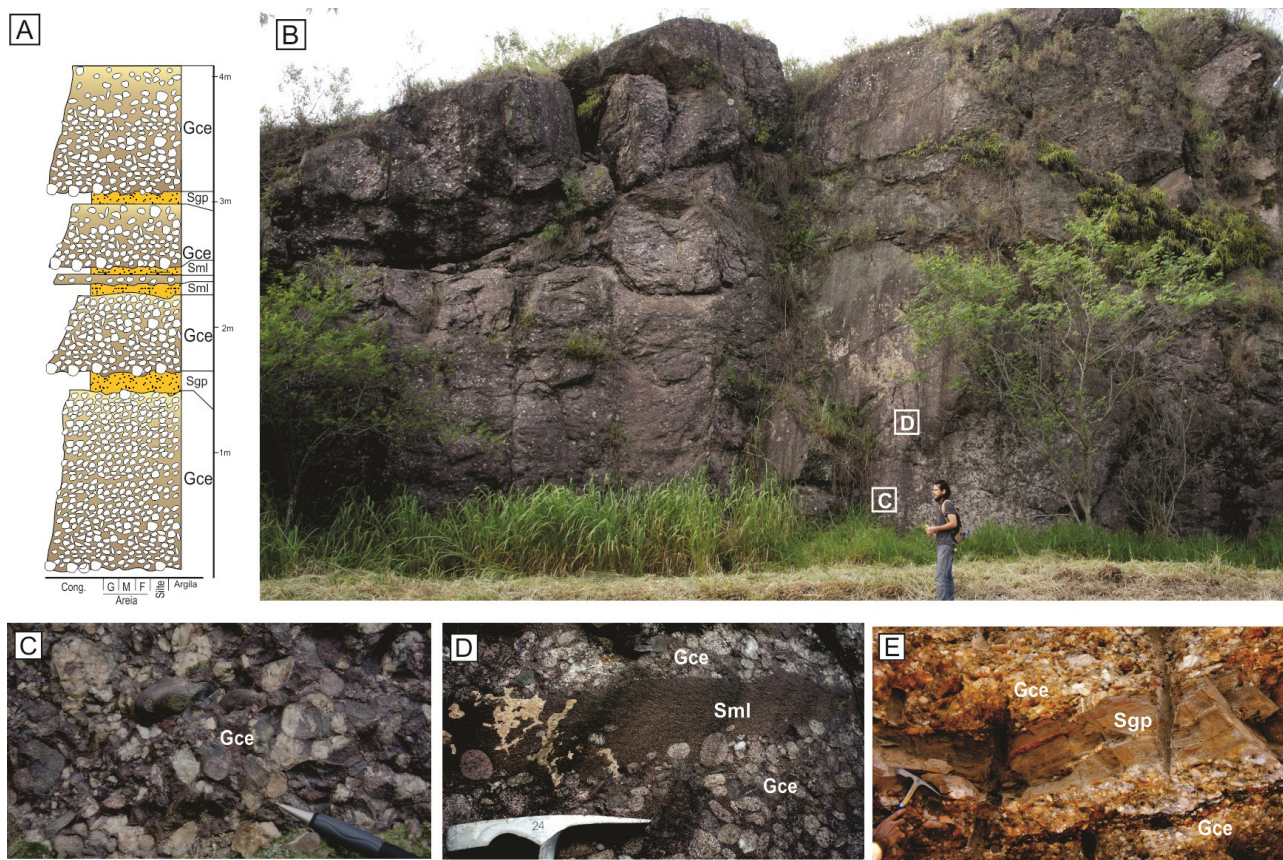
As associações de fácies basais (AF1-AF3) descritas na seção anterior encontram-se lateral e verticalmente relacionadas, compondo uma sucessão de estratos depositados em ambiente marinho profundo (Figuras 11 e 12A). Essas associações compõem uma espessa sequência (> 150 m) de leques submarinos, incluindo depósitos turbidíticos, desenvolvidos especialmente sobre a região de antepaís, borda sul do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Figuras 1B e 11). A associação AF-3 representa canais distributários dos leques que alimentam os lobos turbidíticos frontais e distais não canalizados (AF-1 e AF-2), tendo espessamento ascendente das camadas de arenito. Esses leques são o registro de uma sedimentação desenvolvida de forma perpendicular ao eixo e caracterizam as zonas proximal a distal do sistema deposicional (Figura 12A). Na porção inferior dominam espessos depósitos de detritos, que passam gradualmente para depósitos turbidíticos frontais (AF-2).

O padrão arquitetural e as relações lateral e vertical das associações de fácies dos complexos de lobos turbidíticos foram comparados aos modelos de fácies de Mutti (1992) e Lowe (1982) para melhor entender os processos

de sedimentação e a evolução desses depósitos na Bacia do Itajaí. O modelo de Mutti (1992), como a Figura 12B, fornece um esquema para classificação de fluxos submarinos que engloba nove subdivisões, F1 a F9. (Mutti, 1992; Mutti et al., 2003). A Figura 12B apresenta apenas as subdivisões relacionadas às fácies identificadas no presente trabalho: F2-F7 e F9 (ver Figura 12A). A subdivisão F2 compreende arenitos e conglomerados maciços, geralmente com matriz suportada. A subdivisão F3 é construída por conglomerados clasto-suportados representativos de fluxo trativo de detritos cascalhosos. Conglomerados matriz-suportados são interpretados como debritos (Talling et al., 2012). A fácies F4 corresponde ao intervalo de “laminações espaçadas”, intervalo  $T_{B-3}$  (Talling et al., 2012). Esse intervalo ocorre associado a arenitos maciços e registra a deposição por tração em carpete na base das camadas mais grossas. Arenitos finamente laminados do intervalo F7 correspondem aos depósitos por cisalhamento laminar durante fluxo trativo, recobertos por espessos depósitos, que apresentam os intervalos de fluxo turbulento. Mutti et al. (2003) atribui esse intervalo à deposição a partir de

fluxo diluto. O intervalo F5 envolve significante suporte do excesso de pressão de fluido nos poros, e é depositado *em masse*. O intervalo F8 (Ta de Bouma) é depositado como incremento de camadas, em que a rápida acumulação evita retrabalhamento e produz acamamentos maciços. O intervalo F9 representa depósitos de fluxo dilutos turbulentos e agrupa as subdivisões Tb, Tc, Td e Te de Bouma (Mutti et al., 2003), como a Figura 12B.

Comparando com o modelo de Lowe (1982), Figura 12C, conglomerados com gradação normal (*litofácies Gcn*) correspondem à divisão  $R_3$ , similar à divisão F2 de Mutti (1992), que representa a fase inicial de deposição da sequência turbidítica. A divisão  $S_1$  (Lowe, 1982) é representada pela *litofácies Amt*, resultante de depósitos de tração durante a passagem de fluxo de alta densidade. Essa litofácies é sucedida pela *litofácies Amg* equivalente ao intervalo  $S_3$  (Lowe, 1982) e Ta (Bouma, 1962). A sedimentação na porção desital do sistema é dominado por correntes de turbidez de baixa densidade, formando extratos com laminação planar-paralela (Tb) e laminação cruzada por corrente (Tc). Essas litofácies são seguidas por uma nova fase de sedimentação



**Figura 10.** A: perfil estratigráfico de conglomerado e arenito com padrão de granodecrescência ascendente; B: geometria dos pacotes de conglomerado contínuo e espesso e arenito na forma de lentes; C: detalhe de conglomerado maciço clastos suportados; D: lente de arenito maciço (*litofácies Sml*) em conglomerado (*litofácies Gce*); E: arenito grosso com laminação planar-paralela e grânulos de quartzo (*litofácies Sgp*).

que envolve suspensão, resultando na intercalação de silte e argila (Td) e pelitos maciços (Te).

#### *Sistema deposicional transicional-marinho raso*

Ciclos granocrescentes ascendentes (Figura 2), gradação entre os estratos e estruturas formadas por ondas de tempestade permitem interpretar esses estratos como representativos de um sistema deltaico representado por depósitos de planície deltaica entrelaçada (*braided*) e de frente deltaica-prodelta, dominado por rio e influenciado por tempestade, correspondente à porção intermediária do Grupo Itajaí. A planície deltaica compreende arenitos finos a médios, lateralmente contínuos, lenticulares, que representam lençóis arenosos com ampla largura e baixa profundidade, tendo estruturas de tração (*ripples*) nas porções proximais, que passam para associações distais do prodelta com depósitos mais finos. Representam depósitos de canais distributários e interdistributário (Figura 13A) com laminações ondulada simétrica, cruzadas assimétrica (*ripples*) e planar paralela.

O incremento vertical na frequência e espessura das camadas arenosas indicam progradação de depósitos da frente deltaica-prodelta, caracterizado pela intercalação de camadas de arenitos e pelitos, a presença de estruturas geradas por correntes nas camadas de arenitos em função do aumento de fluxos unidirecionais intermitentes, derivados de sistemas fluviais localizados mais a jusante.

A presença de fácies formadas por fluxo oscilatório, laminações onduladas simétricas e estratificação cruzada *hummocky-swaley* em alguns níveis da sucessão sugerem que embora a construção da frente deltaica seja dominada por descarga fluvial, em períodos de baixa descarga, a frente deltaica ficava sujeita à ação de ondas normais e de tempestade (Bhattacharya, 2006). A zona de ocorrência da estratificação cruzada *hummocky* está localizada entre o nível de base das ondas de bom tempo e das ondas de tempestade, na transição para os depósitos de costa a fora (*offshore*). A presença de canalizações e formação de espessos depósitos pelíticos de prodelta sugerem grande quantidade de sedimentos depositados por suspensão durante condição de baixa descarga fluvial-aluvial (Figura 13B).

#### *Sistema deposicional continental*

O conhecimento sobre a evolução de sistemas deposicionais de leques aluviais e fluviais tem aumentado, substancialmente nos últimos anos (Collinson e Lewin, 1983; Ethridge et al., 1987; Shanley e McCabe, 1998; Marzo e Puigdefabregas, 1993; Miall, 2006). A distribuição e padrão dos estratos de fácies fluviais e de leques aluviais em bacias de antepaís são controladas pela combinação da dinâmica entre tectônica e flutuações no nível eustático (Miall, 1984). Os critérios

fundamentais para estudar o controle tectônico em bacias de antepaís incluem a análise de mudanças no estilo das fácies longitudinal ou transversal ao eixo da bacia, bem como das mudanças abruptas na proveniência sedimentar (Miall e Arush, 2001). Os sistemas deposicionais nesse contexto são caracterizados por sedimentos imaturos, arenosos e cascalhos cuja mineralogia tem íntima relação com a assembleia de rochas do embasamento adjacente. O material cascalhoso perfaz a maior proporção desses depósitos, desde as porções proximais que compõem cones aluviais até as porções mais distais, onde o fluxo hidráulico ainda permite o transporte de material acima de 2 mm.

Os conglomerados e arenitos conglomeráticos do Grupo Itajaí descritos neste trabalho representam depósitos de fluxo de detrito em sistemas aluviais que formaram sucessões espessas e pobremente estratificadas. Conglomerados com clastos moderadamente selecionados e imbricados indicam transporte e deposição por rios cascalhosos entrelaçados por planícies aluviais. Arenitos maciços a estratificados indicam ambientes canalizados de médio a grande porte, resultantes da perda de energia da corrente, com deposição de sedimentos finos por migração de canais ou são abandonados conseqüentemente. Pacotes de arenitos com espessura de aproximadamente 1 m, intercalados com camadas delgadas de siltitos maciços, representam depósitos em complexos de canais fluviais entrelaçados nas porções mais externas dos sistemas de leques aluviais proximais, responsáveis pela redistribuição dos sedimentos nas planícies aluviais. Mesmo em regiões de relevo menos acentuado, a alta descarga fluvial e sedimentar permitia o desenvolvimento de rios entrelaçados em toda extensão continental da bacia. Os complexos de canais fluviais entrelaçados são controlados pela alta descarga de sedimentos oriundos das regiões orogênicas adjacentes, que apresentam gradiente topográfico favorável à descarga de sedimentos e formação de leitos estreitos (Miall, 1978; Rust, 1978). Rios entrelaçados arenosos possuem alta mobilidade das barras e formam uma rede de canais interconectados separados por barras arenosas e depósitos pelíticos em locais de fluxo abandonado. Em sistemas cascalhosos as amalgamações são menos expressivas do que nos sistemas fluviais entrelaçados arenosos. A amalgamação de pacotes de arenitos deve-se ao processo comum neste sistema fluvial, onde barras de meio de canal com formas de leito menores migram ao longo de seu dorso e face frontal (Bristow, 1987).

#### **Tratos deposicionais e estratigrafia**

A evolução estratigráfica de bacias de antepaís está relacionada à taxa de subsidência e do fornecimento de sedimentos derivados da borda da placa continental (cráton) nos estágios iniciais de desenvolvimento da bacia; progressivamente, esses depósitos são sucedidos

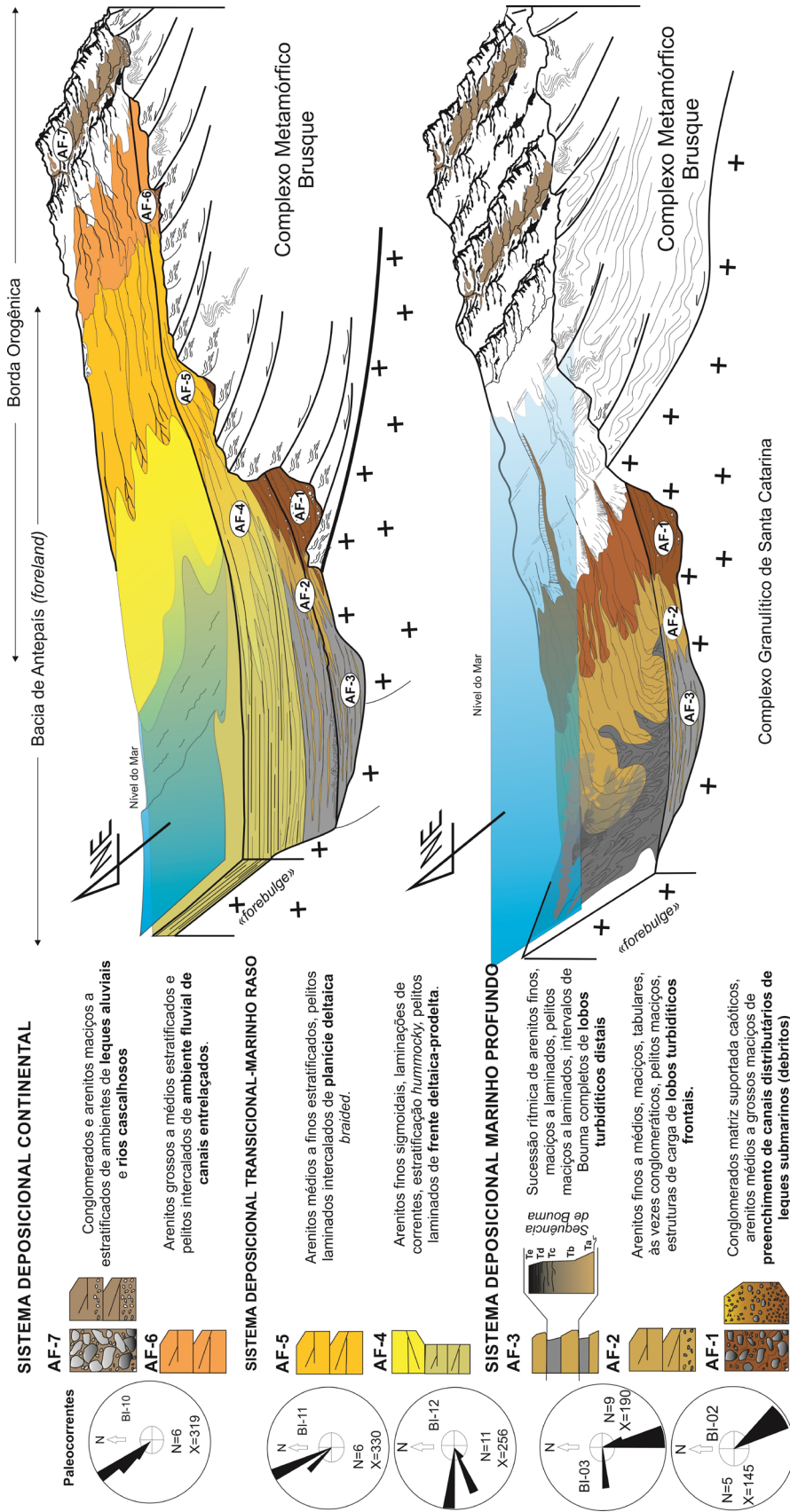
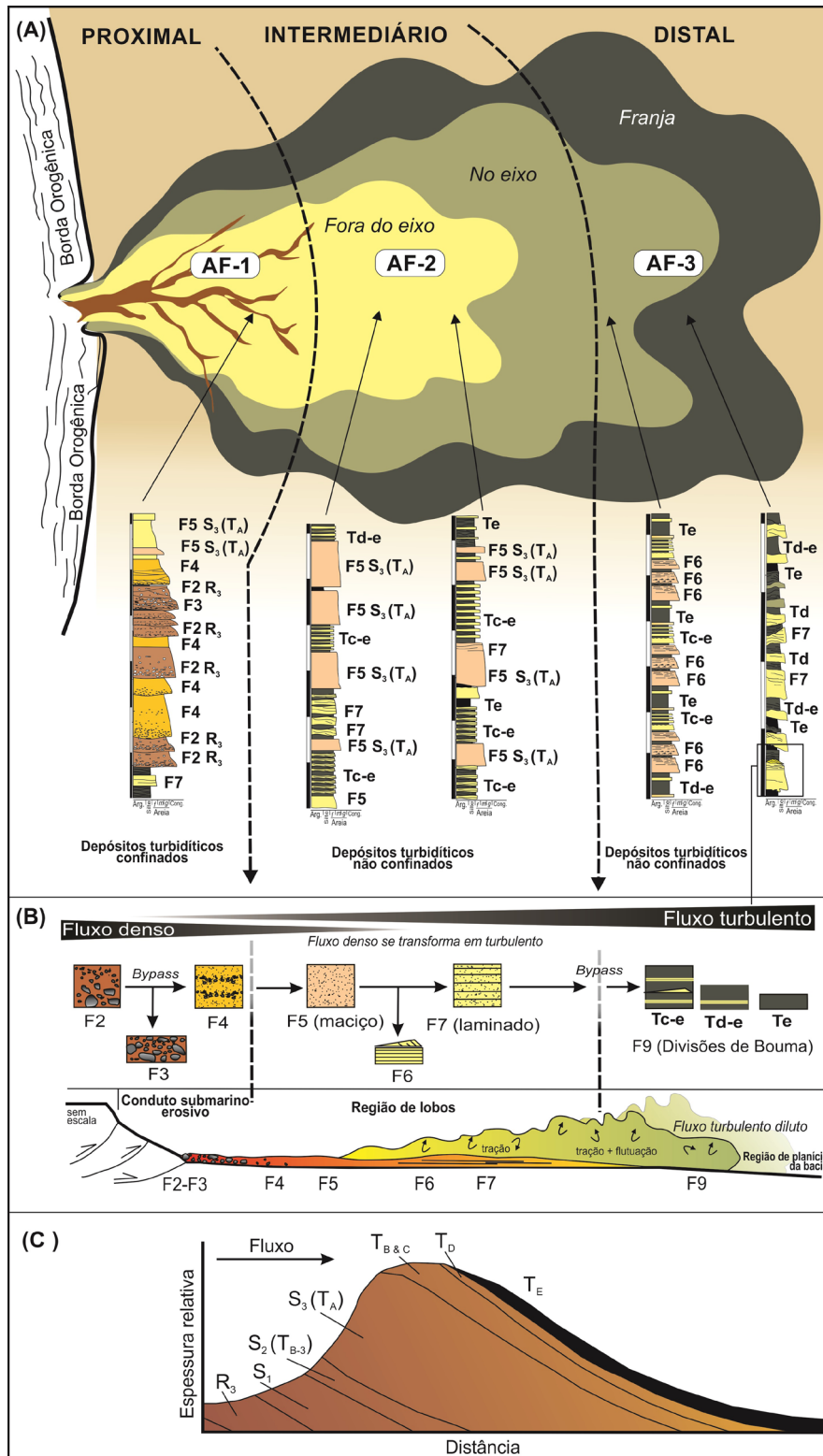
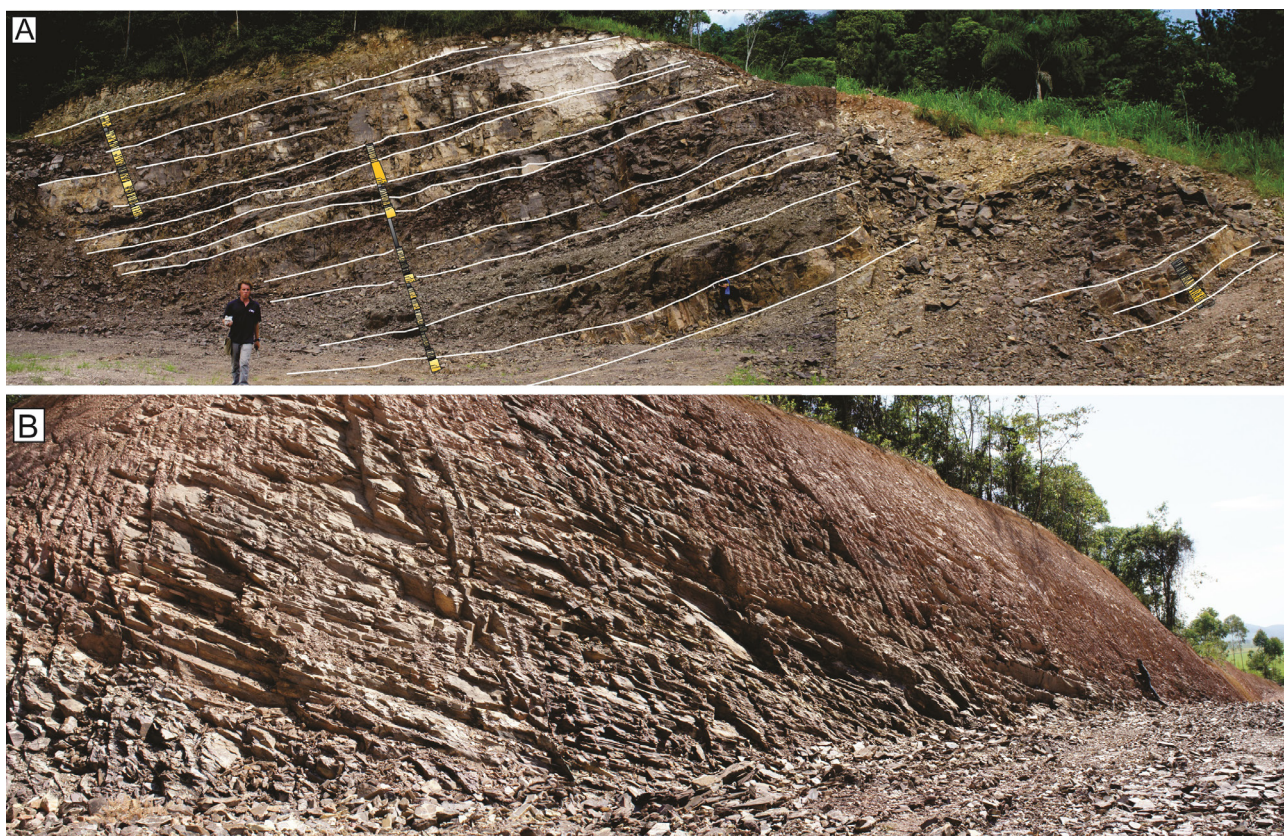


Figura 11. Blocos diagramas (sem escala) com a representação esquemática das relações entre as associações de litofácies, sistemas deposicionais e padrões de paleocorrentes das sucessões sedimentares do Grupo Itajaí, estudados neste trabalho.





**Figura 12.** A: vista em planta esquemática dos subambientes e associações de fácies de leque submarino estudados na Bacia do Itajaí. Notar a tendência cíclica da sucessão e a passagem gradativa entre as associações de fácies; B: modelo de Mutti (1992) para a evolução de depósito turbidítico; C: modelo das fácies turbidíticas de Lowe (1982).



**Figura 13.** A: sucessão de planície deltaica entrelaçada, com perfis representando o empilhamento sedimentar; B: pelitos de prodelta.

por quantidades significantes de detritos oriundos do cinturão orogênico (Allen e Allen, 2005). Por isso, os depósitos finamente granulados e mais basais são depositados diretamente sobre a placa do antepaís (cráton), formando leques submarinos com o desenvolvimento de extensas sequências turbidíticas. Ocorre profunda erosão das áreas mais elevadas até o cinturão de dobramentos alcançar estabilidade, o que contrabalança o soerguimento tectônico (Allen e Allen, 2005). Assim, a bacia torna-se preenchida progressivamente por arenitos e pelitos deltaicos e finalmente por conglomerados e arenitos de leques aluviais e fluviais no topo.

A arquitetura estratigráfica proposta neste trabalho para os tratos deposicionais do Grupo Itajaí (Figura 14) se enquadra em um clássico modelo de preenchimento de bacia de antepaís (Covey, 1986), proposto por Rostirolla (1991) e mais adotado por pesquisadores para a evolução dessa bacia. Os critérios utilizados para caracterizar desse arcabouço estratigráfico foram: i) as tendências na espessura dos estratos (espessamento ou adelgaçamento das camadas de arenitos/pelitos), ii) a extensão lateral e forma das camadas (tabulares, lenticulares ou sigmoidais) e iii) a dimensão dos sistemas deposicionais, cujas exposições

que os integram podem ser mapeadas com distâncias que variam de 2 a 5 km.

Diversos trabalhos propuseram uma série de subdivisões estratigráficas para a Bacia do Itajaí, mas sem uma discussão adequada das relações entre as unidades litoestratigráficas. O modelo mais recente, proposto por Basei et al. (2011), apresenta uma organização em que a Formação Baú aparece na base, sendo sucedida pela Formação Ribeirão Carvalho, Formação Ribeirão Neisse, Formação Ribeirão do Bode e a Formação Apiúna no topo.

A organização estratigráfica dos sistemas deposicionais permite apresentar uma nova proposta estratigráfica para a região em que as unidades foram mapeadas (Figura 14). Ao mesmo tempo, como a nomenclatura estratigráfica tradicional é fundamental para a comunicação científica e para a cartografia geológica, especialmente em uma bacia que ainda carece de mapeamento detalhado, procurou-se discutir a evolução sedimentar em conjunto com a litoestratigrafia já estabelecida, evitando-se a proliferação desnecessária de nomes de unidades.

A sucessão estratigráfica compreende três tratos deposicionais (TD), da base para o topo: i) *TDI* - sistema deposicional marinho-profundo; ii) *TDII* - sistemas deposicionais

deltaicos a marinho raso; e iii) *TDIII* - sistemas deposicionais continentais.

O *trato deposicional I*, da base para o topo, é representado por um sistema de leques submarinos mapeados por vários quilômetros, que inclui depósitos de fluxos canalizados em distributários (AF1), sucedidos por depósitos de lobos turbidíticos frontais (AF2) e lobos turbidíticos distais (AF3) no topo (Figuras 12 e 14). Esse trato representa os estágios iniciais de preenchimento da bacia, onde a sedimentação se processou em um contexto de movimentos flexurais no antepaís (borda do Complexo Granulítico de Santa Catarina), com baixa dinâmica de subsidência. Ao contrário do que advogam Rostirolla et al. (1992, 1999) para *Unidades Faciológicas B e C* e Basei et al. (2011) para a *Formação Ribeirão Carvalho*, os depósitos de leques submarinos da Bacia do Itajaí representam a unidade estratigráfica inferior dessa bacia. A ausência de depósitos de transporte em massa (DTM), o baixo padrão de amalgamação dos lobos e a presença incipiente de estruturas de deformação sin-sedimentar atestam sedimentação em rampa na margem do antepaís.

O *trato deposicional II* representa a fase de sedimentação em pleno desenvolvimento da bacia e é caracterizado por uma sucessão deltaica que inclui depósitos de prodelta na base, frente deltaica, a depósitos de planície deltaica com canais distributários entrelaçados (*braided plain*) no topo. A instalação de um sistema deltaico influenciado por tempestade na Bacia do Itajaí representa mudanças importantes nas tendências deposicionais, marcadas por um forte deslocamento do sistema de leste para oeste e posteriormente de sudeste para noroeste. O caráter progradante da sucessão das fácies nesse trato deposicional é provavelmente resultado de queda do nível de base regional, com conseqüente aumento do aporte sedimentar, advindos da convergência entre as placas tectônicas envolvidas na origem da bacia (ver Figura 11). Essa dinâmica na subsidência resulta do soerguimento flexural, que pode explicar a progradação acentuada de arenitos sigmoidais da frente deltaica sobre arenitos finos e argilosos de prodelta, às vezes com dobras sin-sedimentares bem desenvolvidas. O *TDII* corresponde à *Unidade Faciológica D* (Rostirolla et al. 1992, 1999) e à *Formação Ribeirão do Bode* (Basei et al., 2011).

O *trato deposicional III* compreende depósitos de sistemas de leques aluviais desenvolvidos de sudeste para noroeste, que representam a fase de exumação efetiva do embasamento, com erosão subaérea em decorrência do soerguimento flexural de áreas fontes adjacentes. Esse trato deposicional foi formado por fluxo gravitacional e constitui um elemento importante, que representaria a fase final de preenchimento da bacia. A presença de fragmentos de arcóseo nesses conglomerados, com as mesmas características petrográficas encontradas nos arenitos turbidíticos

(Trato Depositional I) e sua relação vertical com os demais tratos deposicionais, sugere que a Formação Baú corresponde à unidade superior do Grupo Itajaí.

### Considerações sobre as fontes sedimentares

Mudanças no padrão de paleocorrentes que indica variações no aporte dos sedimentos durante a evolução tectônica da Bacia do Itajaí (Figura 14) são apresentadas nos tratos deposicionais descritos anteriormente. A seguir são apresentadas algumas considerações sobre as fontes potenciais dos sedimentos, que são comparadas com dados prévios da literatura da bacia.

Os arenitos arcoseanos e grauvacas dos complexos de leques submarinos do *trato deposicional I* possuem estratos cruzados onde dados de paleocorrentes são unimodais e apresentam rumo geral para sul-sudeste (Figura 14). Isto sugere que o complexo de leques submarinos teria se desenvolvido de maneira perpendicular ao depocentro principal da bacia (NE-ENE; Figura 1B). Nesse âmbito, rochas da borda sul do Complexo Granulítico de Santa Catarina representam as fontes de sedimentos para a bacia. Nesse intervalo estratigráfico, idades U-Pb em zircão detríticos (Guadagnin et al., 2010) indicam fontes transamazônicas, que são atribuídas a esse complexo por esses autores. Adicionalmente, zircões detríticos neoproterozoicos (Ciclo Brasileiro) nesse mesmo intervalo estratigráfico são atribuídos ao Complexo Metamórfico Brusque e ao Batólito Florianópolis, que caracterizam depósitos com fonte mista.

Notavelmente, os arenitos e conglomerados dos *TD II* e *TD III* apresentam padrão de paleocorrentes opostos, indicando sedimentação com fluxo predominante para noroeste (Figura 14). Dessa forma, admite-se que no âmbito da evolução tectono-sedimentar da bacia do Itajaí, as fontes a sul tornaram-se cada vez mais predominantes e, conseqüentemente, envolvem rochas do Complexo Metamórfico Brusque e do Batólito de Florianópolis. Essa interpretação, formulada a partir dos dados sedimentológicos, é corroborada pelo padrão de distribuição das idades obtidas em zircões detríticos (Guadagnin et al., 2010). Esses autores identificaram um aumento progressivo e substancial na proporção de grãos de zircão com idades neoproterozoicas para o topo da sucessão investigada, e interpretaram como reflexo do aumento da contribuição sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque e do Batólito de Florianópolis para a Bacia do Itajaí.

### CONCLUSÕES

O estudo de afloramentos do Grupo Itajaí permitiu definir 22 litofácies agrupadas em sete associações de fácies (AF1 a AF7). Os perfis analisados compõem uma seção progradante

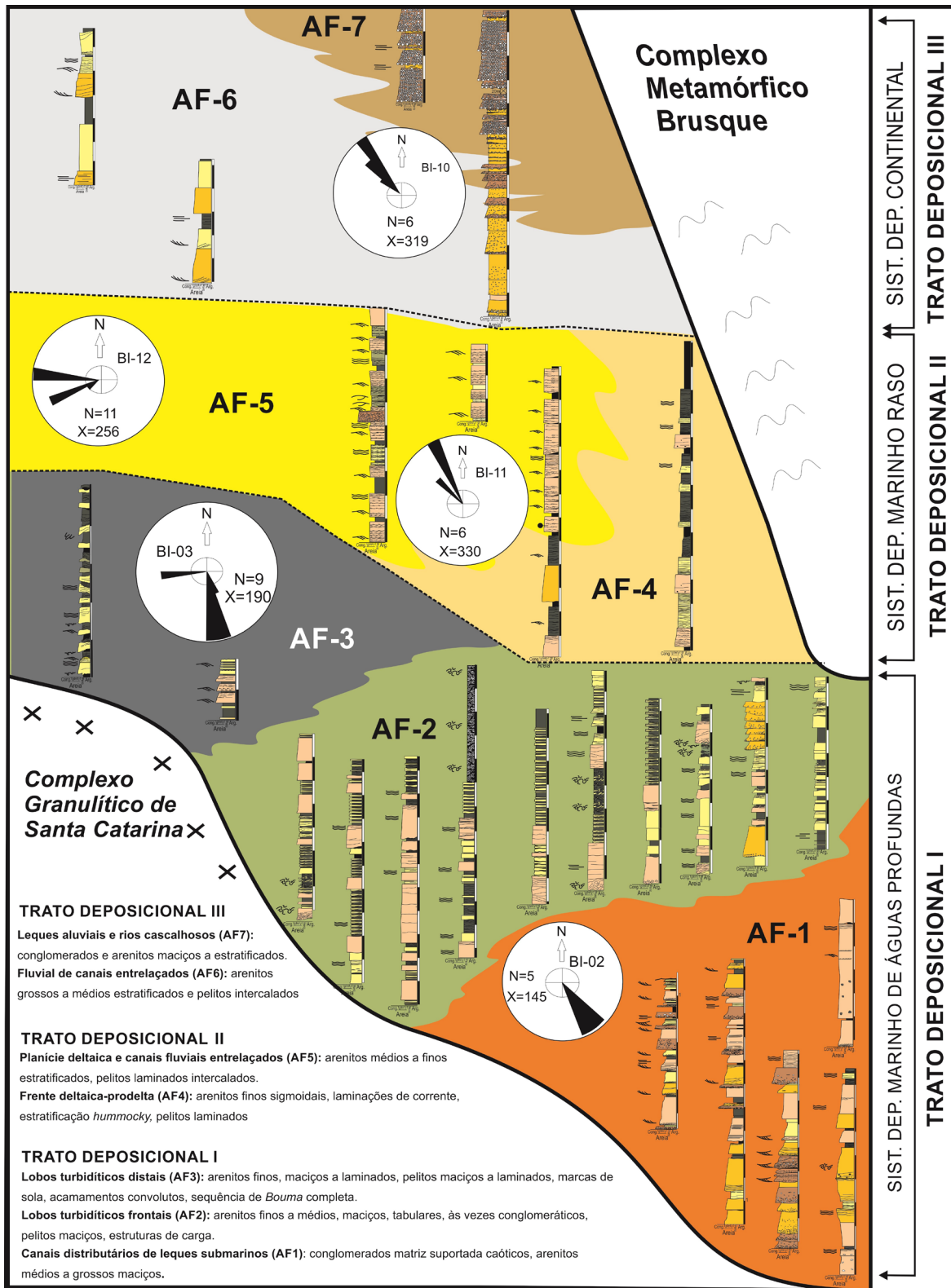


Figura 14. Arcabouço estratigráfico para o Grupo Itajaí idealizado a partir da análise dos sistemas deposicionais neste trabalho, inspirado nos modelos tectônicos para bacias de antepaís (ver Allen e Allen, 2005).

(> 210 m de espessura) constituída de conglomerados, arenitos e pelitos estratificados a maciços, organizados em sucessivos ciclos, ora granocrescentes ascendentes, ora granodecrescentes ascendentes.

A organização estratigráfica dos sistemas deposicionais pode ser interpretada à luz de um modelo análogo à evolução sedimentar de uma bacia de antepaís, podendo ser entendida, da base para o topo, como três tratos deposicionais: *TDI* (complexo de leques submarinos compostos de canais distributários e lobos turbidíticos frontais e distais); *TD II* (sistema deltaico influenciado por tempestade); e *TDIII* (sistema de leques aluviais).

Mudanças no padrão de paleocorrentes ao longo da sucessão sedimentar indicam mudanças de área-fonte de sedimentos durante a evolução tectônica da Bacia do Itajaí. O complexo de leques submarinos (*TDI*) se desenvolveu de maneira perpendicular ao depocentro principal da bacia tendo como fontes principais de sedimentos rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, com participação menos expressiva de fontes a sul. Por outro lado, os *TDII* e *TDIII* apresentam padrão paleocorrentes oposto que indica fluxo predominante para noroeste, favorecendo fontes detríticas do Complexo Metamórfico Brusque e do Batólito de Florianópolis, localizados a sul.

A integração dos dados paleoambientais e estratigráficos apresentados neste trabalho a informações prévias (U-Pb em zircão detríticos) da literatura permitiu uma interpretação coerente, que permite avanços nas discussões sobre o conhecimento da Bacia do Itajaí e de seu significado no contexto evolutivo do Cinturão Dom Feliciano.

## AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro ao Projeto 576541/2008-7, à CAPES pela concessão de bolsa de mestrado ao primeiro autor, à UFSC pelo suporte laboratorial e logístico de campo, ao Grupo de Análise de Bacias (ANBA) da UFSC, e aos revisores pelas sugestões e críticas que contribuíram nas discussões levantadas neste trabalho.

## REFERÊNCIAS

Allen, P. A., Allen, J. R. (2005). Basin Analysis. Oxford: Blackwell Publishing.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1977). As províncias estruturais brasileiras. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, 6, 363-391. Campina Grande: SBG.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Science Reviews, 17, 1-21.

Appi, C. J. (1991). Análise estratigráfica da seção metassedimentar do Grupo Itajaí no estado de Santa Catarina. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Departamento de Geologia – UFRJ.

Appi, C. J., Souza Cruz, C. E. (1990). Estratigrafia de seqüências na Bacia do Itajaí. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, v. 1, 93-106. Natal: SBG.

Ashley, G. M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. Journal of Sedimentary Petrology, 60, 160-172.

Basei, M. A. S. (1985). O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.

Basei, M. A. S. (1990). O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 2649-2657. Natal: SBG.

Basei, M. A. S., Siga Jr., O., Masquelin, O. M., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., Preciozzi, P. (2000). The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), Tectonic Evolution of South America (v. 1, 311-334). XXXI International Geological Congress. Rio de Janeiro: SBG.

Basei, M. A. S., Grasso, C. B., Vlach, S. R. F., Nutman, A., Siga Jr., O., Osako, L. S. (2008). "A"-type rift-related granite and the lower Cryogenian age for the beginning of the Brusque belt basin, Dom Feliciano belt, southern Brazil. In: E. Linares, N. G. Cabaleri, M. D. Do Campo, E. I. Ducós, H. O. Panarello (Compilers), XI South American Symposium on Isotope Geology, v. 128, 1851-6963. Buenos Aires: SSAGI.

Basei, M. A. S., Drukas, C. O., Nutman, A. P., Wemmer, K., Duniy, L., Santos, P. R., Passarelli, C. R., Campos Neto, M. C., Siga Jr., O., Osako, L. (2011). The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. Journal of Earth Science, 100, 543-569.

Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (2003). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília: UnB.

Bhattacharya, J. P. (2006). Deltas. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 84, 237-292.

- Borba, C., Lopes, O. F. (1985). O Grupo Brusque e seu embasamento na região de Itapema (SC). II Simpósio Sul-Brasileiro Geologia, 24-31. Florianópolis: SBG.
- Bouma, A. H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdã: Elsevier.
- Bristow, C. S. (1987). Brahmaputra river: channel migration and deposition. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 39, 83-91.
- Catuneanu, O. (2006). Principles of sequence stratigraphy. Alberta: Elsevier.
- Collinson, J. D., Lewin, J. (1983). Modern and ancient fluvial systems. IAS Special Publication.
- Covey, M. (1986). The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. In: P. A. Allen, P. Homewood. Foreland Basins (77-90). Nova Jersey: Wiley-Blackwell.
- Da Rosa, A. L. Z. (2005). Evidências de vida no Ediacarano Inferior da Bacia do Itajaí, SC. Dissertação (Mestrado). São Leopoldo: Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Unisinos.
- Dutra, E. B. (1926). Reconhecimento topográfico e geológico no Estado de Santa Catarina, Brasil. Boletim, DNPM/SGM, 21, 31-56.
- Enos, P. (1977). Quaternary depositional framework of South Florida. Part I: Carbonate sediment accumulations of the South Florida shelf margin. Geological Society of America Memoir, 147, 1-130.
- Ethridge, F. G., Flores, R. M., Harvey, M. D. (1987). Recent developments in fluvial sedimentology. Tussa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Ferraz, L. C. (1921). Excursões científicas no Estado de Santa Catarina, estudo de algumas jazidas minerais. Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, 17, 1-36.
- Fragoso-Cesar, A. R. S., Faccini, U. F., Paim, P. S. G., Lavina, E. L., Altamirano, J. A. F. (1985). Revisão na Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia (477-491). Florianópolis: SBG.
- Gresse, P. G., Chemale, Jr. F., Silva, L. C., Walraven, F., Hartmann, L. A. (1996). Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and Southern Brazil. Basin Research, 8, 157-171.
- Guadagnin, F., Chemale Jr, F., Dussin, I. A., Jelinek, A. R., Santos, M. N., Borba, M. L., Justino, D., Bertotti, A. L., Alessandretti, L. (2010). Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation. Precambrian Research, 180, 156-182.
- Hartmann, L. A., Silva, L. C., Orlandi, V. (1979). O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Acta Geologica Leopoldensia, 6, 94-112.
- Hartmann, L. A., Leite, J. A. D., Silva, L. C., Remus, M. V. D., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Fletcher, I. R., Santos, J. O. S., Vasconcellos, M. A. Z. (2000). Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. Australian Journal of Earth Sciences, 47, 829-844.
- Hartmann, L. A., Bitencourt, M. F., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., Rivera, C. B., Betiollo, L. (2003). Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. Journal of South American Earth Sciences 16, 477-492.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. C., Silva, L. C., Trouw, R. A. J., Janasi, V. A. (2004). Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito-Neves. (Org.), Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida (203-234). São Paulo: Beca.
- Iglesias, C. M. F., Zeffass, H., Silva, M. A. S., Klein, C. (2011). Folha SG.22-Z-B Joinville. Escala: 1:250.000. Porto Alegre: CPRM.
- Issler, R. S. (1985). Bacia periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. II Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 184-198. Florianópolis: SBG.
- Krebs, A. S. J., Caldasso, A. L. S., Lopes, R. C. (1988). Interpretação preliminar da sequência deposicional da Bacia do Itajaí na área da folha de Botuverá. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, v. 2, 592-605. Belém: SBG.
- Krebs, A. S. J., Lopes, R. C., Camozzato, E. (1990). Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na folha Botuverá (Se). XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, v. 1, 82-92. Natal: SBG.
- Kuenen, P. H. (1966). Experimental turbidite lamination in a circular flume. The Journal of Geology, 74(5), 523-545.

- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Maack, R. (1947). Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biologia e Tecnologia*, v. 2, 63-154.
- Marzo, M., Puigdefabregas, C. (1993). Alluvial sedimentation. Nova York: Wiley-Blackwell.
- Miall, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In: Miall, A. D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology* (597-604). Canadian Society of Petrology and Geology Memoir, 5.
- Miall, A. D. (1984). Principles of sedimentary basin analysis. Nova York: Springer.
- Miall, A. D. (1996). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Nova York: Springer Verlag.
- Miall, A. D. (2006). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Heidelberg: Springer Verlag.
- Miall, A. D., Arush, M. (2001). The Castlegate Sandstone of the Book Cliffs, Utah: sequence stratigraphy, paleogeography, and tectonic controls. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 536-547.
- Mutti, E., Ricci-Lucchi, F. (1975). Turbidite facies and facies associations. Field Trip Guide Book. IX International Sedimentology Congress, 21-36. Nice: AAPG.
- Mutti, E. (1992). Turbidite Sandstones. Parma: Agip.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Di Biase, D., Cavanna, G. (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 733-755.
- Perrotta, M. M., Salvador, E. D., Lopes, R. C., D'Agostino, L. Z., Wildner, W., Ramgrab, G. E., Peruffo, N., Freitas, M. A., Gomes, S. D., Chierigati, L. A., Silva L. C., Sachs, L. L. B., Silva, V. A., Batista, I. H., Marcondes, P. E. P. (2004). Folha Curitiba SG-22. Escala: 1:250.000. In: C. Schobbenhaus, J. H. Gonçalves, J. O. S. Santos, M. B. Abram, R. Leão Neto, G. M. M. Matos, R. M. Vidotti, M. A. B. Ramos, J. D. A. Jesus (Eds.), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM.
- Pickering, K., Stow, D., Watson, M., Hiscott, R. (1986). Deep-water facies, processes and models. A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Review*, 23, 75-174.
- Reineck, H. E., Singh, I. R. (1973). Depositional sedimentary environments. Nova York: Springer Verlag.
- Reineck, H. E., Singh, I. R. (1980). Depositional sedimentary environments. (2a ed.). Nova York: Springer Verlag.
- Rostirolla, S. P. (1991). Tectônica e sedimentação da Bacia do Itajaí – SC. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Escola de Minas – UFOP.
- Rostirolla, S. P., Alkmim, F. F., Soares, P. C. (1992). O Grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil: exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de antepaís. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 6(3/4), 109-122.
- Rostirolla, S. P., Ahrendt, A., Soares, P. C., Carmignani, L. (1999). Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, south-east Brazil, *Basin Research*, 11, 127-142.
- Salamuni, R., Bigarella, J. J., Takeda, F. K. (1961). Considerações sobre estratigrafia e tectônica da Série Itajaí. *Boletim Paranaense de Geografia*, s.l.1, v. 4/5, 188-201.
- Schroeder, G. S. (2006). Análise Tectônica da Bacia de Itajaí. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.
- Shanley, K. W., McCabe, P. J. (1998). Relative role of eustasy, climate and tectonics in continental rocks. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, spec. publ.* 59, 234.
- Silva, L. C., Dias, A. A. (1981). Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil. Porto Alegre: Convênio DNPM/CPRM.
- Silva, L. C. (1987). Geologia do pré-cambriano/eopaleozoico de Santa Catarina. In: L. C. Silva, A. A. Bortoluzzi (Eds.), *Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina (12-90)*. Escala 1:500.000. Santa Catarina: DNPM/CRM-SC.
- Soares, P. C. (1988). Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. VII Congresso Latino-americano de geologia, v. 1, 63-79. Belém: SBG.
- Rust, B. R., Jones, B. G. (1987). The Hawkesbury Sandstone south of Sydney, Australia: Triassic analogue for the deposit

of a large braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 222-233.

Talling, P. J., Masson, D. G., Summer, E. J., Malgesini, G. (2012). Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposits types. *Sedimentology*, 59, 1937-2003.

Teixeira, A. L., Gaucher, C., Paim, P. S. G., Fonseca, M. M., Parente, C. V. P., Silva, Filho, W. F., Almeida, A. R. (2004). Bacias do estágio de transição da plataforma sul-americana. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneir, B. B. Brito Neves (Org.), *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando*

Flavio Marques de Almeida (cap. XXIX, 487-536). São Paulo: Beca.

Walker, R. G. (1978). Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 62, 932-966.

Walker, R. G. (1984). *Facies Models*. Waterloo: Geoscience Canada Reprint Series, Geological Association of Canada.

Willet, S., Beaumont, C., Fullsack, P. (1993). Mechanical models for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21, 371-374.