



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

JULIANA APARECIDA GONÇALVES LOPES

**SISTEMA DEPOSICIONAL E PETROGRAFIA DOS CONGLOMERADOS E  
ARENITOS DA BORDA SUL DA BACIA DO ITAJAÍ, LOCALIDADE DE GASPARGAR,  
SANTA CATARINA.**

Florianópolis

2014

JULIANA APARECIDA GONÇALVES LOPES

**SISTEMA DEPOSICIONAL E PETROGRAFIA DOS CONGLOMERADOS E  
ARENITOS DA BORDA SUL DA BACIA DO ITAJAÍ, LOCALIDADE DE GASPAR,  
SANTA CATARINA.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Geociências da UFSC, Universidade Federal de Santa Catarina, como parte dos requisitos para obtenção do grau de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento

Florianópolis

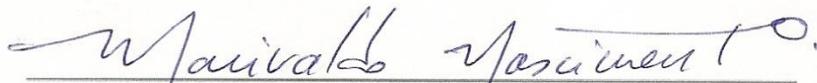
2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso  
**"SISTEMA DEPOSICIONAL E PETROGRAFIA DOS CONGLOMERADOS E  
ARENITOS DA BORDA SUL DA BACIA DO ITAJAÍ, LOCALIDADE DE  
GASPAR, SANTA CATARINA."** elaborado por **Juliana Aparecida Gonçalves Lopes**,  
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 Sérgio Gomes Paim - Membro  
UNISINOS



Prof. MSc. Michel Silva Costa - Membro  
Departamento de Geociências-UFSC

Florianópolis – SC  
Dezembro / 2014

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente gostaria de agradecer a minha família, por todo o apoio, carinho e confiança concedidos, ao longo de todos esses anos. Em especial aos meus pais, Alcides e Kátia, pelo incentivo, paciência e amor incondicional. Vocês são meu exemplo e meu porto seguro. Obrigada por tudo!

Ao meu orientador, Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento, pelo incentivo, apoio, contribuição e dedicação para a concretização deste trabalho. Muito obrigada!

A todos os professores do Curso de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina, que proporcionaram o conhecimento e aprendizado necessários para minha formação acadêmica.

Aos professores que compõem a banca examinadora, pelas valiosas contribuições.

Ao PFRH/PB 240 pelo suporte financeiro, fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus amigos queridos, companheiros de rotina e futuros colegas de profissão: Muito obrigada! Vocês foram essenciais durante esta caminhada.

Aos colegas do Grupo de Análise de Bacias, em especial ao professor e colega Michel, pela parceria.

A todos os amigos que estiveram comigo desde o começo desde ciclo, e aos que chegaram depois fazendo toda diferença.

Por fim, agradeço a todos que contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho.

## RESUMO

O preenchimento sedimentar em bacias de *foreland* é controlado principalmente por fatores tectônicos, que governam o aporte sedimentar e o espaço de acomodação. Os processos bacinais e os ambientes sedimentares emergentes deste contexto são caracterizados por depósitos continentais de alta energia, onde se destacam os leques aluviais que se desenvolvem especialmente nas bordas de convergência de transporte tectônico. Dados faciológicos de sucessões sedimentares, na borda sul da Bacia do Itajaí, sugerem um sistema deposicional continental que compreendem três associações de fácies (AF1, AF2 e AF3), que representam respectivamente, as porções superiores, intermediárias e inferiores de um sistema de leques aluviais. Conglomerados clastos-sustentados da porção superior destes leques (AF1) progradam sobre espessos pacotes de arenitos maciços a estratificados de planície aluvial (AF2 e AF3), caracterizando um padrão de granocrescência ascendente. A composição mineral dos arenitos e conglomerados é dominada por quartzo policristalinos e líticos metassedimentares que sugere proveniência metamórfica. Fragmentos líticos sedimentares são muito frequentes nestes arenitos e são atribuídos a fontes sedimentares da própria Bacia do Itajaí, por apresentarem características mineralógicas e diagenéticas muito semelhantes aos arenitos das seqüências sedimentares inferiores. Dados de paleocorrentes de clastos imbricados nos conglomerados indicam fluxo de sul para norte, e revelam importante contribuição do Complexo Metamórfico Brusque na sedimentação da borda sul da Bacia do Itajaí.

**Palavras-chave:** Leques Aluviais; Litofácies; Petrografia; Bacia do Itajaí.

## ABSTRACT

The sedimentary fill in the foreland basin is mainly controlled by tectonic factors that govern sediment supply and the accommodation space. The basin processes and sedimentary environments emerging from this context are characterized by continental deposits of high energy, like alluvial fans that develop especially on the edges of convergence of tectonic transport. Sedimentary successions faciological data of the southern edge of the Itajaí Basin, suggest a continental depositional system comprising three facies associations (AF1, AF2 and AF3), which represent respectively the upper, middle and lower portions of alluvial fans system. Clast-supported conglomerates of the upper portion of these fans (AF1) migrate over massive or stratified thick packages of (AF2 and AF3) sandstones in alluvial plain, featuring a fining-upward pattern. The sandstones and conglomerates mineral composition are dominated by polycrystalline quartz and metasedimentary lithics, which suggest metamorphic origin. Sedimentary lithic fragments are very common in these sandstones and their sources are attributed to the Itajaí Basin, by presenting similar mineralogical and diagenetic characteristics of those sedimentary sandstones in lower sequences. Paleocurrent data from imbricated clasts in conglomerates indicate a south to north flow, and reveal an important contribution of the Brusque Metamorphic Complex on sedimentation of the southern edge of the Itajaí Basin.

**Key-Words:** Alluvial Fans; Lithofacies; Petrography; Itajaí Basin.

*“Nas corridas de um estádio, todos correm, mas bem sabeis que um só recebe o prêmio. Correi, pois de tal maneira que o consigais. Todos os atletas impõem a si muitas privações; e o fazem para alcançar uma coroa corruptível. Nós o fazemos por uma coroa incorruptível. Assim, eu corro, mas não sem rumo certo.” (I Coríntios 9, 24-26)*

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: A) Mapa político do Brasil com a localização do Estado de Santa Catarina e da bacia do Itajaí, no região do Vale do Rio Itajaí. B) Mapa geológico simplificado com a localização dos afloramentos estudados (modificado da CPRM, 2004). ..... 15
- Figura 2: O megacontinente Gondwana (Hasui, 2010). ..... 18
- Figura 3: Mapa geológico da Bacia do Itajaí de acordo com a caracterização de Rostirolla et al., 1992 (Modificado de Guadagnin, 2010)..... 18
- Figura 4: Evolução estrutural da Bacia do Itajaí segundo Krebs et al. (1990). (Modificado de Krebs et al., 1990).....23
- Figura 5: Mapa geológico da porção leste do estado de Santa Catarina, com destaque para as bacias neoproterozóicas do Itajaí (BI) e Campo Alegre (CA). (Modificado de Guadagnin, 2010) .....25
- Figura 6: Elementos arquiteturais de depósitos de canais fluviais (Miall, 1985).....29
- Figura 7: Classificação para os diferentes estilos de leques aluviais. (Modificado de Stanistreet e Mccarthy, 1993).....31
- Figura 8: Sucessão vertical de fácies em leques aluviais. ....33
- Figura 9: Perfis estratigráficos e seção composta com as associações de fácies para a Formação Baú na porção sul da Bacia do Itajaí.....36
- Figura 10: A) Sucessão vertical dos pacotes de conglomerados intercalados por arenitos, e apresentando padrão granodecrescente ascendente.....38
- Figura 11: Associação de fácies intermediárias de um sistema de leques aluviais...40

Figura 12: Associação de fácies distais de um sistema de leques aluviais.....	41
Figura 13: Modelo deposicional para as sucessões sedimentares da borda sul da Bacia do Itajaí, na região de Gaspar que inclui leques aluviais.....	43
Figura 14: Classificação modal dos arenitos, agrupados de acordo com a associação de fácies sedimentares, utilizando o diagrama ternário – QFL – de Folk (1980).....	44
Figura 15: Classificação dos conglomerados de acordo com o diagrama de Boggs Jr. (2009).....	46
Figura 16: Fotomicrografias dos constituintes detríticos e diagenéticos da matriz dos conglomerados.....	48
Figura 17: Fotomicrografias dos constituintes detríticos dos arenitos.....	50
Figura 18: Fotomicrografias dos constituintes detríticos dos arenitos das fácies superiores.....	51
Figura 19: Fotomicrografias dos constituintes detríticos e diagenéticos dos arenitos das fácies superiores.....	52
Figura 20: Fotomicrografias dos constituintes detríticos dos arenitos das fácies intermediárias.....	54
Figura 21: Fotomicrografias ópticas e MEV dos constituintes e feições diagenéticas dos arenitos das fácies intermediárias.....	55
Figura 22: Fotomicrografias dos constituintes detríticos e diagenéticos dos arenitos distais.....	57
Figura 23: Composição modal dos arenitos da Formação Baú plotados nos diagramas indicadores de proveniência de Dickinson (1985) (A) e Weltje (2006) (B). .....	59

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Síntese da evolução do Complexo Granulítico de Santa Catarina. (Modificado de Basei et al., 1998). .....	26
Quadro 2: Principais associações metamórficas e unidades litológicas do Complexo Metamórfico Brusque (UFRGS 2000 apud PHILIPP et al., 2004).....	27
Quadro 3: Sumário das litofácies identificadas nos afloramentos estudados. ....	35
Quadro 4: Composição modal dos arenitos .....	44
Quadro 5: Análise modal do arcabouço dos conglomerados.....	46
Quadro 6: Análise modal dos constituintes detríticos e diagenéticos da matriz dos conglomerados.....	46

## SUMÁRIO

<b>1.INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	<b>14</b>
2.1 PRINCIPAIS .....	14
2.2 ESPECÍFICOS .....	14
<b>3. LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS E ACESSO A ÁREA</b> .....	<b>14</b>
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>16</b>
4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	16
4.2 LEVANTAMENTOS DE CAMPO.....	16
4.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA E ARQUITETURAL.....	16
4.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	17
<b>5.CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO ITAJAÍ</b> .....	<b>17</b>
5.1 ESTRATIGRAFIA.....	17
5.2 EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	21
5.3 O EMBASAMENTO: UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAS TECTÔNICAS .....	24
<b>6.SISTEMA DEPOSICIONAL DE LEQUES ALUVIAIS</b> .....	<b>28</b>
6.1 GENERALIDADES.....	28
6.2 MODELOS DE FÁCIES E PROCESSOS DEPOSICIONAIS .....	29
6.3 AMBIENTES TECTÔNICOS .....	32
6.4 CONTROLE CLIMÁTICO .....	33
<b>7. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES</b> .....	<b>34</b>
7.1 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES 1 (AF1): LEQUES SUPERIORES.....	37
7.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 2 (AF2): LEQUES INTERMEDIÁRIOS.....	39
7.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 3 (AF3): LEQUES INFERIORES.....	40
<b>8. SISTEMA DEPOSICIONAL</b> .....	<b>42</b>
<b>9. IMPLICAÇÕES DE PROVENIÊNCIA</b> .....	<b>43</b>
9.1 CONGLOMERADOS E ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES SUPERIORES DOMINADOS POR FLUXOS DE DETRITOS.....	45
9.2 ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES INTERMEDIÁRIOS COM CANAIS ENTRELACADOS .....	52

9.3 ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES INFERIORES DISSIPATIVOS .....	55
<b>10. PROVENIÊNCIA DETRÍTICA .....</b>	<b>58</b>
<b>11. CONCLUSÕES .....</b>	<b>60</b>
<b>12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>61</b>

## 1.INTRODUÇÃO

A interpretação paleoambiental de sucessões sedimentares é fundamentada na aplicação de estudos sedimentológicos e estratigráficos, e representa os primeiros passos para a interpretação da evolução de uma bacia sedimentar em diferentes domínios tectônicos.

Em bacias de ante-país (*foreland*), geralmente ao longo de falhas ou frentes de cavalgamentos, acumulam-se sucessões espessas de conglomerados e arenitos, que são considerados elementos importantes para a compreensão do preenchimento sedimentar e dos processos tectônicos contemporâneos.

As bacias de *Foreland* constituem regiões alongadas, que se formam num contexto de convergência de cinturões orogênicos e blocos continentais adjacentes, normalmente em resposta aos processos geodinâmicos. Neste ambiente tectônico há grande potencial de acomodação de sedimentos e os ambientes variam desde água profunda, marinho raso e continental (SINCLAIR e ALLEN, 1992; DeCELLES e GILES, 1996). A composição mineral das sucessões sedimentares proximais nestas bacias contribui, significativamente, no estudo de proveniência sedimentar e na interpretação dos processos tectônicos nas áreas fonte, que influenciam nos padrões de sedimentação. (GRAHAM *et al.*, 1986; JONES, 2000).

A bacia do Itajaí é considerada por diversos autores como uma bacia de *Foreland* (ROSTIROLLA, 1991; GRESSE *et al.*, 1996; BASEI *et al.*, 2011), pós-orogênica. Seu desenvolvimento está relacionado à evolução do cinturão Dom Feliciano que faz parte da porção meridional da Província Mantiqueira (GUADAGNIN, 2010). No entanto, devido sua complexidade estrutural e diferentes metodologias de abordagem, a Bacia do Itajaí tem recebido interpretações estratigráficas e tectônicas contraditórias (ver capítulo 4.2).

Neste trabalho de conclusão de curso, as informações levantadas em campo mediante a análise de afloramentos, contribuirão com os estudos da evolução do arcabouço tectônico-estratigráfico desta bacia. A aplicação dos métodos de análise faciológica e estratigráfica forneceram suporte para interpretação da dinâmica e da distribuição dos ambientes de sedimentação na área de estudo, durante a evolução tectônica da bacia, enquanto que a análise petrográfica permitiu a interpretação de possíveis fontes potenciais de sedimentos.

## 2. OBJETIVOS

### 2.1 PRINCIPAIS

Este trabalho tem como finalidade: (i) reconstituir o sistema deposicional de conglomerados e arenitos da borda sul da Bacia do Itajaí, região de Gaspar; e (ii) discutir as fontes sedimentares potenciais com base na composição mineral do arcabouço e dados de paleocorrentes destas rochas sedimentares.

### 2.2 ESPECÍFICOS

(i) Interpretar os processos e dinâmicas sedimentares a partir da análise de fácies e arquitetural; (ii) caracterizar os ambientes sedimentares por meio das associações de fácies; (iii) definir um padrão de empilhamento estratigráfico para discutir a evolução do sistema deposicional; e (iv) analisar os constituintes detríticos dos conglomerados e arenitos para utilizá-los como indicadores de proveniência.

## 3. LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS E ACESSO A ÁREA

Os afloramentos estudados estão localizados no município de Gaspar, região do Vale do Itajaí, nordeste do estado de Santa Catarina (Figura 1A). A partir de Florianópolis o acesso para a região da Bacia do Itajaí pode ser feito pela BR-101 até o município de Itajaí, seguindo pela BR-470, sentido oeste. Os afloramentos se encontram em pedreiras e em cortes de estradas, nos quais o acesso se dá por meio de estradas secundárias identificadas no mapa (Figura 1B).

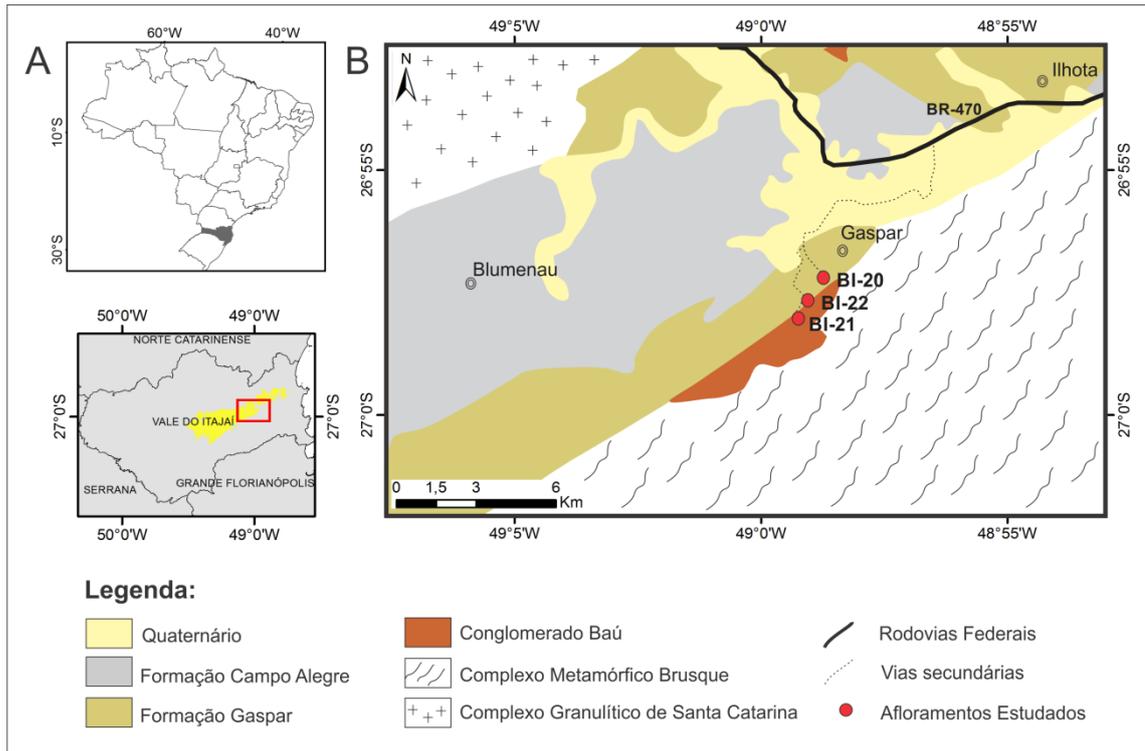


FIGURA 1: A) MAPA POLÍTICO DO BRASIL COM A LOCALIZAÇÃO DO ESTADO DE SANTA CATARINA E DA BACIA DO ITAJAÍ, NO REGIÃO DO VALE DO RIO ITAJAÍ. B) MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO COM A LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS (MODIFICADO DA CPRM, 2004).

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

A pesquisa bibliográfica foi desenvolvida durante toda a execução do trabalho e se fundamentou na consulta de livros, artigos científicos, dissertações e teses de doutorado, a fim de obter conhecimento sobre a geologia da Bacia do Itajaí (evolução estratigráfica e estrutural) e região. Além disso, foram pesquisados trabalhos a respeito dos fundamentos teóricos e práticos sobre análise faciológica e petrográfica, necessários para o desenvolvimento deste trabalho.

### 4.2 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Foram realizadas três campanhas de campo para levantamento de dados. A primeira campanha teve como objetivo o reconhecimento da área de estudos e dos afloramentos, e a elaboração dos perfis estratigráficos levando em consideração aspectos sedimentológicos e estratigráficos. Na segunda campanha foram coletados dados de paleocorrentes, e amostras de arenitos e conglomerados devidamente posicionados nos perfis. Por fim, a terceira campanha de campo teve como propósito a revisão dos dados adquiridos nas etapas anteriores.

### 4.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA E ARQUITETURAL

#### 4.3.1 Fácies Sedimentares

As fácies sedimentares foram descritas com base no conceito de Walker e James (1992) que as definiram como uma combinação particular de atributos litológicos, estruturais, texturais e biológicos, que ressaltam as peculiaridades de um corpo rochoso, e o difere em relação às rochas adjacentes. No entanto, neste trabalho será empregado o termo “*litofácies*” (MENDES, 1984), o qual apresenta uma conotação estratigráfica e se baseia apenas em feições litológicas, estruturais e texturais. Estas litofácies foram codificadas de acordo com a nomenclatura proposta por Miall (1996), onde a primeira letra é sempre maiúscula e representa o tamanho do grão predominante, e a segunda letra, minúscula, indica a estrutura sedimentar ou textura.

#### 4.3.2 Elementos Arquiteturais

Os elementos arquiteturais são caracterizados por uma associação distinta de fácies e pela geometria interna e externa das camadas, as quais são limitadas por superfícies hierárquicas (MIALL, 1996). Os procedimentos utilizados para a classificação descritiva dos elementos arquiteturais, neste trabalho, consistiram no reconhecimento das fácies sedimentares que compõem um elemento arquitetural, na classificação da natureza dos contatos superiores e inferiores em erosivo, gradacional, planar, irregular, côncavo ou convexo, na identificação da geometria

externa das camadas como formas tabulares, de lentes ou cunhas, e na escala dos afloramentos.

### **4.3.3 Superfícies limítrofes**

As superfícies limítrofes indicam uma interrupção ou mudança no processo de sedimentação, e são fundamentais para a análise dos elementos arquiteturais. A identificação destas superfícies se baseou nas características e no significado dos limites hierárquicos propostos por Miall (1988).

## **4.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA**

A análise petrográfica foi realizada com auxílio do microscópio ótico Zeiss, modelo AXIO SCOPE A1. Nove lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN), do Departamento de Geologia da UFPR. As principais feições petrográficas foram registradas em fotomicrografias digitais obtidas pelo programa de aquisição de imagens Motic Advanced 3.2 do Grupo de Análise de Bacias. As feições diagenéticas foram observadas no microscópio eletrônico de varredura modelo JEOL JSM-6390LV do Laboratório Central de Microscopia Eletrônica (LCME) da Universidade Federal de Santa Catarina.

Foram analisados os aspectos como granulometria, seleção, arredondamento e contatos entre os grãos, matriz, tipo de cimento, porosidade e composição mineralógica. A análise modal quantitativa se fundamentou no método de Gazzi-Dickinson (Zuffa 1985), com contagem de 250 a 600 grãos/lâmina pelo método de contagem por linhas. Os dados foram lançados em uma planilha do Excel para cálculo da porcentagem relativa dos constituintes do arcabouço. Estas porcentagens foram plotadas em diagramas ternários para a classificação dos conglomerados (BOGGS JR, 2009) e arenitos (FOLK, 1980). Posteriormente, estes dados foram analisados no diagrama de ambiência tectônica de Dickinson (1985) e Weltje (2006), para análise de proveniência.

## **5.CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO ITAJAÍ**

### **5.1 ESTRATIGRAFIA**

A Bacia do Itajaí (DUTRA, 1926) é considerada um sistema de *foreland* (ROSTIROLLA, 1991, ROSTIROLLA et al., 1992, GRESSE et al 1996; BASEI et al., 2011) formado na porção meridional da Província Mantiqueira, região sudoeste do supercontinente Gondwana, durante o Brasiliano (Figura 2).

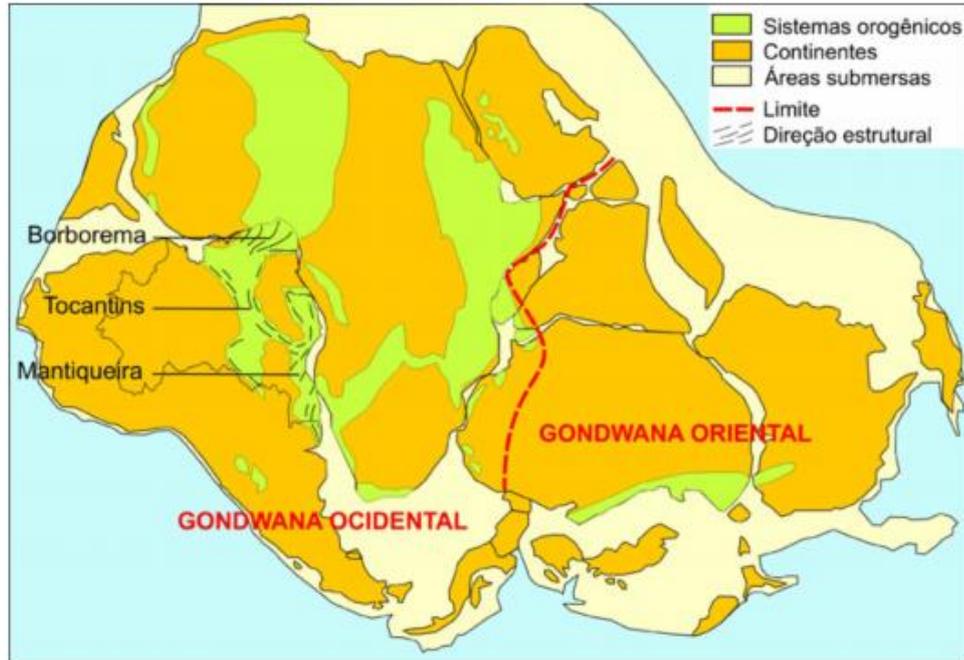


FIGURA 2: O MEGACONTINENTE GONDWANA (HASUI, 2010).

A bacia apresenta forma assimétrica e alongada na direção NE-SW, abrangendo uma área de aproximadamente 700 km<sup>2</sup> (BASEI *et al.*, 2011). Sua seqüência sedimentar é composta por espessos pacotes de conglomerados, arenitos e pelitos de ambientes plataformais, turbidíticos, leques aluviais e deltaicos, que compreendem uma espessura de aproximadamente 4500 metros (Figura 3).

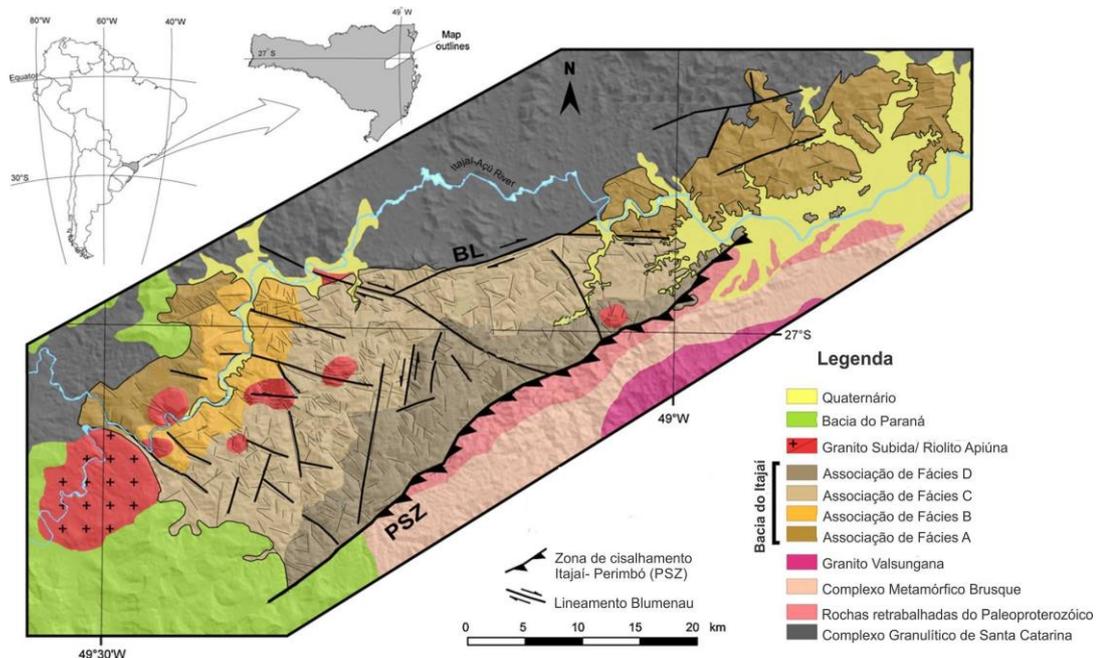


FIGURA 3: MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO ITAJAÍ DE ACORDO COM A CARACTERIZAÇÃO DE ROSTIROLLA ET AL., 1992 (MODIFICADO DE GUADAGNIN, 2010)

Estudos a respeito da Bacia do Itajaí começaram, no início do século XX, com vários trabalhos focados na estratigrafia, que resultaram em colunas estratigráficas muitas vezes divergentes devido aos diferentes métodos de abordagem e a própria complexidade estrutural da Bacia (ver Schroeder, 2006).

A primeira classificação foi apresentada por Dutra (1926), que a definiu como uma Série única composta por folhelhos "mais ou menos metamórficos", quartzitos, arenitos e conglomerados arcoseanos. Maack (1947) subdividiu esta Série em duas unidades principais: Formação Ibirama, a qual compreende o intervalo inferior, e é composta por xistos cinzentos, lentes de conglomerados, ardósias e quartzitos cinzentos; e Formação Gaspar, referente ao intervalo superior, e composta por conglomerados, arenitos e folhelhos. O autor ainda identificou uma terceira formação acima das outras, denominada Formação Blumenau, que inclui depósitos conglomeráticos secundários.

Salamuni *et al.*, (1961) dividiram a Série Itajaí nas Formações Garcia e Gaspar. Na base, a Formação Garcia, composta por arenitos e folhelhos intercalados por lentes de arenito conglomerático, conglomerados e rochas vulcânicas, e no topo, a Formação Gaspar, composta por conglomerados com corpos de arenitos arcóseos finos e médios a grossos subordinados.

Os mapeamentos realizados posteriormente pela CPRM, principalmente os desenvolvidos por Schulz Jr *et al.* (1970), Kaul (1976) e Silva e Dias (1981), categorizaram as rochas da Bacia do Itajaí como Grupo Itajaí. Silva e Dias (1981) dividiram esta unidade em Formação Gaspar, na base, representada por arenitos feldspáticos grossos e arenitos finos, intercalados por tufos ácidos, e Formação Campo Alegre, no topo, constituída por siltitos em alternância rítmica com arenitos, tufos, brechas e vulcanitos ácidos.

Basei (1985) propôs para o Grupo Itajaí uma coluna estratigráfica apresentando duas unidades: a basal que corresponde a Unidade Arenítica Inferior composta por pacotes de arenitos arcosianos, maciços e de cor marrom avermelhada, intercalados por lentes de conglomerados; e a do topo representada pela Unidade Síltica Superior que apresenta depósitos sílticos-arenosos sobre as frações mais grosseiras.

Appi (1988) e Appi e Souza Cruz (1988), a partir da análise de fácies sedimentares e dos sistemas deposicionais, dividiram o Grupo Itajaí em duas unidades: Sequência Inferior Continental e Sequência Superior Sub-Aquosa Bacinal. De acordo com Appi e Souza Cruz (1990) a sequência Inferior é interpretada como um sistema deposicional de leques aluviais e leques deltaicos, e composta por conglomerados polimíticos de matriz arenosa intercalados por lentes de arenitos e

camadas tabulares e sigmóidais de arenitos grossos a finos com intercalações de níveis conglomeráticos. A sequência Superior corresponde aos depósitos turbidíticos da bacia, e inclui diamictitos, conglomerados e arenitos gradados, intercalados com folhelhos, camadas tabulares de arenitos médios a grossos e ritimitos constituídos de arenitos finos a muito finos intercalados com folhelhos cinza escuro.

Krebs *et al.*, (1990) reuniu o conjunto litológico da bacia sob a denominação de Sequência Vulcano-Sedimentar Itajaí, e a partir de levantamentos geológicos das rochas presentes na folha Botuverá (1:50000) considerou, com base em critérios faciológicos, a ocorrência dos Domínios I e II. O Domínio I, correspondente à porção inferior da sequência, e foi dividido em cinco unidades faciológicas: Unidade de Fácies 1- lentes de conglomerados e arenitos interpretados como ambiente de leque deltaico; Unidade de Fácies 2- arenitos e pelitos tabulares interdigitados com arenitos sigmoidais, lentes de arenitos conglomeráticos e camadas tabulares de tufos vulcânicos, interpretados como depósitos de frente deltaica; Unidade de Fácies 3- predomínio de arenitos e pelitos tabulares, médios a grossos e siltitos que correspondem a depósitos areno-pelíticos plataformais representativos de depósitos turbidíticos; Unidade de Fácies 4- composta por diamictitos e lentes de conglomerados gradados lateral e verticalmente para arenitos conglomeráticos, interpretados como depósitos proximais e intermediários de leques submarinos; Unidade de Fácies 5- espessos pacotes tabulares de arenitos e pelitos finos a muito finos intercalados (ritimitos), interpretados como depósitos turbidíticos representando a porção mais distal de leques submarinos.

O registro estratigráfico da Bacia do Itajaí foi compartimentado por Rostirolla *et al.*, (1992) em quatro associações faciológicas, A, B, C e D. Da base para o topo, a primeira associação (A) é composta por depósitos continentais a plataformais retrogradantes. A associação B registra uma sedimentação de em águas profundas, enquanto que, a associação C, localizada estratigraficamente acima, sugere condições transgressivas. A associação D é caracterizada por depósitos costeiros progradantes com suprimento sedimentar oriundo da margem orogênica, a S-SE.

A partir do reconhecimento de paleoambientes deposicionais, Citroni (1993), apresentou uma coluna estratigráfica definida por associações de fácies. Da base para o topo a coluna é representada pelas associações continentais, transicionais, bacinais e turbidíticas.

Com base na estratigrafia de sequências, Fonseca *et al.*, (2004) determinaram quatro sequências deposicionais para a Bacia do Itajaí: Sequência 1- trato de sistema transgressivo; Sequência 2- trato de sistema de mar baixo sucedido por trato de sistema transgressivo; Sequência 3- trato de sistema de mar baixo sucedido por trato de sistema transgressivo; Sequência 4- Trato de sistema de mar baixo.

A partir da análise das unidades litoestratigráficas da Bacia do Itajaí, Basei *et al.*, (2011) propuseram uma coluna estratigráfica composta, da base para o topo, pela Formação Baú, Formação Ribeirão Carvalho, Formação Ribeirão Neisse, Formação Ribeirão do Bode e Formação Apiúna.

A Formação Baú representa a unidade basal e aparece tanto na borda sul como na borda norte da bacia, sendo composta por lentes de ortoconglomerados polimíticos que se estendem por centenas de metros e por lentes de arenitos médios a grossos ou até mesmo conglomeráticos com ocorrência de tufos vulcânicos intercalados. Para o autor a deposição desta unidade, pode chegar a 1350 metros de espessura.

A Formação Ribeirão Carvalho encontra-se posicionada estratigraficamente logo acima da Formação Baú. É constituída por ritmitos com contribuição turbidítica proximal, apresentando espessura de 650 metros.

Estes ritmitos são sobrepostos pela Formação Ribeirão Neisse, 1000 m de espessura, composta por arenitos finos a médios, cinza, com estruturas sedimentares que correspondem a laminação planar paralela, estratificação cruzada climbing-ripple, estratificação cruzada e estruturas de deslizamento.

A Formação Ribeirão do Bode, com espessura de 1500 m, representa a unidade sedimentar mais recente do Grupo Itajaí e inclui siltitos laminados intercalados com camadas siltico-argilosas com níveis siltico-arenosos, níveis de siltitos maciços subordinados e intercalações de conglomerados polimíticos compostos por fragmentos de rochas vulcânicas ácidas.

Finalmente, a Formação Apiúna que é representada pelo leucosienogranito Subida, rocha vulcânica ácida que representa o último evento magmático que afetou a Bacia do Itajaí.

Recentemente, a partir da reconstrução paleoambiental e análise das relações laterais e verticais de sucessões da Bacia do Itajaí, Costa e Nascimento (2014) propuseram para a Bacia um modelo estratigráfico clássico de uma bacia de *foreland*. Este modelo é composto por três fases de sedimentação (inicial, intermediária e final) caracterizadas, respectivamente, pelos tratos deposicionais: *TDI* – sedimentação marinho-profundo, *TDII* – sedimentação deltaica-marinho raso e *TDIII* – sedimentação continental.

## **5.2. EVOLUÇÃO TECTÔNICA**

A evolução tectônica da Bacia do Itajaí tem sido abordada em diversos trabalhos nos últimos anos com base em dados estruturais, sedimentares e geocronológicos (CITRONI, 1993; GRESSE *et al.*, 1996; SCHOROEDER, 2006; BASEI *et al.*, 2011). Mesmo assim, estes modelos não são consensuais e classificam a Bacia do Itajaí como: bacia de "antefossa molássica tipo rifte" (BASEI,

1985), bacia periférica (ISSLER, 1985), rifte intra-cratônico (SILVA, 1987), bacia molássica tardi-colisional (SOARES, 1988), bacia transtensiva (KREBS *et al.*, 1990; SCHOROEDER, 2006), bacia flexural de *foreland* (ROSTIROLLA *et al.*, 1992), bacia de rifte (CITRONI, 1993), bacia de *foreland* de retroarco (GRESSE *et al.*, 1996) e bacia de *foreland* periférica (ROSTIROLLA, 1991; BASEI *et al.*, 2011).

Estudos das deformações e estruturas regionais levaram Krebs *et al.*, (1990) a interpretar a Bacia do Itajaí como bacia transtensiva, tendo uma fase de implantação, uma fase de inversão, e ainda, uma fase de deformação tardia associada a intrusão de granitóides (Figura 4).

A fase da implantação ocorreu entre 1000 e 700 Ma, como resultado da reativação das falhas transcorrentes verticais do Lineamento Perimbó, que ocorreu devido a um possível "choque oblíquo continente-continente". Para Krebs *et al.* (1990) esta transcorrência gerou um leque de falhas lítricas, que deram origem ao rifteamento inicial da bacia.

A fase de inversão ocorreu por volta de 650 Ma, e foi descrita pelos autores como uma nova reativação das falhas transcorrentes, desta vez com caráter transpressivo, que promoveu a reativação das falhas lítricas. Esta inversão deu origem a um padrão de leque imbricado que se "fecha" para baixo e se "abre" para cima gerando uma estrutura do tipo hemi-flor positiva.

A partir das descrições de estruturas tectônicas, Rostirolla *et al.* (1992) identificaram um acréscimo na magnitude de deformação da Bacia, de NW para SE, em direção ao cinturão orogênico, o que corrobora com a hipótese de uma bacia flexural de *foreland*. Os autores também identificaram um comportamento rúptil a rúptil-dúctil para deformação das rochas da bacia e em concordância com os trabalhos de Basei (1985) e Basei *et al.* (1987), observaram duas fases de deformação pós-deposicionais.

A primeira fase, a mais penetrativa e responsável pela maior estruturação da área, ocorreu sobre um regime tectônico compressivo que afetou a Bacia do Itajaí como um todo. Está geneticamente relacionada as falhas de empurrão que deformaram a porção sul da bacia e é caracterizada por dobras cilíndricas com eixos paralelos ao comprimento da bacia e a frente de empurrão, que resultou do cavalgamento do Grupo Brusque sobre os sedimentos da bacia, causando a repetição das unidades basais do seu flanco sul. A segunda fase, de ocorrência mais restrita e com a deformação menos intensa, provocou a reativação distensiva de estruturas formadas anteriormente.

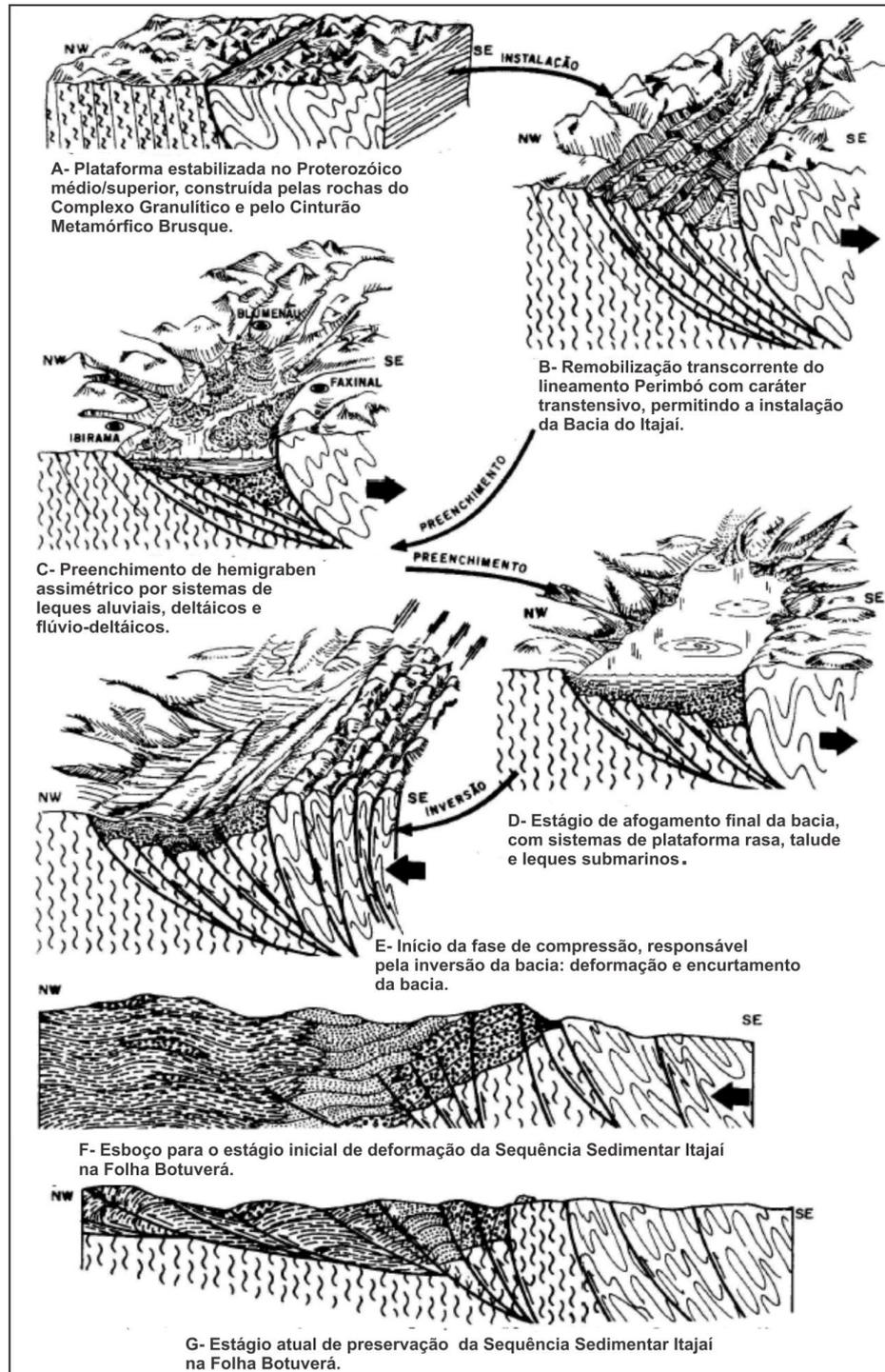


FIGURA 4: EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA BACIA DO ITAJAÍ SEGUNDO KREBS ET AL. (1990). (MODIFICADO DE KREBS ET AL., 1990)

Segundo Basei *et al.* (2011) a Bacia do Itajaí representa uma bacia do tipo *foreland*, na qual o padrão de deformação observado é caracterizado por duas fases principais de dobramentos com orientações axiais distintas. A primeira, e mais intensa, apresenta orientação axial entre E-W e NE-SW, paralelo ao comprimento da bacia, enquanto que a segunda fase de deformação é representada por dobras

amplas e descontínuas, com orientação axial aproximadamente N-S mergulhando um pouco para sul.

Para Krebs *et al.* (1990), apesar da Bacia do Itajaí apresentar muitas características de bacias do tipo *foreland*, os autores descartam essa possibilidade devido a área ter sofrido uma evolução policíclica, com a fase orogênica dos metamorfitos Brusque não relacionada ao evento tectono-termal Brasileiro. Além disso, os autores sugerem que o preenchimento inicial da Bacia do Itajaí se deu através de sistemas flúvio-deltáicos e de leques deltáicos, o que não é muito comum na fase inicial de bacias *foreland*.

### **5.3 O EMBASAMENTO: UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAS TECTÔNICAS**

A bacia do Itajaí está localizada a oeste do cinturão Dom Feliciano, e apresenta os limites norte e sul bem definidos (Figura 5). A norte o limite é representado pelo lineamento Blumenau, que retrata o contato entre a bacia e o Complexo Granulítico de Santa Catarina (GUADAGNIN, 2010). O limite sul é representado pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó, onde as unidades basais da bacia estão em contato com os gnaisses tonalíticos-granodioríticos do Complexo São Miguel, e com o Complexo Metamórfico Brusque (BASEI *et al.*, 2011).

O **Cinturão Dom Feliciano** ocorre em toda porção leste do sul do Brasil e Uruguai. Apresenta uma orientação aproximadamente N-S com cerca de 1200 km de extensão e 150 km de largura. A formação deste cinturão está relacionada a sucessivas subduções e colisões referentes à amalgamação de vários terrenos gerados ou intensamente retrabalhados entre o Neoproterozóico e o Cambriano, durante a orogênese Brasileira, há 900 Ma, associados aos eventos tectono-magmáticos durante a formação do Gondwana Ocidental (BASEI, 2000). Em Santa Catarina o Cinturão Dom Feliciano é constituído pelo Complexo Metamórfico Brusque, Batólito Florianópolis e pelas bacias pós-orogênicas do Itajaí e Campo Alegre (Figura 5).

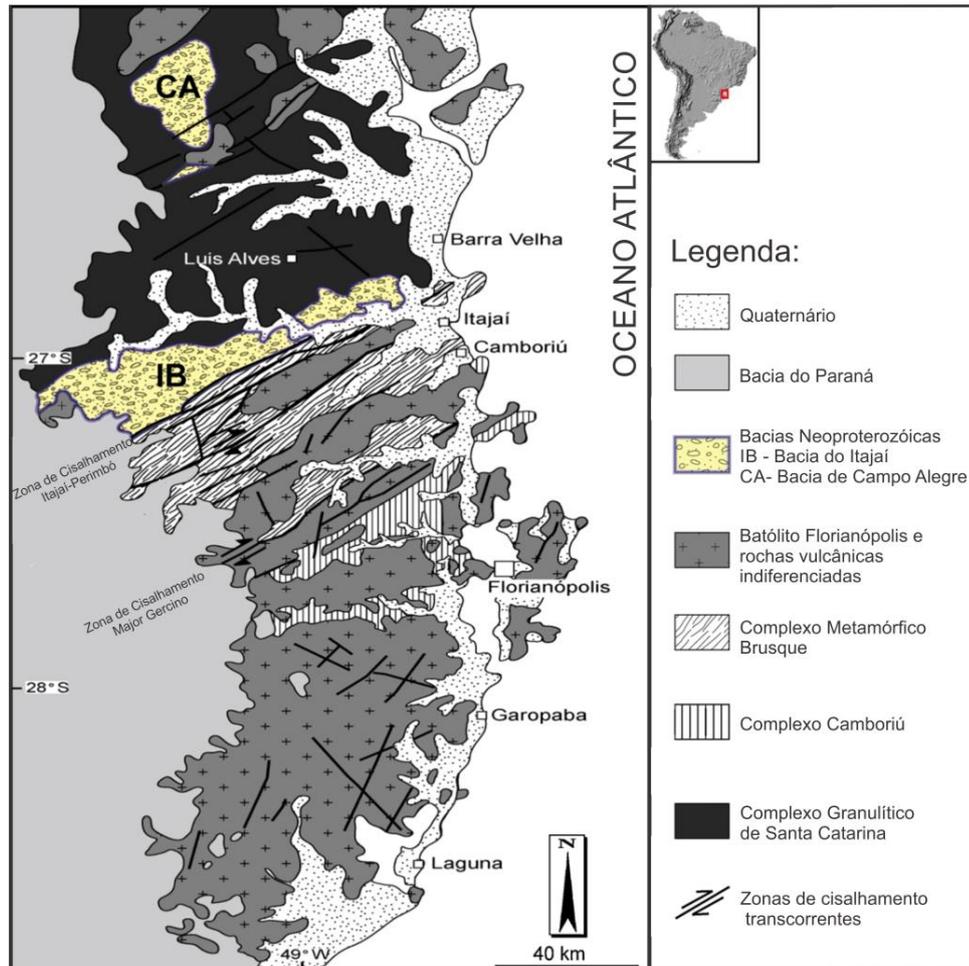


FIGURA 5: MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO LESTE DO ESTADO DE SANTA CATARINA, COM DESTAQUE PARA AS BACIAS NEOPROTEROZÓICAS DO ITAJAÍ (BI) E CAMPO ALEGRE (CA). (MODIFICADO DE GUADAGNIN, 2010)

O Complexo Granulítico de Santa Catarina (CGSC) (Figura 5) é uma unidade geotectônica composta por rochas metamórficas de alto grau, da fácies anfibolito e granulito, constituída principalmente por ortognaisses trondhjemiticos, tonalíticos e granodioríticos (TTG), intrudidos por rochas básicas e ultra-básicas com ocorrência subordinada de alguns componentes metassedimentares (SCHEIBE, 1986; BASEI *et al.*, 1998).

A primeira diferenciação manto/crosta do CGSC ocorreu no Arqueano, há 2.8 Ga, e a estabilização tectônica ocorreu no Paleoproterozóico, há 1.9 Ga (Quadro 1). O metamorfismo regional da fácies granulito foi sucedido por um metamorfismo da fácies anfibolito durante o Ciclo Transamazônico, após a estabilização do CGSC (BASEI *et al.*, 1998).

A partir de dados obtidos de U/Pb SHRIMP, a idade de cristalização do protólito magmático corresponde a  $2716 \pm 17$  Ma, no entanto, o metamorfismo da fácies granulito ocorreu em dois eventos distintos, o primeiro há  $2675 \pm 12$  Ma, e o segundo há  $2168 \pm 18$  Ma (HARTMANN *et al.*, 2000).

QUADRO 1: SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DO COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA. (MODIFICADO DE BASEI ET AL., 1998).

Evento	Características	Idade (Ga)
Diferenciação Manto/Crosta	Adição de material derivado do manto para a crosta	2.8 - 2.7
Magmatismo	Intrusão de Rochas Ígneas	2.6 ± 0.1
Diferenciação Manto/Crosta	Adição de material derivado do manto para a crosta	2.4 - 2.3
Metamorfismo regional da fácies granulito	Desenvolvimento de ortopiroxênio em várias rochas	2.3 ± 0.1
Metamorfismo regional da fácies anfibolito	Metamorfismo fácies anfibolito	2.0 ± 0.1
Estabilização tectônica	Resfriamento regional	1.9 ± 0.2
Reativação local	Contato próximo com terrenos adjacentes e falhas internas	0.6 ± 0.1

O **Complexo Metamórfico Brusque** (CMB) (Figura 5) se estende como uma faixa alongada na direção NE-SW com aproximadamente 75 km de extensão, na porção leste do escudo catarinense. Este complexo é delimitado tectonicamente pela Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó, a noroeste, onde faz contato com a Bacia do Itajaí, e pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, a sudeste. Este complexo é constituído por uma associação metavulcano-sedimentar composta por metapelitos, metapsamitos e metacarbonáticas, com ocorrência de metavulcânicas intercaladas (PHILIPP *et al.*, 2004). Com base nos protólitos dominantes Philipp *et al.* (2004) subdividiram o Complexo Metamórfico Brusque em cinco conjuntos litológicos: Subunidade Clástica, Subunidade Química, Subunidade Clástico-Química, Subunidade Metavulcânica Básica e Subunidade Magnesiana (Quadro 2).

Quanto ao padrão estrutural Basei *et al.* (1987) reconheceram quatro fases de deformação relacionadas a estruturação do CMB. A primeira fase está associada ao desenvolvimento da xistosidade  $S_1$  nos metassedimentos. A segunda fase, muito mais intensa, resultou em uma expressiva foliação metamórfica  $S_2$  com direção NE-SW. A terceira fase é marcada por dobras com direção NE-SW e a quarta fase caracteriza-se por grandes inflexões descontínuas, com orientação NNW.

A partir da análise de dados geocronológicos obtidos pelos métodos U-Pb e Sm-Nd, Basei (1990) sugere que a sedimentação do Complexo Metamórfico Brusque ocorreu no Proterozóico médio, de 1600 a 2000 Ma. A idade das transformações polifásicas e metamórficas deformacionais foram obtidas através dos

métodos Rb-Sr, K-Ar e U-Pb ocorreram somente no Proterozóico superior, entre 500 e 700 Ma.

**Quadro 2: Principais associações metamórficas e unidades litológicas do Complexo Metamórfico Brusque (UFRGS 2000 apud PHILIPP et al., 2004).**

Seqüência	Unidade	Litofácies	
		Dominantes	Subordinadas
Metassedimentar Clástica	Pelítico-arenosa	Metarritmitos pelítico-arenosos	Metarritmitos arenosos, metarenitos, metapelitos e metapelitos carbonosos
	Arenosa	Metaquartzo-arenitos	Metaquartzo-arenitos micáceos
	Conglomerática	Metaconglomerados	Metaquartzo-arenitos e metaquartzo-arenitos micáceos
Metassedimentar Clástico-química	Cálci-silicática	Metamargas aluminosas e alumino-silicosas	Grafita xistos
Metassedimentar Química	Carbonática	Metacalcários calcíticos e dolomíticos	Metacalcários dolomíticos silicosos
Metavulcanogênica Básica	Vulcanogênica Máfica	Derrames básicos	Rochas cálcio-silicáticas e quartzo turmalinitos bandados, metassedimentos epiclásticos
Magnesianas	Vulcanogênica Ultramáfica (?)	Derrames ultrabásicos (?)	

O **Batólito Florianópolis** é o principal componente do arco continental granítico Neoproterozóico do Cinturão Dom Feliciano (Figura 5). Compreende uma série de intrusões graníticas, sin-tectônicas a anorogênicas, com afinidade cálcio-alcalinas a alcalinas. As intrusões sin-tectônicas são controladas pelas grandes estruturas transcorrentes da Zona de Cisalhamento Major Gercino, que marca o limite norte do Batólito (SILVA *et al.*, 2005). A idade do magmatismo no Batólito Florianópolis varia de 650 a 590 Ma (BASEI, 2000).

A **Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP)** (Figura 5) foi definida por Silva e Dias (1981) como em uma faixa de deformação lateral rúptil com aproximadamente 15 km de largura e direção NE-SW. Esta megafeição estrutural representa a principal deformação da Bacia do Itajaí e define o seu contato tectônico com o Complexo Metamórfico Brusque (SCHROEDER, 2006). Esta zona é caracterizada por uma associação de falhas menores, com traços curvilíneos a retilíneos, às vezes interceptados por falhas dextrais, e marcada por foliação subvertical anastomosada. Zonas de milonitização são observadas em rochas do

Complexo Granulítico de Santa Catarina e do Complexo Metamórfico Brusque (CALDASSO *et al.*, 1988; ROSTIROLLA *et al.*, 1992; SCHROEDER, 2006).

Rostirolla *et al.* (2003) propuseram um modelo estrutural da ZCIP e sugeriram o desenvolvimento de falha dextral-reversa no Pré-Cambriano, que foi reativada como outra falha transcorrente no Paleozóico. Essas reativações, após a deposição das unidades da Bacia do Itajaí, teriam resultado em uma inversão estratigráfica, onde as rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Brusque ficaram sobrepostas às litologias da bacia (SCHROEDER, 2006; GUADAGNIN *et al.*, 2010). Basei (1985) obteve idade de 708 Ma para a biotita neoformada em uma das falhas inversas da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó.

A **Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG)** (Figura 5), definida por Schulz & Albuquerque (1969) como Falha Major Gercino, faz parte de um importante sistema de cisalhamento, de direção NE-SW, que afeta a porção pré-cambriana do sul do Brasil e do Uruguai. Devido a sua grande extensão linear e por representar uma zona de falha com reativações, Trainini *et al.*, (1978) a definiu como Lineamento Major Gercino. Os primeiros autores a caracterizarem este lineamento como Zona de cisalhamento Major Gercino foram Bitencourt *et al.* (1989), que atribuíram a ZCMG uma movimentação lateral dextral com caráter de deformação rúptil-dúctil.

Em Santa Catarina esta zona separa as rochas do Batólito Florianópolis das rochas do Complexo Metamórfico Brusque. Nesta região a ZCMG apresenta espessura, na superfície, que varia entre 1,3 a 3,5 km onde é possível observar desde cataclasitos até ultramilonitos. Os milonitos apresentam metamorfismo na fácies xisto verde com presença de biotita e muscovita (PASSARELLI *et al.*, 1993).

## 6. SISTEMA DEPOSICIONAL DE LEQUES ALUVIAIS

### 6.1 GENERALIDADES

Leques aluviais constituem sistemas deposicionais continentais geralmente desenvolvidos nas margens de bacias sedimentares. Estes sistemas se formam em regiões de alto relevo e se distribuem radialmente devido ao desconfinamento do fluxo pela redução do gradiente topográfico (MIALL 1990).

O termo "*leque aluvial*" pode ser utilizado para designar sistemas fluviais que não sejam inteiramente marinhos e/ou lacustres, uma vez que a rede de canais de drenagem seja distributária (MIALL, 1990). Esta característica nos permite diferenciar este sistema dos sistemas fluviais típicos, os quais apresentam padrão de drenagem tributário.

Blair e McPherson (1994) reconheceram três condições necessárias para o desenvolvimento de sistema de leques aluviais. A primeira seria a necessidade de um ambiente topográfico onde um sistema de drenagem de relevos mais altos flui para um vale. A segunda condição está associada a uma carga sedimentar

suficiente para o desenvolvimento deste sistema, e a terceira está relacionada aos mecanismos responsáveis pelo transporte destes sedimentos, geralmente associados a inundações episódicas.

## 6.2. MODELOS DE FÁCIES E PROCESSOS DEPOSICIONAIS

Os depósitos de leques aluviais estão diretamente relacionados a sedimentos de granulação grossa depositados em canais entrelaçados. Tais sedimentos são atribuídos ao elemento GB e podem ou não estar intercalados com depósitos de fluxos gravitacionais, elemento SG (WALKER e JAMES, 1992) (Figura 6).

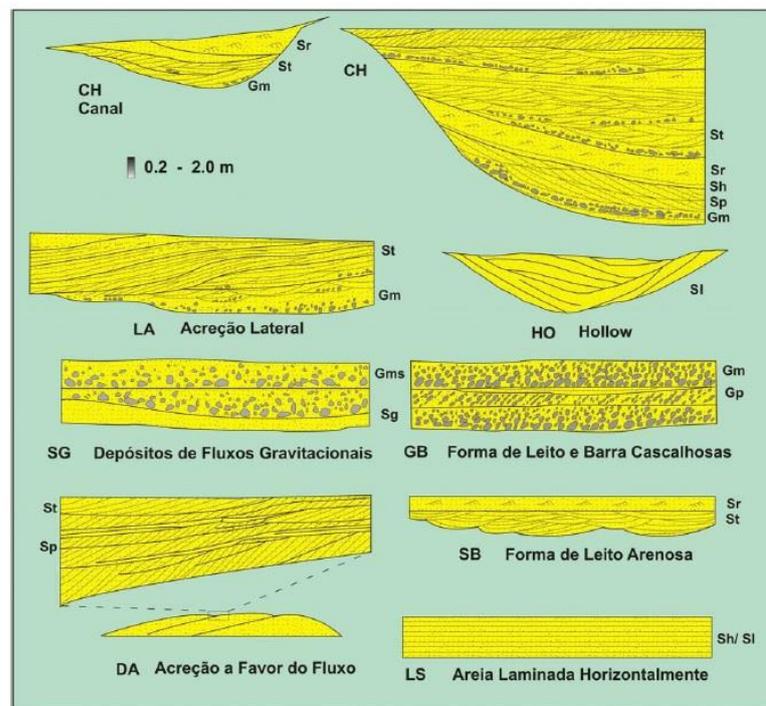


FIGURA 6: ELEMENTOS ARQUITETURAIS DE DEPÓSITOS DE CANAIS FLUVIAIS (MIALL, 1985).

O elemento GB se apresenta em formas de leito e barras cascalhosas, com corpos de geometria tabular ou lenticular, formados por complexos amalgamados de sets e estratos cruzados. O conjunto de litofácies associadas a este elemento são conglomerados maciços a estratificados, interpretados como barras longitudinais cascalhosas.

O elemento SG corresponde a fluxos de gravidade representados por corpos com geometrias tabulares, normalmente intercalados com elementos GB e SB. As litofácies características deste sistema incluem conglomerados matriz e clastos-sustendados maciços e por vezes gradados, interpretados como a amalgamação de

sucessivos episódios de fluxos de detritos. Por fim, o elemento SB corresponde a formas de leito arenosas, com corpos lenticulares de arenitos maciços a estratificados interpretados como migração e cavalgamento de dunas subaquosas.

Fácies cascalhosas são típicas deste ambiente deposicional, porém não são as únicas representativas do sistema. Existem exemplos de leques aluviais, como o de Kosi, na Índia, onde as litofácies podem gradar de conglomerados nas porções superiores do leque, próximo as montanhas, para arenitos e pelitos nas porções mais distais (WALKER e JAMES, 1992).

A associação de fácies indica diminuição do tamanho de grão do topo para a base dos leques devido à diminuição do gradiente topográfico, da perda de energia da corrente, do desconfinamento do fluxo e da evaporação ou infiltração de água (ASSINE, 2008). Os processos deposicionais característicos deste sistema incluem fluxos gravitacionais, principalmente fluxo de detritos, fluxos hiperconcentrados e inundações em lençol, enquanto depósitos de correntes trativas são raros e/ou ausentes (BLAIR e McPHERSON, 1994).

Os fluxos de detritos são processos deposicionais importantes em leques aluviais e são classificados como fluxos gravitacionais com alta concentração de sedimentos e água que geram depósitos maciços, mal selecionados e geralmente sem gradação (SOHN *et al.*, 1999). Lower (1979) classifica os fluxos de detritos em fluxos coesivos, que apresentam alta porcentagem de sedimentos finos e originam conglomerados matriz-suportados devido ao comportamento plástico e movimento interno laminar, e os fluxos não-coesivos, caracterizados pela baixa quantidade de sedimentos finos, originando conglomerados clastos-suportados. Dependendo da quantidade de material fino no fluxo, este pode apresentar características mais ou menos viscosas, neste contexto, quanto mais viscoso o fluxo mais maciço será o depósito, podendo apresentar gradação normal e alinhamento dos clastos.

Os fluxos são considerados hiperconcentrados quando apresentam uma concentração de sedimentos maior que 40% e características intermediárias entre os fluxos de detritos e as inundações em lençol (MIALL, 1996; SOHN *et al.*, 1999). Estes fluxos se desenvolvem a partir de qualquer fluxo de detritos ou vazões torrenciais, incorporando água e sedimento ao longo da sua trajetória. Geralmente dão origem a depósitos cascalhosos não gradados ou apresentando gradação normal e depósitos areno-conglomeráticos podendo apresentar estratificação (SOHN *et al.*, 1999).

Nas inundações em lençol os sedimentos são predominantemente areias, podendo ocorrer sedimentos na fração silte ou cascalho. A estratificação plano-paralela é a estrutura mais comum, indicando prevaecimento de condições de regime de fluxo superior. No entanto, estratificações cruzadas, de pequeno porte,

são comuns em arenitos e alguma imbricação pode estar presente em conglomerados (DAVIS, 1983).

Vários processos fluviais podem ocorrer em diferentes proporções, dependendo de variáveis como clima, natureza da área-fonte, entre outras. A partir do reconhecimento destes processos Stanistreet e McCarthy (1993) propuseram uma classificação para diferentes estilos de leques aluviais: leques aluviais dominados por fluxos de detritos e dominados por rios entrelaçados e meandrantés (Figura 7).

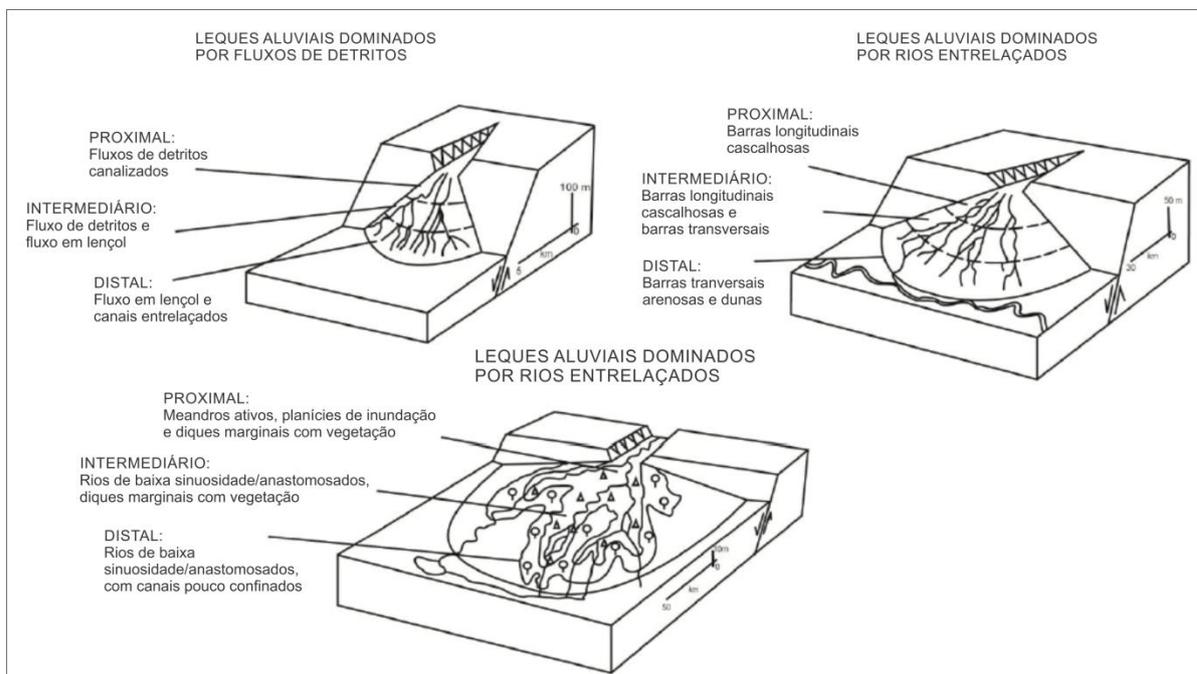


FIGURA 7: CLASSIFICAÇÃO PARA OS DIFERENTES ESTILOS DE LEQUES ALUVIAIS. (MODIFICADO DE STANISTREET E MCCARTHY, 1993)

Os leques aluviais dominados por fluxos de detritos são pequenos, geralmente menores que 10 km de comprimento radial. Ocorrem geralmente em regiões áridas, onde os processos de fluxos gravitacionais de sedimentos são predominantes. Os dois outros tipos, leques dominados por rios entrelaçados e meandrantés, possuem uma extensão radial maior que 50 km onde predominam processos de deposição fluviais. Nos leques de rios entrelaçados a carga sedimentar é caracterizada pela alta porcentagem de cascalho, transportado por tração no leito dos canais.

O padrão de empilhamento das fácies sedimentares e suas relações estratigráficas são componentes importantes no registro estratigráfico, pois podem ser utilizadas para determinar tanto o tempo, quanto o volume de grandes eventos

deposicionais. A evolução deste sistema depende de fatores inerentes a tectônica, ao clima, as mudanças do nível de base e a litologia da área fonte (ARZANI, 2012).

### 6.3 AMBIENTES TECTÔNICOS

Depósitos de leques aluviais são muito importantes devido a sua suscetibilidade aos controles tectônicos e climáticos.

Bacias de bordas tectonicamente ativas apresentam como elemento básico do preenchimento sedimentar o sistema de leques aluviais que aparecem tanto em ambientes com regimes tectônicos extencionais, como em regimes transtensionais e compressionais (ASSINE, 2008).

Em bacias de rifte os leques aluviais constituem sistemas proximais, adjacentes às falhas que determinam a geometria da bacia. A sedimentação em bacias *pull apart*, por exemplo, é caracterizada pela grande energia envolvida, devido à rápida e esporádica subsidência. Neste ambiente, depósitos de leques aluviais se desenvolvem nas porções proximais associados às íngremes escarpas de falha (TEIXEIRA, 1995, ASSINE, 2008).

Em bacias de foreland, como é o caso da Bacia do Itajaí, esse sistema ocorre adjacente às frentes de cavalgamento (ASSINE, 2008). Nestas bacias, os depósitos basais são representados, geralmente, por sequências turbidíticas (fase “*underfilled*”), enquanto que, depósitos posteriores são representados por conglomerados e arenitos de sistemas de leques aluviais e fluviais, quando a bacia atinge o estado de equilíbrio (fase “*overfilled*”) (ALLEN & ALLEN, 2005).

A complexidade e variabilidade do ambiente tectônico refletem o preenchimento sedimentar dessas bacias. Em primeira ordem, o tectonismo exerce um controle sobre a energia potencial necessária para permitir o transporte dos sedimentos. Sequências com granocrescência ascendente podem refletir, por exemplo, a evolução do leque aluvial durante o soerguimento da área fonte (Figura 8A), enquanto que, sequências com granodecrescência ascendente indicam uma curta fase de soerguimento seguida pelo rebaixamento do relevo (Figura 8B) (McCANN e SAINTOT, 2003; FRASER e DeCELLES, 1992; GERHARD, 1992).

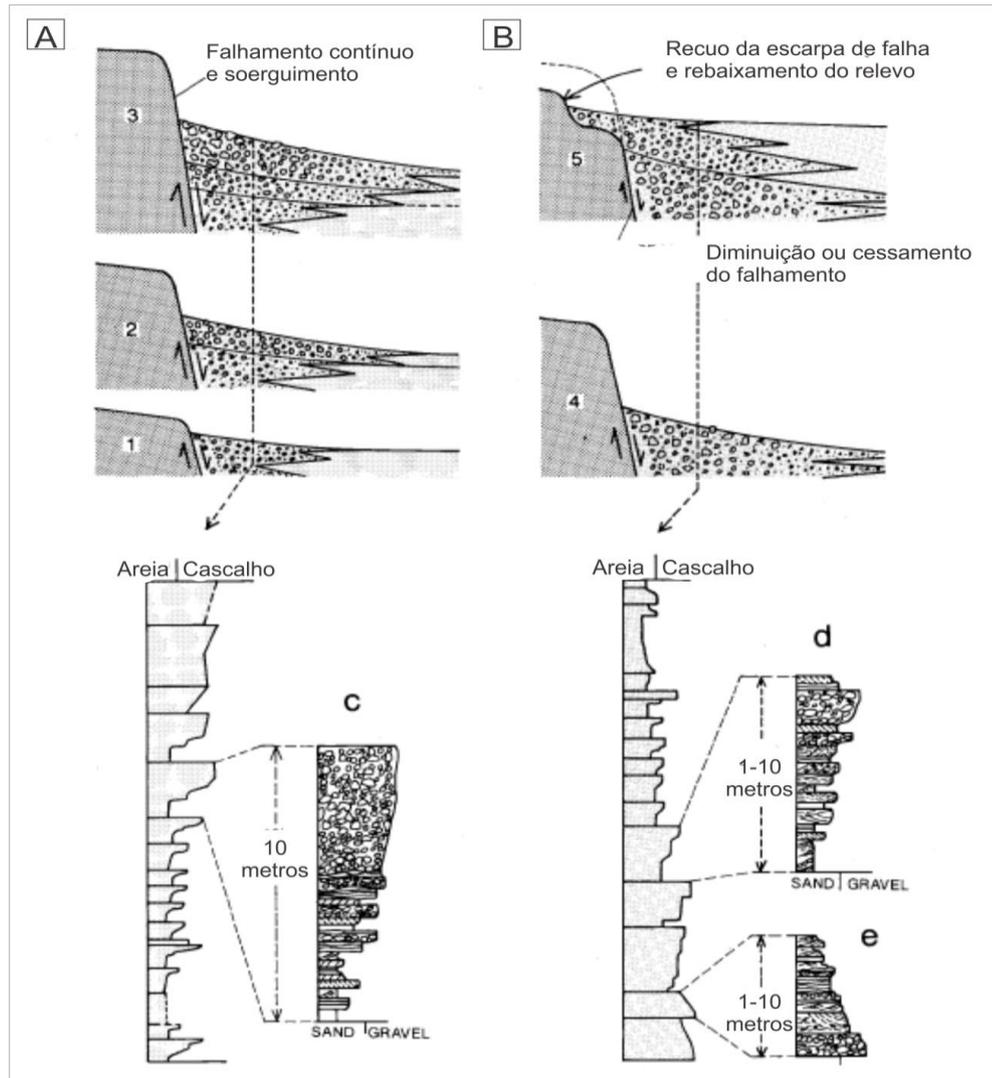


Figura 8: Sucessão vertical de fácies em leques aluviais. A) Granocrescência ascendente produzida por soerguimento contínuo da área-fonte e progradação do leque (1 a 3). B) Granodecrescência ascendente produzida pelo rebaixamento do relevo, recuo da escarpa e retrogradação do leque (4 a 5). As figuras C e D apresentam ciclos menores com granocrescência ascendente. E) Variação local do padrão granocrescente pela presença de sucessões de fácies de canal (Modificado de Gerhard, 1992).

#### 6.4 CONTROLE CLIMÁTICO

O clima exerce um controle muito significativo na sedimentação, pois mudanças climáticas influenciam no intemperismo, no fluxo da corrente, nos movimentos de massa e ainda no aporte sedimentar que alimentam os leques (ARZANI, 2012). Dependendo do clima, os leques aluviais são reconhecidos na literatura como leques aluviais de clima árido e úmido.

De acordo com Riccomini *et al.*, (2000) os leques aluviais de clima árido são desenvolvidos em locais com ampla declividade e abundante aporte sedimentar. Esta grande quantidade de sedimentos é oriunda da desagregação mecânica

durante os longos períodos secos, e são remobilizados durante eventos de chuvas torrenciais episódicas.

Perfis estratigráficos típicos para as porções proximais deste sistema, em um ambiente árido, compreendem geralmente sucessões de depósitos de fluxos de detritos, cujas camadas apresentam espessuras métricas, e em alguns casos, o contato entre elas é de difícil identificação. Esses fluxos apresentam bases abruptas e planas em ciclos granodecrescentes. Nas porções mais intermediárias e distais, depósitos originados por corridas de lama predominam, e são compostos principalmente por lamitos com seixos e blocos nas porções intermediárias, e por lamitos arenosos e argilosos nas porções mais distais.

As seções verticais dos leques aluviais nessas condições climáticas são caracterizadas pela alternância de depósitos originados por fluxos de detritos e corridas de lama, por consequência da variação na descarga ou tectonismo.

Modelos deposicionais para leques aluviais em climas úmidos ainda são muito escassos na literatura. Para Riccomini *et al.*, (2000) a sedimentação nessas condições ocorre em canais fluviais. Ele cita como exemplo a sedimentação do megaleque de Taquari, marcado por feições de vários canais abandonados, ativos durante períodos de cheias. No quaternário a sedimentação é caracterizada por processos cíclicos de construção e abandono de lobos deposicionais.

No entanto, vale ressaltar que muitos leques fluviais, como por exemplo, o leque de Okavango, possuem feições características de climas úmidos, contudo, se desenvolvem em regiões áridas ou semi-áridas.

Distinguir o papel relativo da tectônica e das mudanças climáticas na origem e evolução dos leques aluviais não é uma tarefa simples. Geralmente, estes depósitos são considerados evidências suficientes para interpretar a tectônica contemporânea à deposição das unidades estratigráficas. No entanto, é importante lembrar que leques fluviais, por exemplo, podem não estar relacionados diretamente a escarpas de falhas ativas, o que torna necessária a busca por outras evidências de tectonismo sindeposicional (NORTH *et al.*, 1989; ASSINE, 2008).

## 7. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

Foram identificadas oito litofácies sedimentares, definidas e interpretadas de acordo com as suas principais características (Quadro 3). Os afloramentos estudados são constituídos por espessos pacotes de conglomerados e arenitos apresentando padrões de granodecrescência ascendente. A fim de representar estas sucessões sedimentares, perfis estratigráficos foram construídos a partir das relações verticais e laterais destas litofácies, e assim foi possível definir três

associações de fácies que representam as porções superiores (Af1), intermediárias (Af2) e inferiores (Af3) de um sistema de leques aluviais, apresentadas na (Figura 9).

QUADRO 3: SUMÁRIO DAS LITOFÁCIES IDENTIFICADAS NOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS.

Fácies	Litologia	Espessura	Características	Processo	Interpretação
<b>Gcm</b>	Conglomera do clastos-sustentado maciço	30 cm a 2 m	Camadas tabulares, matriz arenosa, clastos arredondados de quartzo leitoso, líticos metamórficos e sedimentares (1 a 5 cm de diâmetro)	Fluxo de detritos pseudoplástico, não-coesivo hiperconcentrados de alta densidade	Leque aluvial superior a inferior
<b>Gcg</b>	Conglomera do clastos-sustentado, gradação normal	3 m	Camadas tabulares, matriz arenosa, clastos arredondados de quartzo leitoso, metamórficos e sedimentares (1 a 5 cm)	Fluxo de detritos, não-coesivo	Leque aluvial superior
<b>Sg</b>	Arenito conglomerático maciço	10 a 20 cm	Camada lenticular de arenito grosso, vermelho, mal selecionado apresentando níveis cascalhosos	Fluxo de detritos arenosos e cascalhosos de alta densidade	Leque aluvial superior
<b>Sm</b>	Arenito maciço	50 cm	Camada lenticular de arenito médio, maciço, bem selecionado	Fluxo de gravidade hiperconcentrado	Leque aluvial superior
<b>Si</b>	Arenito com gradação inversa	14 cm	Camada lenticular de arenito médio a fino, vermelho e bem selecionado	Fluxo de gravidade hiperconcentrado	Leque aluvial superior
<b>Smf</b>	Arenito maciço fino	5 a 30 cm	Camada com topo plano e base côncava de arenito fino, vermelho, bem selecionado.	Fluxos de gravidade hiperconcentrado.	Leque aluvial superior
<b>Sh</b>	Arenito com estratificação plano-paralela	50 cm a 6 m	Camada tabular de arenito mal selecionado e vermelho.	Dissipação de fluxo em plano de acamamento.	Leque aluvial intermediário
<b>Smg</b>	Arenito com gradação normal	20 cm a 1 m	Camadas de arenito maciço, grosso a médio, mal selecionado, base côncava com clastos e topo plano.	Fluxo de detritos arenosos e cascalhosos de alta densidade.	Leque aluvial inferior

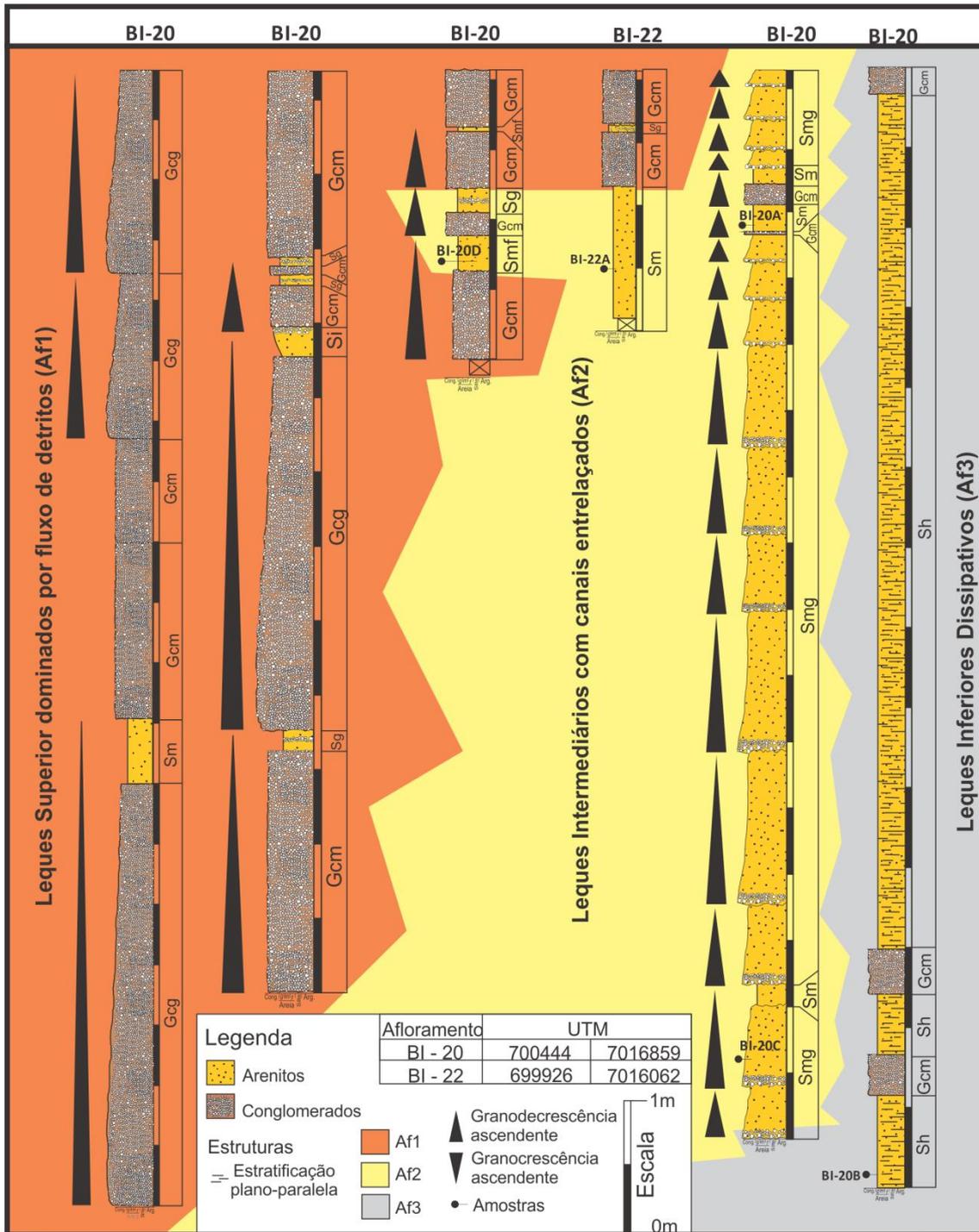


FIGURA 9: PERFIS ESTRATIGRÁFICOS E SEÇÃO COMPOSTA COM AS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES PARA A FORMAÇÃO BAÚ NA PORÇÃO SUL DA BACIA DO ITAJAÍ.

## 7.1 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES DE LEQUES SUPERIORES (AF1)

**Descrição** - Esta associação é constituída pelas *litofácies Gcm, Gcg, Sm, Sg, Si e Smf*, que incluem pacotes de conglomerados e arenitos, por vezes gradados, apresentando um padrão de granodecrescência ascendente (Figura 10A). A *litofácies Gcm* compreende pacotes tabulares (30 cm a 2 m de espessura) de conglomerado clastos-sustentados, maciço e com matriz arenosa feldspática. A *litofácies Gcg* corresponde a camadas tabulares, com aproximadamente 3 metros de espessura, de conglomerados clastos-sustentados, maciços, matriz arenosa média a grossa, e exibem gradação normal. Estas *litofácies, Gcm e Gcg*, incluem clastos moderadamente selecionados, por vezes imbricados, com baixa esfericidade e formas arredondadas a sub-arredondadas de fragmentos líticos metamórficos, sedimentares e ígneos, os quais serão descritos com maior detalhe no capítulo seguinte.

A *litofácies Sm* compreende camadas, com cerca de 50 cm de espessura, de arenito médio, com estrutura maciça e bem selecionado. Apresentam extensão lateral de aproximadamente 2 m, e geometria lenticular com base côncava e topo plano. A *litofácies Sg* corresponde a camadas de arenito grosso, maciço, mal selecionado apresentando níveis cascalhosos. Estas camadas apresentam geometria na forma de lente, com base e topo levemente côncavos e espessuras que variam entre 10 a 25 cm. A *litofácies Si* ocorre como camadas de arenito de granulometria média, na base, a grossa, no topo, mal selecionados, com estrutura maciça e gradação inversa. As camadas apresentam formas lenticulares, com aproximadamente 14 cm de espessura, e base e topo levemente côncavos. A *litofácies Smf* corresponde a camadas lenticulares, com espessuras que variam de 5 a 30 cm de espessura, de arenito fino, maciço e bem selecionados. Estas *litofácies* ocorrem intercaladas com as *litofácies cascalhosas (litofácies Gcm e Gcg)* e o limite entre estes pacotes são marcados por contatos abruptos planares (Figuras 10 A-D).

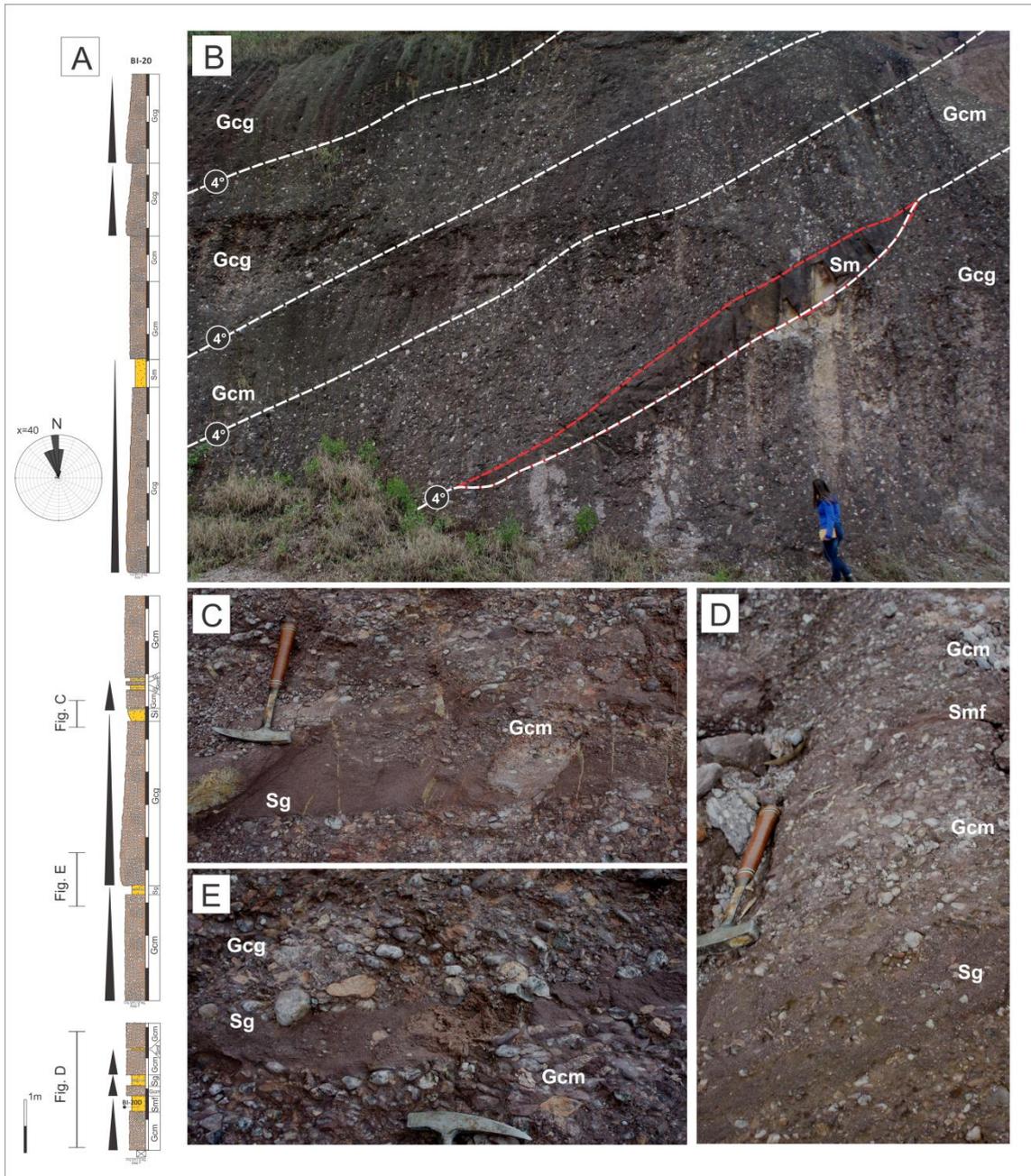


FIGURA 10: A) SUCESSÃO VERTICAL DOS PACOTES DE CONGLOMERADOS INTERCALADOS POR ARENITOS, E APRESENTANDO PADRÃO GRANODECRESCENTE ASCENDENTE. A FIGURA AINDA INDICA O PADRÃO RADIAL DO PALEOFLUXO (SE – NO) A PARTIR DE CLASTOS IMBRICADOS. B) PACOTES DE CONGLOMERADOS INTERCALADOS POR UMA LENTE DE ARENITO. AS LINHAS TRACEJADAS EM BRANCO INDICAM SUPERFÍCIES DE 4º ORDEM QUE DELIMITAM ESSES PACOTES. AS FIGURAS C, D E REPRESENTAM AS CAMADAS LENTICULARES DE ARENITOS INTERCALADAS AOS CONGLOMERADOS.

**Interpretação** - Esta associação representa depósitos de fluxos de detritos das porções superiores de um sistema de leques aluviais. Os depósitos de fluxos de detritos não-coesivos (litofácies Gcm e Gcg) com gradação normal indicam processos de cisalhamento interno penetrativo, onde o choque entre os clastos num

fluxo caótico faz com que as partículas maiores fiquem mais abaixo e as partículas menores sejam "arremessadas" para cima (LOWE, 1979). Clastos imbricados são depositados geralmente por correntes de tração. Normalmente se encontram preservados em conglomerados clastos-sustentados e são largamente utilizados como indicadores de paleocorrente (MIALL, 1996). As medidas realizadas a partir destes clastos revelaram um padrão radial do fluxo, com direção preferencial de SE-NO (Figura 10A).

As litofácies cascalhosas (Gcg e Gcm) formam megaformas, geralmente gradacionais e tabulares, separadas por superfícies de 4ª ordem e constituem o elemento SG, representativo de fluxo de gravidade gerados durante sucessivos episódios de fluxos de detritos (Figura 10B).

Lentes de arenito maciço (Sm; Figura 10B) em meio aos depósitos de fluxos de detritos, indicam sedimentação por fluxo de gravidade hiperconcentrado, com rápida deposição e preenchimento de canais abandonados (MIALL, 1996; ETCHEBEHERE e SAAD, 2003). Os arenitos conglomeráticos (Sg) intercalados com os conglomerados representam depósitos em fluxos canalizados (Figura 10 C-D). As camadas de arenito com gradação inversa (Si) e maciço (Smf) representam depósitos de canais fluviais efêmeros, dominados por rápida deposição durante fluxo hiperconcentrado. No caso da litofácies Smf a energia do fluxo é baixa e constate, enquanto que, para a litofácies Si houve um aumento da energia do sistema, o que gerou a gradação inversa (MIALL, 1996).

## 7.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES LEQUES INTERMEDIÁRIOS (AF2)

**Descrição** - Esta associação compreende as *litofácies Smg, Gcm e Sm*. É caracterizada por padrões cíclicos granodescrescentes ascendentes, com contatos abruptos e planares (Figura 11A). A *litofácies Smg* corresponde a camadas lenticulares, com até 1 metro de espessura, de arenitos maciços, mal selecionados, com gradação normal. Essas camadas apresentam na base níveis conglomeráticos (Gcm) compostos de clastos quartzosos que variam de 0,5 até 4 cm. Subordinadamente, ocorrem camadas lenticulares de arenito maciço mal selecionado (*litofácies Sm*), com até 50 cm de espessura.

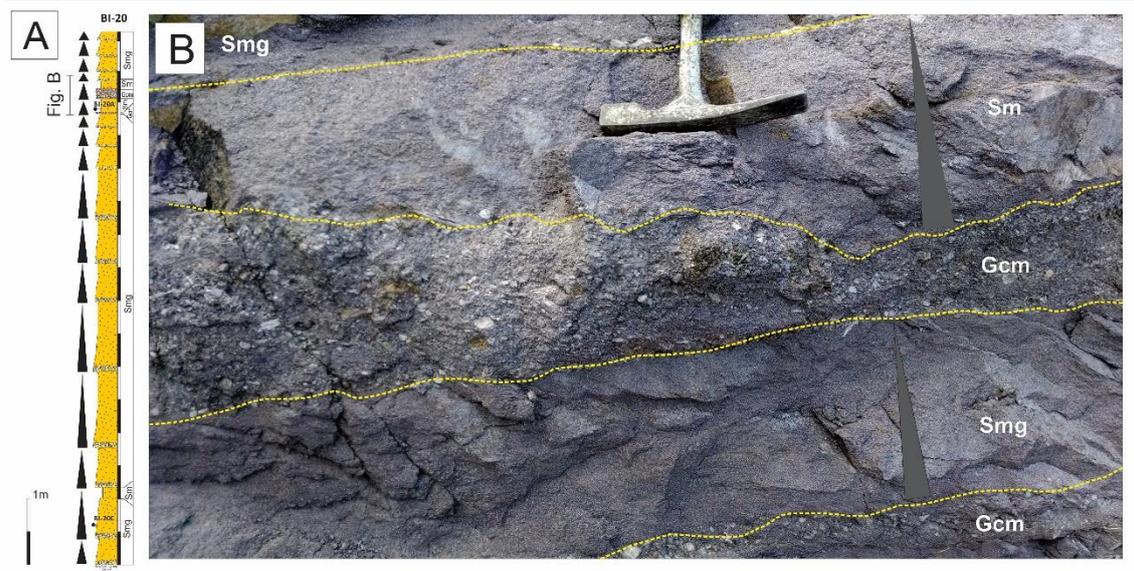


FIGURA 11: ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES INTERMEDIÁRIAS DE UM SISTEMA DE LEQUES ALUVIAIS. A) SUCESSÃO DE PACOTES DE ARENITOS APRESENTANDO PADRÕES DE GRANODECRESCÊNCIA ASCENDENTE. B) AFLORAMENTO REFERENTE A PORÇÃO INDICADA NO PERFIL ESTRATIGRÁFICO DA FIGURA A. NESTA FIGURA É POSSÍVEL OBSERVAR OS LAGS DE CLASTOS NA BASE DAS CAMADAS QUE SÃO LIMITADAS POR CONTATOS ABRUPTOS PLANARES (LINHA AMARELA TRACEJADA).

**Interpretação** - Esta associação corresponde a depósitos fluviais com canais entrelaçados que dominam a porção intermediária do sistema. Estes depósitos arenosos e cascalhosos (*litofácies Smg* e *Gcm*) indicam acumulação por fluxos hiperconcentrados (MIALL 1996; MULDER e ALEXANDER, 2001). A ocorrência de lags cascalhosos na base dos canais resulta de processos trativos subaquosos e unidirecionais (Miall, 1996; Figura 11B). A gradação normal é consequência da redução da turbulência e um tempo maior para deposição dos grãos.

A litofácies *Gcm* se deposita por fluxos hiperconcentrados de alta densidade e podem ser interpretadas como barras longitudinais, que correspondem ao elemento arquitetural GB. Se formam em períodos nos quais o rio não é capaz de transportar a sua carga de fundo, levando à formação destas barras e consequente ramificação do fluxo (MIALL, 1977). A *litofácies Sm* indica deposição por fluxos hiperconcentrados (MIALL 1996).

### 7.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES INFERIORES (AF3)

**Descrição** - Esta associação é caracterizada pelas *litofácies Gcm* e *Sh* (Figura 12A). A *litofácies Gcm* corresponde a pacotes tabulares, com aproximadamente 40 cm de espessura, de conglomerados clastos-sustentados, maciços, polimíticos, mal selecionados e com matriz arenosa. A *litofácies Sh* é representada por camadas tabulares, de 30 cm a 6,5 m de espessura, de arenitos grossos a médios, bem selecionados e com estratificação plano-paralela. As

camadas de conglomerados (*Gcm*) apresentam, na base, contato abrupto erosivo com a *litofácies Sh* (Figura 12B), enquanto que no topo, este contato é abrupto planar.



FIGURA 12: ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DISTAIS DE UM SISTEMA DE LEQUES ALUVIAIS. A) PERFIL ESTRATIGRÁFICO REPRESENTANDO ESPESOS PACOTES DE ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA, INTERCALADOS POR CAMADAS DE CONGLOMERADOS. B) AFLORAMENTO CORRESPONDENTE A PORÇÃO MENCIONADA NO PERFIL ESTRATIGRÁFICO DA FIGURA A, EVIDENCIANDO O CONTATO ABRUPTO EROSIVO NA BASE E ABRUPTO PLANAR NO TOPO DA CAMADA DE CONGLOMERADO.

**Interpretação** - Esta associação corresponde a porções inferiores do sistema de leques aluviais. Os arenitos com laminação planar-paralela (*Sh*) são as litofácies mais representativas desta associação e representam depósitos de inundações episódicas de alta energia, que sucedem os fluxos de detritos e marcam a passagem de um regime de fluxo superior, onde há pequena resistência ao fluxo e intenso transporte sedimentar (BÁLLICO, 2012; ADEGAS et al., 2012). Esta litofácies representa o elemento arquitetural de lençóis de areia laminados (*LS*) que é interpretado como formados em contextos de rápida descarga (MIALL, 1988).

Intercalados a esses arenitos ocorrem camadas de conglomerados (*Gcm*) depositados por fluxos hiperconcentrados de alta densidade, não-coesivos e apresentando um comportamento pseudoplástico devido ao intenso aporte sedimentar, que gera a estrutura maciça (LOWE, 1979; OLIVEIRA E NASCIMENTO, 2013). O caráter erosivo do contato na base dos conglomerados está relacionado à alta energia do fluxo com que este sucedeu a camada depositada anteriormente.

## 8. SISTEMA DEPOSICIONAL

Sistemas de leques aluviais de bacias de ante-país (*foreland*) correspondem às fases finais do preenchimento sedimentar, quando a bacia atinge o estado de equilíbrio entre o aporte sedimentar e taxa de criação de espaço de acomodação (ALLEN & ALLEN, 2005).

Os padrões sedimentares desenvolvidos neste contexto compreendem da base para o topo, pacotes de arenitos sucedidos por conglomerados, caracterizando uma sequência prográdante que refletem a evolução do leque aluvial durante o soerguimento da área fonte (GERHARD, 1992) (Figura 13).

A porção superior deste sistema é representada por leques dominados por fluxos de detritos, composta predominantemente por conglomerados clasto-sustentados e camadas de arenito maciço intercaladas. Durante a fase inicial de formação do leque, desenvolvem-se fluxos de detritos formando depósitos cascalhosos sustentados por clastos que são retrabalhados por fluxos fluviais efêmeros, os quais depositam areias grossas, por vezes conglomeráticas.

Estes depósitos progradam em direção à planície aluvial, na porção intermediária do sistema, onde os fluxos de detritos perdem a energia e dão lugar a uma rede de canais entrelaçados dominados por arenitos grossos apresentando ciclos de granodecrescência ascendente.

Estes canais entrelaçados migram para a porção mais distal do sistema, onde, devido à pequena resistência ao fluxo e intenso transporte sedimentar, os depósitos dissipam e dão origem a corpos arenosos com estratificação plano-paralela em camadas tabulares muito espessas.

A sucessão destes pacotes de conglomerados e arenitos dispostos na forma de ciclos sugere que a deposição tenha sido controlada por movimentos tectônicos que condicionavam o aporte sedimentar, o espaço de acomodação e as constantes mudanças no padrão de sedimentação, processos comuns em bacias do tipo *foreland* (FRASER E DeCELLES, 1992).

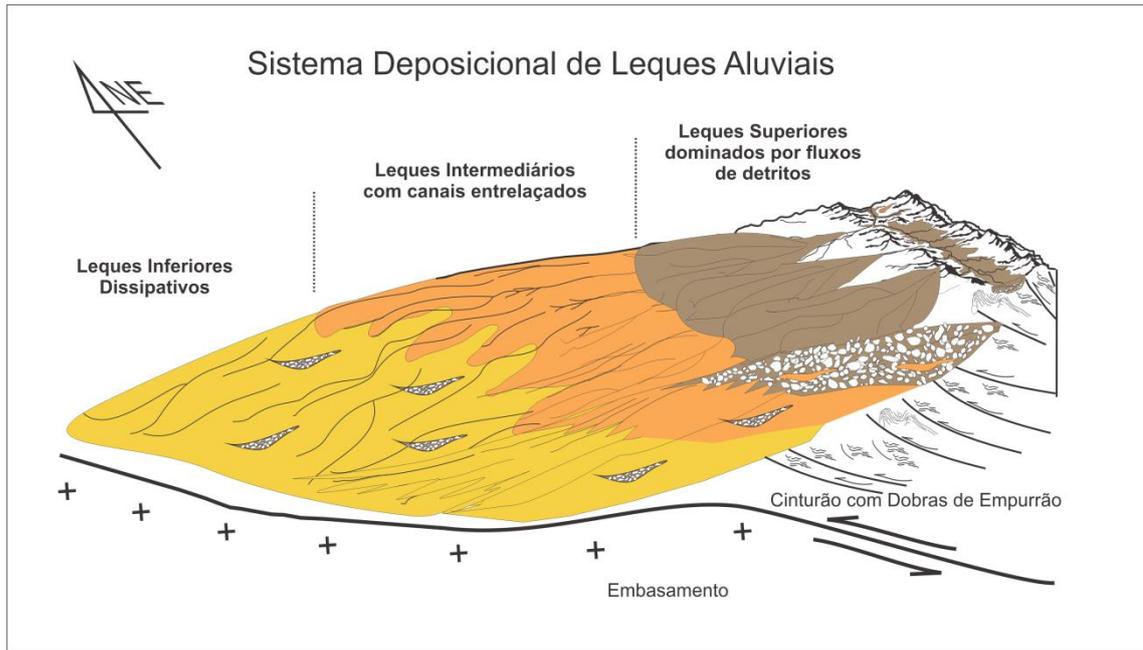


FIGURA 13: MODELO DEPOSITIONAL PARA AS SUCESSÕES SEDIMENTARES DA BORDA SUL DA BACIA DO ITAJAÍ, NA REGIÃO DE GASPAR QUE INCLUI LEQUES ALUVIAIS.

## 9. IMPLICAÇÕES DE PROVENIÊNCIA

### 9.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Os arenitos estudados foram classificados de acordo com o diagrama de Folk (1980), em arcóseo lítico, subarcóseo, litarenito e sublarenito (Figura 14). Essa classificação é baseada na porcentagem de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, e não leva em consideração a porcentagem dos constituintes diagenéticos como matriz, cimento e porosidade. Os resultados da análise modal dos constituintes detríticos e diagenéticos encontram-se listados no quadro 4.

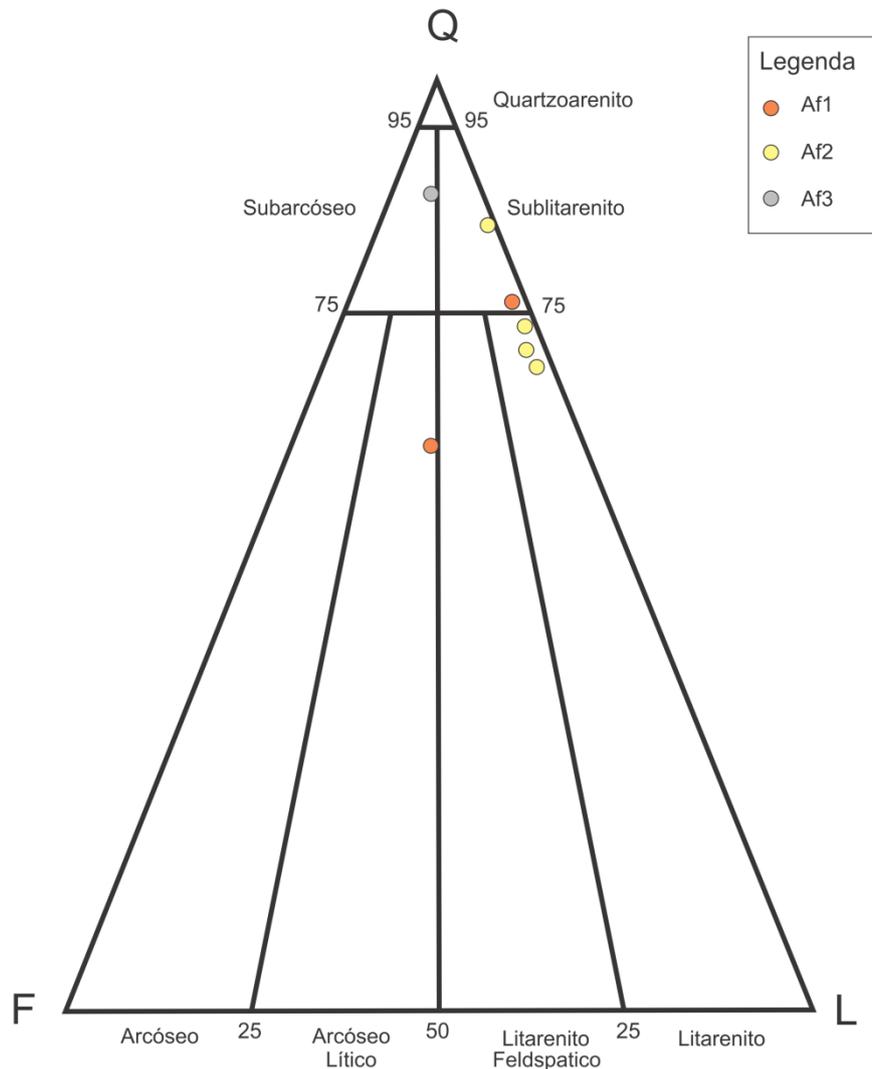


FIGURA 14: CLASSIFICAÇÃO MODAL DOS ARENITOS, AGRUPADOS DE ACORDO COM A ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SEDIMENTARES, UTILIZANDO O DIAGRAMA TERNÁRIO – QFL – DE FOLK (1980).

Os arenitos classificados como litarenitos apresentam mais de 75% de fragmentos líticos e pouca ou nenhuma matriz. São rochas imaturas, ricas em constituintes detríticos instáveis como fragmentos de rochas metamórficas e micas. Sublitarenitos e subarcóseos apresentam de 5 a 25% de fragmentos líticos e feldspatos, respectivamente, e representam estágios transicionais de maturidade e mineralogia (FOLK, 1980).

QUADRO 4: COMPOSIÇÃO MODAL DOS ARENITOS. QT - QUARTZO TOTAL (QM+QP), FDT - FELDSPATO TOTAL (K-FD+PL), LT - LÍTICOS TOTAIS (LM+LS+LI), QM - QUARTZO MONOCRISTALINO, QP - QUARTZO POLICRISTALINO, K-FD - FELDSPATO POTÁSSICO, PL -

PLAGIOCLÁSIO, LM - LÍTICO METAMÓRFICO, LS - LÍTICO SEDIMENTAR, LI - LÍTICO ÍGNEO, MT – MATRIZ, C – CIMENTO (SÍLICA+ARGILOMINERAIS), OX - ÓXIDO DE FERRO, P - POROSIDADE.

Amostras	Constituintes Detríticos (%)										Constituintes Diagenéticos (%)			
	Qt	Fdt	Lt	Qp	Qm	K-Fd	PI	Lm	Ls	Li	Mt	C	Ox	P
BI-22 <sup>a</sup>	76,4	2,3	21,3	57,0	19,4	2,3	-	5,3	15,9	-	<1	1	5	-
BI-23C	53,7	24,3	21,9	47,9	5,8	21,0	3,3	0,9	21,0	-	<1	3	10	1
BI-20 <sup>a</sup>	84,8	0,5	14,6	71,3	13,5	0,5	-	12,0	2,6	-	-	1	10	-
BI-20C	73,9	1,7	24,3	59,2	14,7	1,7	-	20,5	3,8	-	-	7	20	-
BI-20D	69,5	2,2	28,2	48,4	21,1	2,2	-	25,9	2,3	-	-	1	20	1
BI-22B	71,1	2,6	26,2	42,5	28,6	2,6	-	25,3	0,9	-	-	5	10	3
BI-20B	87,9	6,8	5,1	68,3	19,6	6,8	-	2,4	2,8	-	-	1	10	5

### 9.1. CONGLOMERADOS E ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIAS DE LEQUES SUPERIORES DOMINADOS POR FLUXOS DE DETRITOS

Os conglomerados estudados possuem clastos de uma variedade de rochas metamórfica, sedimentares e ígneas, que incluem fragmentos de quartzo leitoso, xistos, quartzitos, metapelitos, gnaiss, arenitos, pelitos, silitos e granitos, e tamanhos que variam de 2 mm a 10 cm de diâmetro, sub-arredondados e sustentados por clastos em uma matriz arenosa. Estes conglomerados foram classificados, de acordo com o diagrama de Boggs Jr. (2009), como conglomerados metamórficos (Figura 15). Os resultados da análise modal estão representados nos quadros 5 e 6, e a caracterização de seus constituintes detríticos e diagenéticos serão apresentadas a seguir.

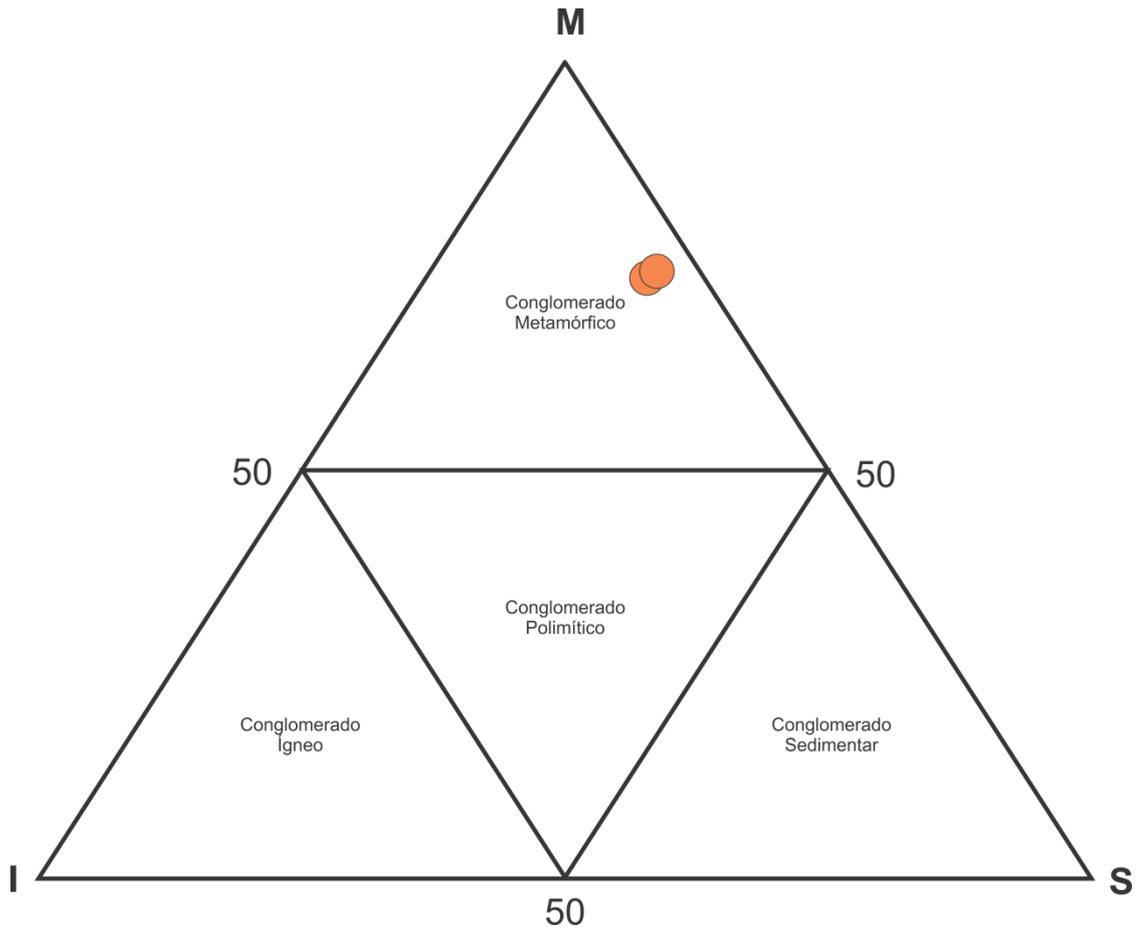


FIGURA 15: CLASSIFICAÇÃO DOS CONGLOMERADOS DE ACORDO COM O DIAGRAMA DE BOGGS JR. (2009).

QUADRO 5: ANÁLISE MODAL DO ARCABOUÇO DOS CONGLOMERADOS.

Amostras	Clastos Metamórficos (%)	Clastos Sedimentares (%)	Clastos Igneos (%)	Matriz (%)
BI-20E	75	20	5	10
BI-20F	74	23	3	10

QUADRO 6: ANÁLISE MODAL DOS CONSTITUINTES DETRÍTICOS E DIAGENÉTICOS DA MATRIZ DOS CONGLOMERADOS.

Amostras	Constituintes Detríticos (%)										Constituintes Diagenéticos (%)		
	Qt	Fdt	Lt	Qp	Qm	K-Fd	PI	Lm	Ls	Li	C	Ox	P
BI-23A	56,9	19,0	24,0	49,8	7,1	14,8	4,2	0,3	22,8	0,9	<1	10	1
BI-23B	57,6	26,6	15,7	52,7	4,9	21,7	4,9	2,5	12,8	0,4	<1	10	-

A matriz destes conglomerados é mal selecionada, média a grossa, composta por grãos com baixa esfericidade e formas que variam de sub-angulosas a sub-arredondadas, sem orientação preferencial.

Os **constituintes detríticos** incluem grãos de quartzo policristalinos e monocristalinos, feldspato, líticos metamórficos, sedimentares e ígneos, e zircão.

Os grãos de quartzo policristalinos apresentam granulometria média a grossa, 0,5 a 1 mm de diâmetro, possuem baixa esfericidade, formas anédricas, sub-angulosas a sub-arredondadas, e extinção ondulante. O contato entre os subgrãos são geralmente suturados (Figura 16A e 16F). O quartzo monocristalino apresenta granulometria fina a média, 0,2 a 0,5 mm de diâmetro, com baixa esfericidade, formas anédricas, sub-arredondadas, e extinção ondulante (Figura 16D).

Os grãos feldspato possuem granulometria média a grossa, de 0,5 a 1,5 mm de diâmetro, esfericidade alta a moderada, com formas anédricas e geralmente sub-arredondados. Exibem maclas em xadrez, típicas do microclínio (Figura 16A), e maclas polissintéticas, geralmente atribuídas ao plagioclásio. Em alguns grãos é possível observar maclas múltiplas e textura mimerquítica.

Os líticos metamórficos incluem clastos de mica-xistos (Figura 16B) e quartzitos. Apresentam granulometria média a grossa, 0,5 a 1 mm de diâmetro, esfericidade baixa a moderada e com formas sub-arredondadas. Alguns líticos metamórficos se encontram “esmagados” entre os grãos do arcabouço formando pseudomatriz.

Os líticos sedimentares são compostos por arenitos e siltitos que apresentam em média 1 mm de diâmetro, com esfericidade moderada e formas sub-arredondadas. Internamente os grãos de arenito são compostos predominantemente por quartzo monocristalino e feldspato, com granulometria fina, esfericidade moderada, formas sub-angulosas a sub-arredondadas, e matriz argilosa (Figuras 16A e 16C).

Os líticos plutônicos incluem fragmentos de granitóides com tamanhos de 0,5 a 2 mm de diâmetro, esfericidade moderada e formas sub-arredondadas (Figura 16D).

Os grãos de zircão são raros nesta associação, e apresentam formas prismáticas com granulometria fina, 0,2 mm (Figura 16E).

Os **constituintes diagenéticos** representam menos de 1% do arcabouço e incluem cimento de argilomineiras (Figura 16F) composto por caulinita e illita, e quartzo autigênico, que ocorre geralmente preenchendo fraturas intergranulares (Figura 16E).

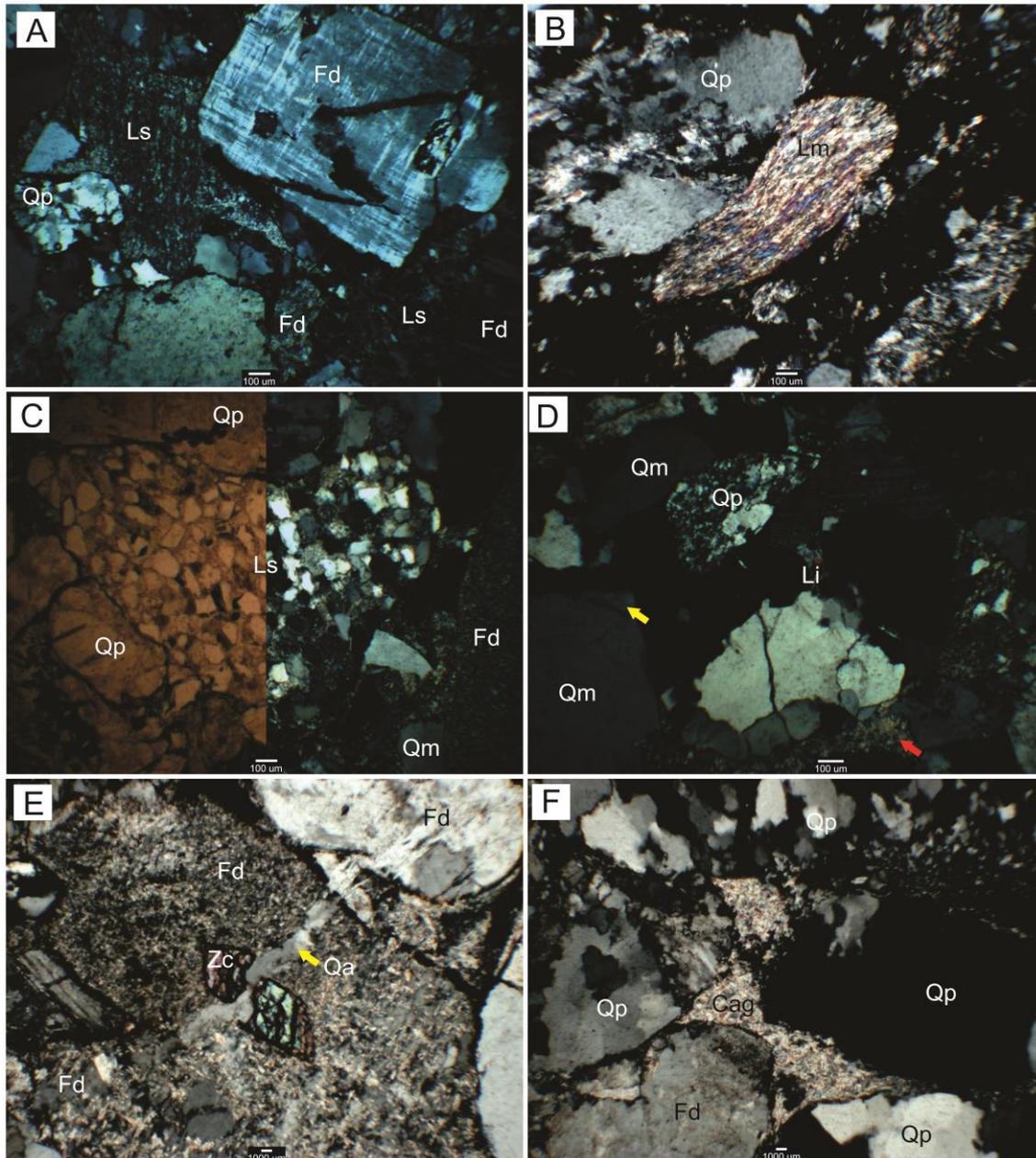


FIGURA 16: FOTOMICROGRAFIAS DOS CONSTITUINTES DETRÍTICOS E DIAGENÉTICOS DA MATRIZ DOS CONGLOMERADOS. A) PORÇÃO DO ARCABOUÇO COMPOSTA POR QUARTZO POLICRISTALINO (QP), FELDSPATO (FD – MICROCLÍNIO) E LÍTICOS SEDIMENTARES (LS). NESTA FIGURA PODE-SE OBSERVAR UM LÍTICO SEDIMENTAR ESMAGADO ENTRE OS GRÃOS, FORMANDO PSEUDO MATRIZ. B) LÍTICO METAMÓRFICO (LM) APRESENTANDO TEXTURA LEPIDOBLÁSTICA (MUSCOVITA-XISTO). C) DESTAQUE PARA O LÍTICO SEDIMENTAR (LS) REPRESENTADO POR UM FRAGMENTO DE ARENITO, SOB LUZ NATURAL A ESQUERDA, E LUZ POLARIZADA A DIREITA. D) DESTAQUE PARA O FRAGMENTO LÍTICO ÍGNEO (LI) REPRESENTADO POR UM FRAGMENTO DE GRANITO. A SETA AMARELA INDICA A FORMAÇÃO DE CIMENTO DE SÍLIXA – QUARTZO AUTIGÊNICO (QA). A SETA VERMELHA ESTÁ INDICANDO PSEUDO MATRIZ FORMADA PELO ESMAGAMENTO DE UM GRÃO DE SILTITO. E) GRÃO DE ZIRCÃO (ZC) COM FRATURA INTERGRANULAR PREENCHIDA POR QUARTZO AUTIGÊNICO (QA). F) CIMENTO DE ARGILOMINERAIS COMPOSTO PREDOMINANTEMENTE POR CAULINITA E ILITA, ENTRE OS GRÃOS DE QUARTZO E FELDSPATO.

Os arenitos desta associação de fácies foram classificados como arcóseo lítico e sublarenito. No geral, estas rochas possuem granulometria média a muito grossa e

são mal selecionadas. Os grãos apresentam baixa esfericidade com formas angulosas a arredondadas, sem uma orientação preferencial. A maioria dos contatos é côncavo-convexo, entretanto, é possível observar contatos suturados e retos.

Os **constituintes detríticos** incluem grãos de quartzo policristalinos e monocristalinos, líticos sedimentares e metamórficos, feldspato e muscovita.

Os grãos de quartzo policristalinos possuem diâmetros que variam de 0,5 a 2 mm, com esfericidade baixa a moderada, formas anédricas, sub-angulosas a sub-arredondadas, e extinção ondulante. Os subgrãos apresentam contatos retos a suturados entre si, e em alguns casos é possível observar deformação em sua estrutura interna. Os grãos de quartzo monocristalinos possuem diâmetros que variam entre 0,1 a 1mm, com esfericidade alta a moderada, formas anédricas angulosas a sub-arredondadas e extinção altamente ondulante.

Os líticos sedimentares (Figura 17) incluem arenitos, siltitos e pelitos. Estes fragmentos apresentam diâmetros que variam de 0,5 a 1mm, com esfericidade baixa a moderada e formas sub-angulosas a sub-arredondadas. Internamente os grãos de arenito são compostos principalmente por quartzo monocristalino e feldspato, com diâmetro médio de 0,1 mm, esfericidade alta a moderada, formas anédricas e sub-angulosas, e matriz argilosa. Os grãos de quartzo possuem extinção reta à levemente ondulante, enquanto que, em alguns grãos de feldspato é possível observar maclas polissintéticas características do plagioclásio.

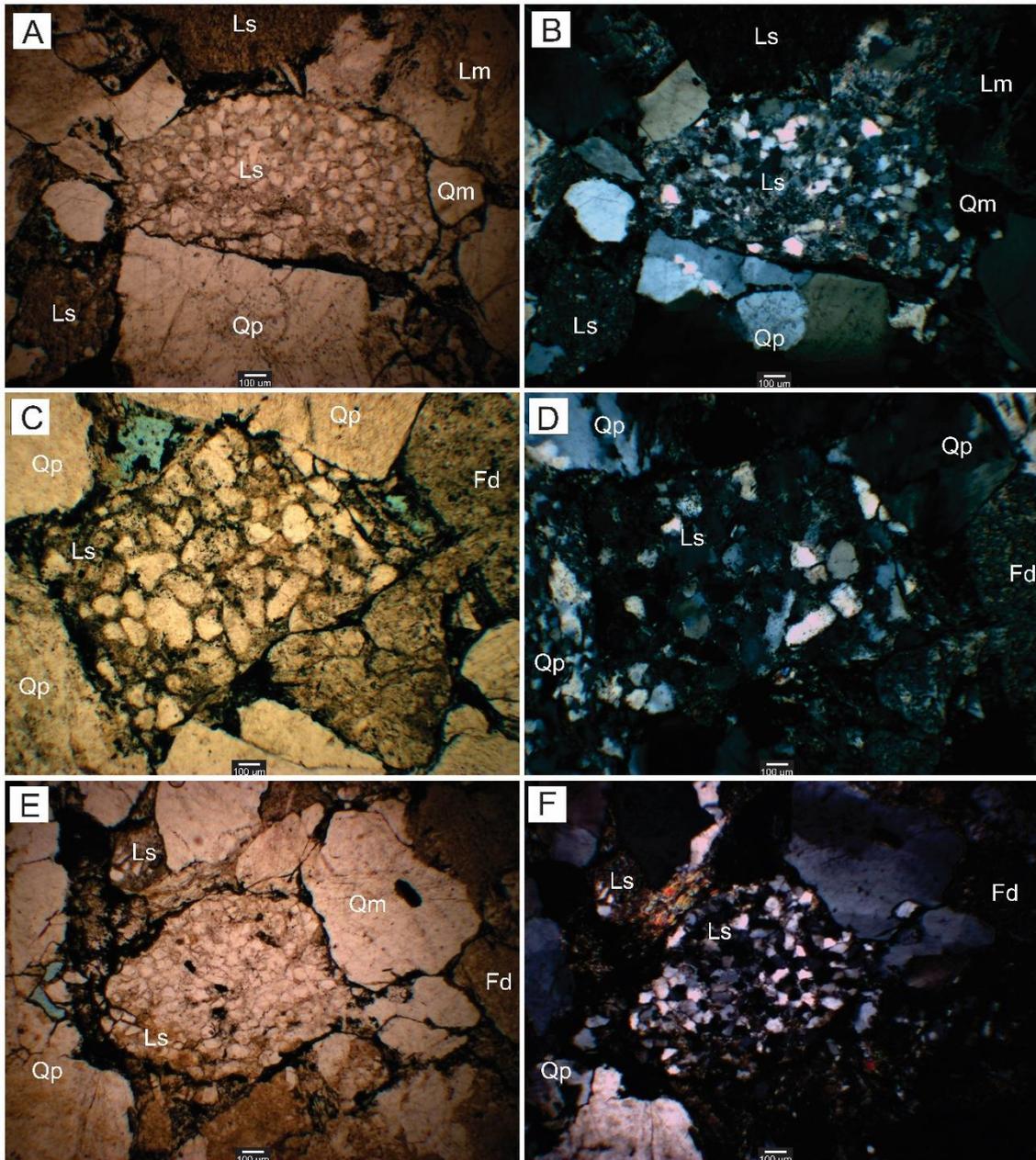


FIGURA 17: FOTOMICROGRAFIAS DOS CONSTITUINTES DETRÍTICOS DOS ARENITOS. AS FIGURAS A, B, C, D, F, G E H DESTACAM A PRESENÇA DE LÍTICOS SEDIMENTARES, ENTRE GRÃOS DE QUARTZO E FELDSPATO, REPRESENTADOS POR FRAGMENTOS DE ARENITOS FINOS A MÉDIOS, COMPOSTOS PREDOMINANTEMENTE POR QUARTZO MONOCRISTALINO E FELDSPATO.

Os líticos metamórficos compreendem mica-xistos (Figura 18A) e milonitos (Figura 18B), os quais apresentam de 0,5 a 1 mm de diâmetro, com baixa esfericidade e formas sub-arredondadas. Os grãos de mica-xistos são identificados principalmente pela textura lepidoblástica (orientação das micas), característica típica deste tipo de rocha.

Os grãos de feldspato possuem diâmetros que variam de 0,1 a 1,5 mm. Apresentam esfericidade baixa a moderada, com formas anédricas e sub-arredondadas. Encontram-se bem alterados, associados a cristais de illita, e ainda, é possível

observar maclas polissintéticas, características de plagioclásio, e maclas em xadrez, típicas de microclínio (Figura 18D).

A muscovita apresenta tamanhos variados, até 0,5 mm. Encontram-se geralmente “esmagadas” entre os grãos do arcabouço e em alguns casos apresentam alteração associada à ilita e formação de quartzo autigênico (Figura 18C).

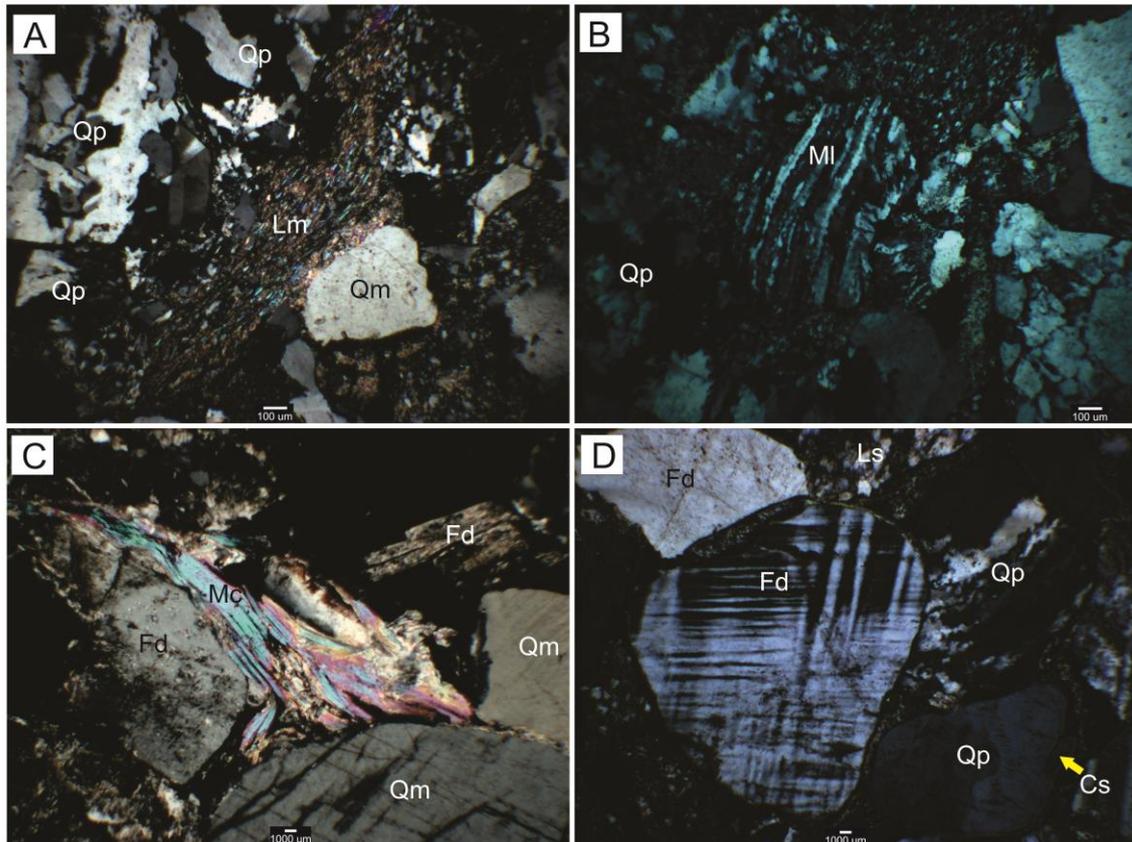


FIGURA 18: FOTOMICROGRAFIAS DOS CONSTITUINTES DETRÍTICOS DOS ARENITOS DAS FÁCIES SUPERIORES. A) LÍTICO METAMÓFICO (LM) REPRESENTADO POR FRAGMENTO DE MUSCOVITA-XISTO. B) MILONITO (ML). C) GRÃO DE MUSCOVITA ESMAGADO ENTRE GRÃOS DE QUARTZO E FELDSPATO. É POSSÍVEL OBSERVAR A ALTERAÇÃO DO GRÃO PARA ILITA E FORMAÇÃO DE QUARTZO AUTIGÊNICO (SETA). D) GRÃOS DE FELDSPATO (Fd) E QUARTZO POLOCRISTALINOS. A SETA AMARELA INDICA CRESCIMENTO SINTAXIAL DE QUARTZO AUTIGÊNICO (CS – CIMENTO DE SÍLICA).

Os **constituintes diagenéticos** representam uma pequena proporção do arcabouço (<10%) e incluem ilita, caulinita, esmectita, clorita, quartzo autigênico e óxido de ferro que aparece geralmente preenchendo espaços intergranulares. A ilita ocorre como cristais muito finos oriundos da alteração da caulinita e grãos de feldspato (Figura 19A). A caulinita, por sua vez, é pouco frequente no arcabouço, sendo identificada pela associação mineral e baixa birrefringência. A esmectita ocorre na borda de alguns grãos do arcabouço na forma de franjas, associada a caulinita e ilita

(Figura 19B) . Também é possível identificar clorita, a qual se encontra associada ao óxido de ferro, geralmente nos espaços intergranulares. O quartzo autigênico, ocorre como crescimento sintaxial em grãos de quartzo monocristalinos quando estes apresentam, ou não, contatos levemente suturados com grãos adjacentes (Figura 19C). Ocorrem também preenchendo fraturas intergranulares e intragranulares (Figura 19D).

Com relação às feições diagenéticas mais comuns desta associação de fácies, pode-se ressaltar os contatos côncavo-convexos e suturados, grãos "esmagados" e porosidade secundária. A porosidade representa menos de 1% do arcabouço e é caracterizada pela dissolução de grãos instáveis, denominada porosidade móldica, e pela dissolução do cimento (Figura 19C). Fraturas intergranulares e intragranulares são pouco frequentes e por vezes aparecem preenchidas por sílica (Figura 19D).

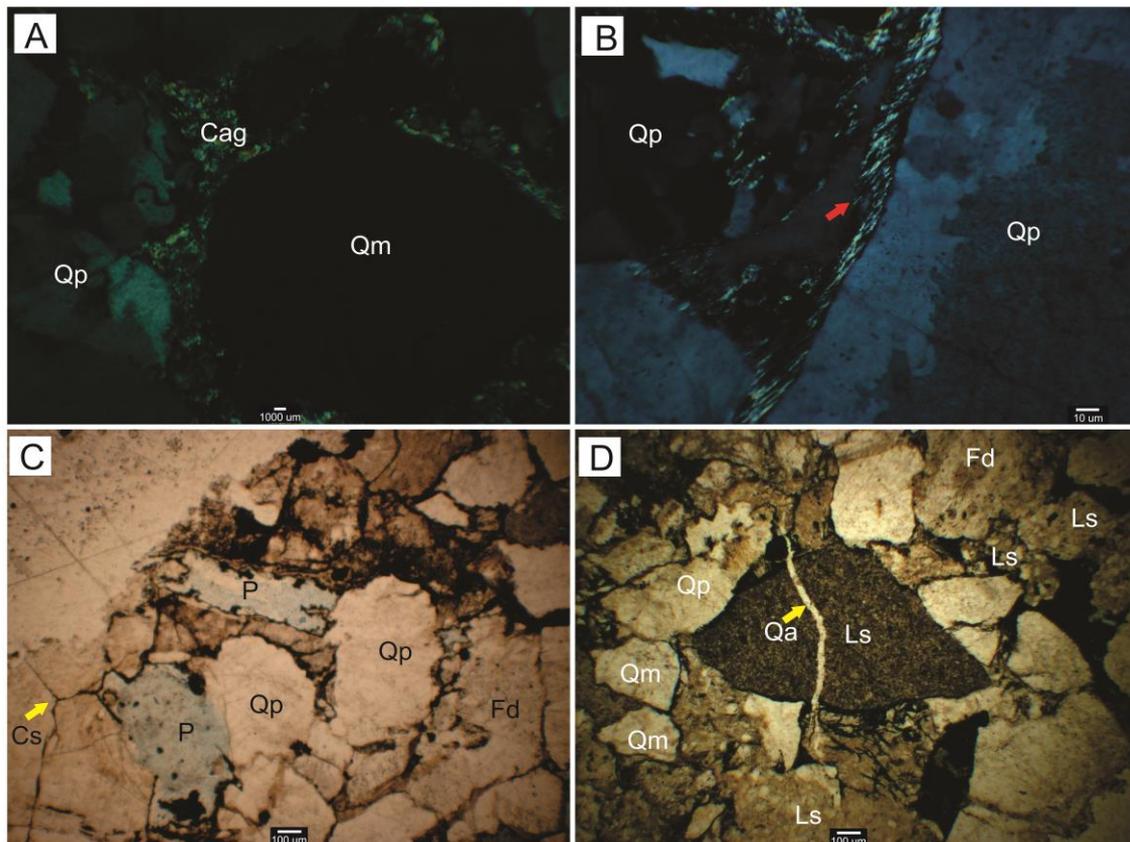


FIGURA 19: FOTOMICROGRAFIAS DOS CONSTITUINTES DETRÍTICOS E DIAGENÉTICOS DOS ARENITOS. A) CIMENTO DE ARGILOMINERAIS (CAG) ENTRE GRÃOS DE QUARTZO POLI E MONOCRISTALINOS. B) FRANJA DE ARGILOMINERAIS NA BORDA DO GRÃO DE QUARTZO (SETA VERMELHA). C) POROSIDADE SECUNDÁRIA (P) E CIMENTO DE SÍLICA (Cs). D) FRATURA INTERGRANULAR PREENCHIDA POR QUARTZO AUTIGÊNICO (QA).

## 9.2 ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES INTERMEDIÁRIOS COM CANAIS ENTRELAÇADOS

Os arenitos desta associação de fácies foram classificados como litarenitos e sublitarenitos. Apresentam granulometria fina a média e mal selecionadas. A maioria dos grãos possui baixa esfericidade e exibe formas angulosas a sub-arredondadas, sem orientação preferencial. O contato entre os grãos é bastante diversificado, no entanto é possível observar um predomínio de contatos côncavo-convexos e suturados.

Os **constituintes detríticos** incluem grãos de quartzo policristalinos e monocristalinos, líticos metamórficos e sedimentares, feldspato e micas.

Os grãos de quartzo policristalinos possuem diâmetros que variam de 0,05 a 1 mm, com baixa esfericidade e formas anédricas, sub-arredondadas, e extinção ondulante. Os subgrãos apresentam contatos suturados e extinção ondeulante. Enquanto que, os grãos de quartzo monocristalinos possuem diâmetro médio de 0,5 mm, esfericidade alta a moderada com formas anédricas, sub-angulosas a sub-arredondadas, e extinção ondulante a levemente ondulante (Figura 20A).

Os líticos metamórficos compreendem grãos de metapelitos, muscovita-quartzitos e milonitos (Figuras 20A-C). Os metapelitos se encontram geralmente “esmagados” entre os grãos do arcabouço, apresentam granulometria média, 0,5mm, com baixa esfericidade e formas sub-arredondadas. Os grãos de muscovita-quartzito possuem diâmetros que variam de 0,5 a 1 mm, com esfericidade moderada e formas sub-angulosas a sub-arredondadas, e textura granolepidoblástica. Os milonitos apresentam de 0,5 a 1 mm de diâmetro, com baixa esfericidade e formas sub-arredondadas.

Os líticos sedimentares são pouco frequentes nesta associação e incluem grãos de pelitos, siltitos e arenitos. Os pelitos estão geralmente muito alterados, ou “esmagados” entre os grãos do arcabouço formando uma pseudo-matriz. Apresentam granulometria fina, 0,1 a 0,3 mm, com baixa esfericidade e formas sub-arredondadas. Os grãos de arenito também estão alterados, no entanto é possível observar a composição predominantemente quartzo-feldspática, de granulometria fina, com grãos exibindo alta esfericidade, formas sub-arredondadas, e matriz argilosa (Figuras 20D-E).

O feldspato apresenta, aproximadamente, 0,5 mm de diâmetro, baixa esfericidade e formas subédricas, sub-arredondadas.

As micas detríticas incluem grãos de muscovita e biotita, as quais apresentam tamanhos de 0,5 mm aproximadamente, com formas bem alongadas e sub-arredondadas. Geralmente estão bem alterados, associadas a cristais de caulinita e illita, ou “esmagados” entre os grãos do arcabouço (Figura 20F).

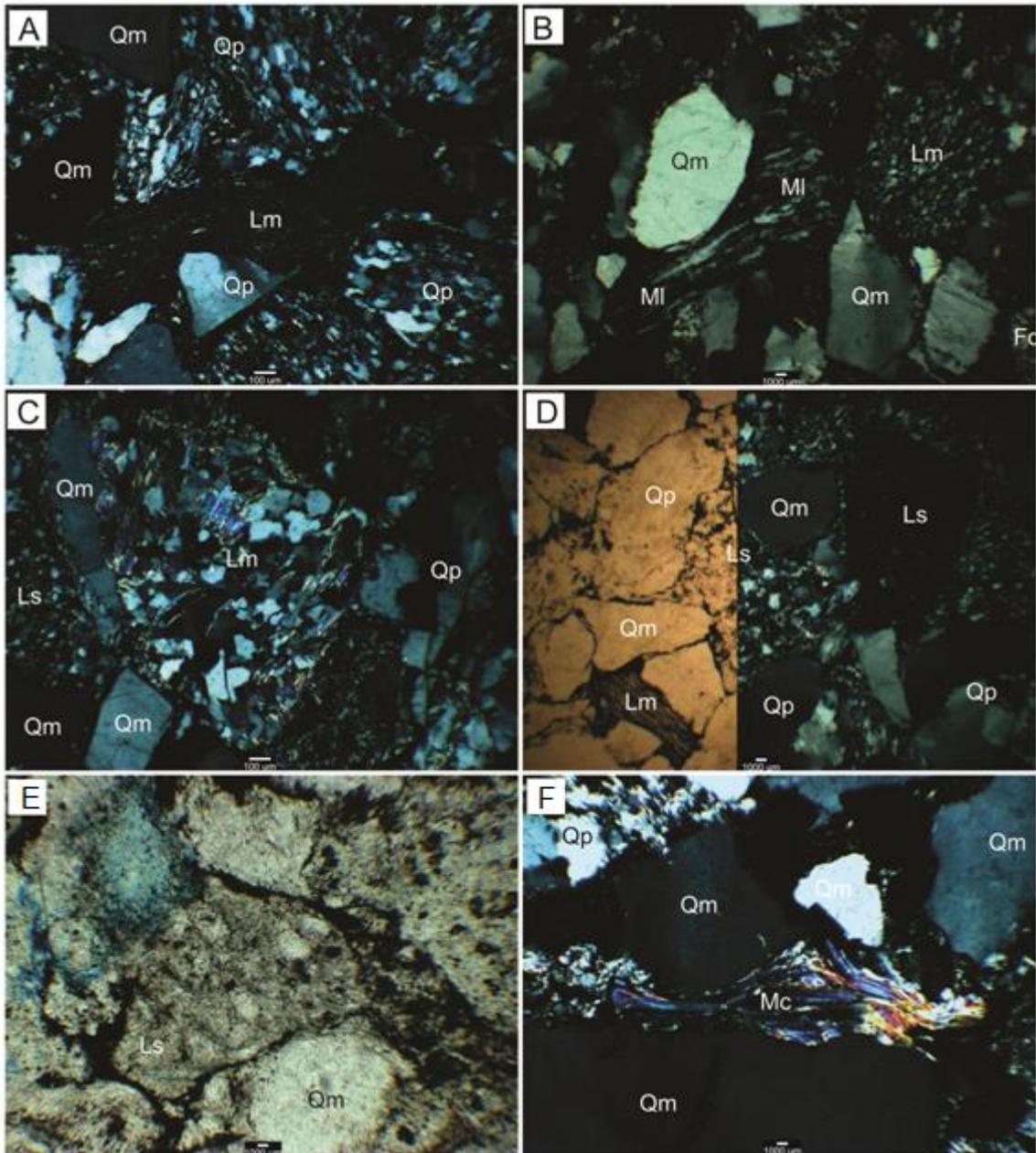


FIGURA 20: FOTOMICROGRAFIAS DOS CONSTITUINTES DETRÍTICOS DOS ARENITOS DAS FÁCIES INTERMEDIÁRIAS. A) LÍTICO METAMÓRFICO (LM) REPRESENTADO POR FRAGMENTO DE METAPÉLITO DEFORMADO, ENTRE GRÃOS DE QUARTZO MONO (QM) E POLICRISTALINOS (QP). B) FRAGMENTOS DE MILONITO (ML). C) DESTAQUE PARA O LÍTICO METAMÓRFICO (LM) REPRESENTADO POR UM FRAGMENTO DE MUSCOVITA-QUARTZITO. D E E) DESTAQUE PARA O LÍTICO SEDIMENTAR (LS) REPRESENTADO POR FRAGMENTO DE ARENITO. F) MUSCOVITA ESMAGADA ENTRE OS GRÃOS DO ARCABOUÇO.

Os **constituintes diagenéticos** correspondem a 10% do arcabouço, com exceção de uma amostra que apresentou cerca de 20%. Estes constituintes incluem caulinita, illita, clorita, óxido de ferro e quartzo autigênico.

A caulinita está associada à alteração de feldspato e micas, apresenta hábito hexagonal, porém, encontram-se muito alteradas, sendo substituída por cristais de illita, com formas de placas e bordas irregulares (Figura 21A). A clorita ocorre associada aos grãos de micas e óxido de ferro, enquanto este se encontra disperso no arcabouço e preenchendo fraturas intragranulares (Figura 21D). O quartzo autigênico ocorre como crescimento sintaxial em grãos de quartzo monocristalinos (Figura 21B - C).

As principais feições diagenéticas são esmagamento de fragmentos líticos (Figura 20F) e porosidade secundária (Figura 21B) que representa menos de 1% do arcabouço e é caracterizada pela dissolução de grãos instáveis e cimento argiloso.

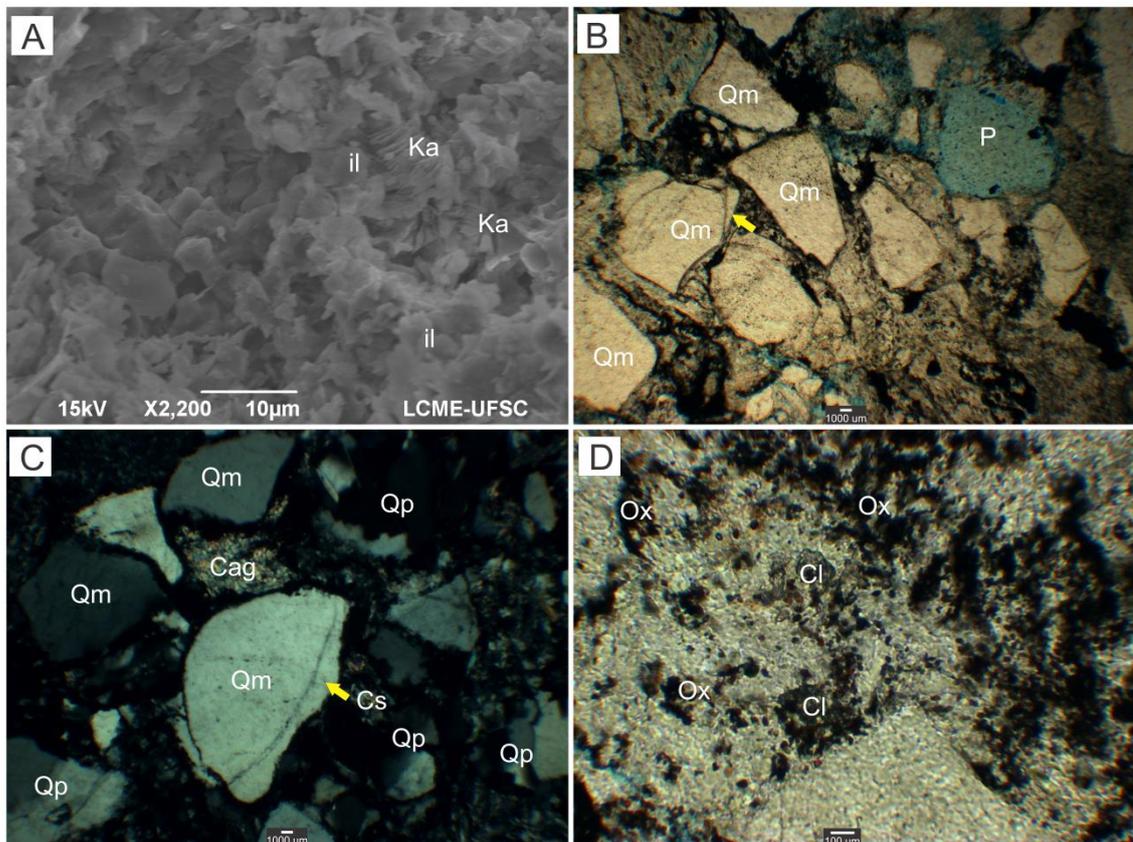


FIGURA 21: FOTOMICROGRAFIAS ÓPTICAS E MEV DOS CONSTITUINTES E FEIÇÕES DIAGENÉTICAS. A) CRISTAIS DE CAULINITA (KA) SENDO SUBSTITUÍDOS POR ILITA (IL). B) POROSIDADE (P) CARACTERIZADA PELA DISSOLUÇÃO DE GRÃOS INSTÁVEIS E CIMENTO ARGILOSO (EM AZUL). A SETA AMARELA INDICA CRESCIMENTO SINTAXIAL DE QUARTZO AUTIGÊNICO (CIMENTO DE SÍLICA – Cs). C) CIMENTO DE ARGILOMINERAIS (CAG), COMPOSTO PRINCIPALMENTE POR CAULINITA E ILITA E CIMENTO DE SÍLICA (Cs). D) CLORITA (CL) ASSOCIADA AO ÓXIDO DE FERRO (OX).

### 9.3 ARENITOS DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES INFERIORES DISSIPATIVOS

Os arenitos desta associação de fácies foram classificados como subarcóseos. Apresentam granulometria fina a média e são moderadamente selecionados. A maioria dos grãos do arcabouço apresentam esfericidade baixa a moderada e formas angulosas a sub-arredondadas, sem orientação preferencial, com contatos retos a suturados, por vezes pontuais.

Os **constituintes detríticos** incluem, predominantemente, grãos de quartzo policristalinos e monocristalinos, líticos metamórficos, feldspato e micas.

O quartzo policristalino apresenta em média 0,5 mm de diâmetro, com esfericidade moderada e formas anédricas, sub-angulosas a sub-arredondadas. Os subgrãos apresentam contatos suturados e extinção ondulante. Enquanto que, grãos de quartzo monocristalinos possuem tamanhos que variam de 0,2 a 0,5 mm, com esfericidade baixa a moderada, formas anédricas, sub-angulosas a sub-arredondadas, e extinção altamente ondulante (Figura 22A).

Os grãos de feldspato apresentam diâmetros de 0,5 mm aproximadamente, com esfericidade moderada e formas anédricas, sub-arredondadas. Encontra-se muito alterados, associados a cristais de caulinita e illita.

Os líticos metamórficos incluem xistos (Figura 22A) e muscovita-quartzitos, com aproximadamente 2,5 mm de diâmetro, baixa esfericidade e formas sub-arredondadas.

Os líticos sedimentares, pouco frequentes, incluem pelitos e arenitos com tamanhos que variam de 0,2 a 0,5 mm de diâmetro, esfericidade moderada e formas sub-arredondadas (Figura 22B).

Muscovitas e biotitas estão dispersas pelo arcabouço, e geralmente se encontram esmagadas entre os grãos de quartzo ou alteradas, associadas a cristais de illita e quartzo autigênico. Grãos de turmalina são comuns, e apresentam em média 0,2 mm de diâmetro e formas prismáticas (Figura 22C).

Os **constituintes diagenéticos** representam, aproximadamente, 10% do arcabouço e incluem óxido de ferro, caulinita, illita, clorita e quartzo autigênico.

O óxido de ferro é o constituinte diagenético mais representativo do arcabouço. Ocorre geralmente nos espaços intergranulares, e também disperso pelos grãos (Figura 22F). A caulinita e a illita, ocorre na como cimento de argilominerías, e estão associadas à alteração dos grãos de feldspato, líticos micáceos e micas, enquanto que, a clorita ocorre associada geralmente ao óxido de ferro e biotitas (Figura 22D-E). O quartzo autigênico, ocorre como crescimento sintaxial em grãos de quartzo monocristalinos, e a presença de cuttans de óxido de ferro facilitam sua identificação (Figura 22C).

As feições diagenéticas mais comuns desta associação de fácies são os contatos suturados, grãos "esmagados", porosidade secundária e fraturas intergranulares e intragranulares, geralmente preenchidas por óxido de ferro. A porosidade representa menos de 1% do arcabouço e é caracterizada pela dissolução de grãos instáveis, denominada porosidade móldica (Figura 22F).

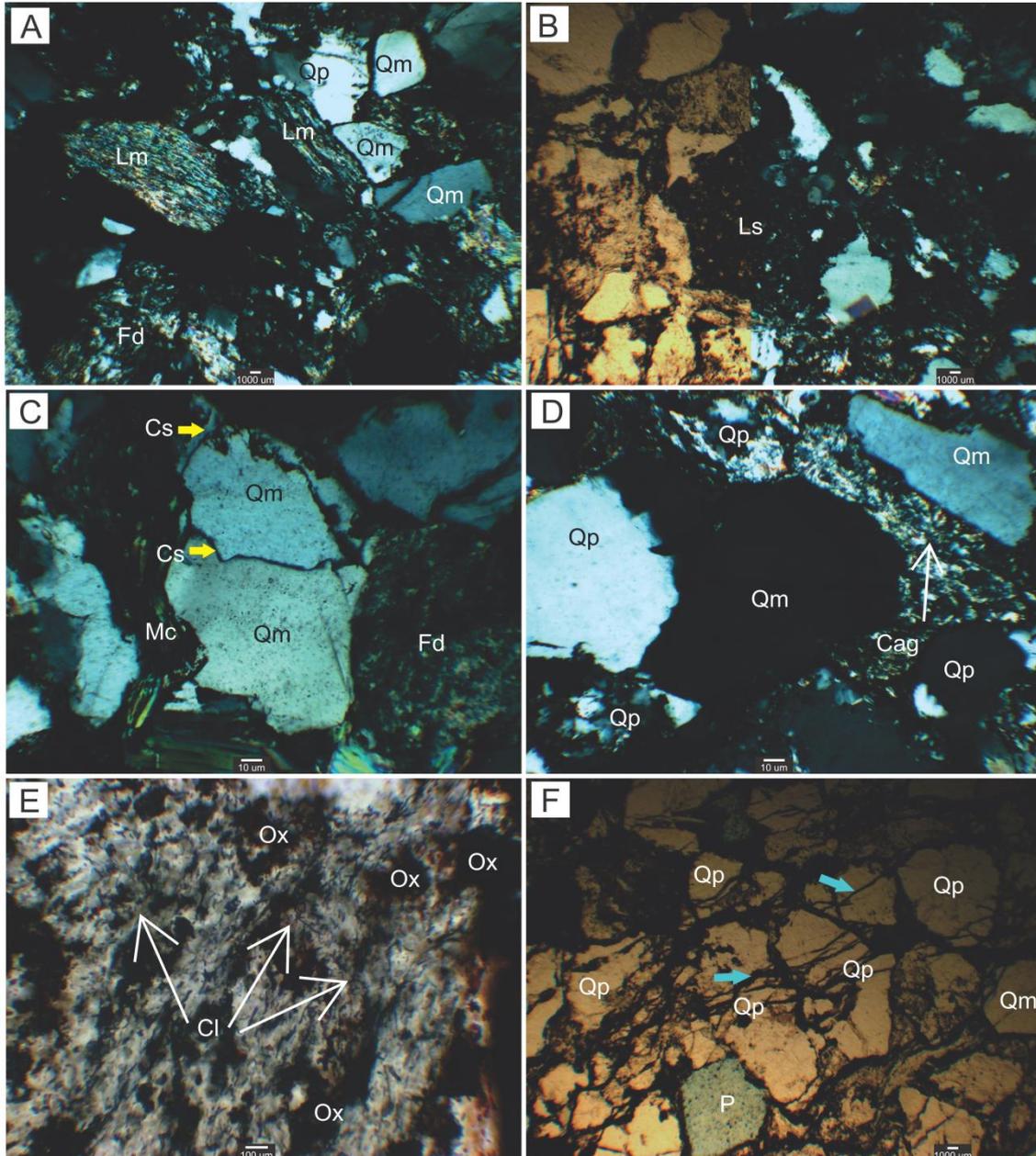


FIGURA 22: FOTOMICROGRAFIAS DOS CONSTITUINTES DETRÍTICOS E DIAGENÉTICOS DOS ARENITOS DISTAIS. A) PORÇÃO DO ARCABOUÇO COMPOSTA POR QUARTZO POLI (QM) E MONOCRISTALINO (QP), FELDSPATOS (FD) E LÍTICOS METAMÓRFICOS (LM). B) DESTAQUE PARA O LÍTICO SEDIMENTAR (LS) REPRESENTADO PELO FRAGMENTO DE ARENITO FINO, POUCO FREQUENTE NESTA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES. C) MUSCOVITA DEFORMADA ENTRE OS GRÃOS DE QUARTZO. AS SETAS AMARELAS INDICAM O SOBRECRESCIMENTO DE QUARTZO AUTIGÊNICO (CS – CIMENTO DE SÍLICA). D) CIMENTO DE ARGILOMINERAIS (CAG) ENTRE GRÃOS DE QUARTZO MONO E POLICRISTALINOS. E) DESTAQUE PARA CLORITA (MINERAL ESVERDEADO) ASSOCIADA AO ÓXIDO DE

FERRO (Ox) (PORÇÕES ESCURAS). F) FRATURAS INTERGRANULARES PREENCHIDAS POR ÓXIDO DE FERRO (SETAS AZUIS) E POROSIDADE SECUNDÁRIA (P).

## 10. PROVENIÊNCIA DETRÍTICA

Os constituintes detríticos dos arenitos e conglomerados refletem diretamente a composição das rochas da área fonte. Fragmentos líticos em arenitos e conglomerados são as evidências mais inequívocas da litologia da área fonte, assim como dados de paleocorrente, que são indicativos seguros da localização de fontes potenciais (BOGGS Jr, 2009; NICHOLS, 2009).

A composição destas rochas é controlada primeiramente pelo ambiente tectônico, seguido de outros fatores como o relevo, o clima, mecanismo de transporte, ambiente deposicional e alterações diagenéticas (DICKINSON *et al.*, 1983).

A plotagem dos valores percentuais dos constituintes detríticos das amostras de arenitos nos diagramas de proveniência de Dickinson (1985) (Figura 23A) e Weltje (2006) (Figura 23B) revelou que a quase totalidade das rochas estudadas apresentam proveniência de orógenos reciclados, caracterizados pela abundância de grãos de quartzo e metassedimentares.

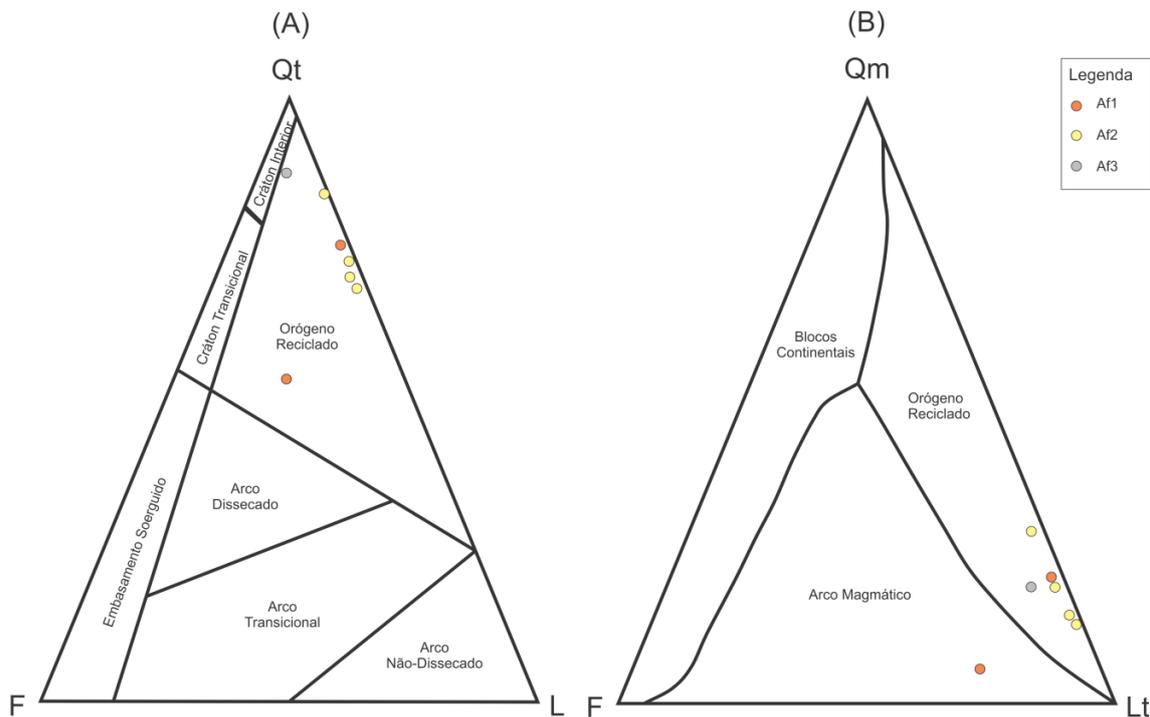


FIGURA 23: COMPOSIÇÃO MODAL DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO BAÚ PLOTADOS NOS DIAGRAMAS INDICADORES DE PROVENIÊNCIA DE DICKINSON (1985) (A) E WELTJE (2006) (B).

Como relatado no capítulo 5.1 estes arenitos representam as porções proximais, intermediárias e distais de um sistema de leques aluviais, e, portanto se encontram adjacentes às áreas de proveniência.

Considerando o contexto geológico regional da área de estudo, a composição detrítica das rochas estudadas e os dados de paleocorrente, que indicam áreas-fonte a sudeste e sudoeste dos afloramentos, é possível sugerir que as fontes potenciais para os sedimentos desta região são as rochas retrabalhadas do Paleoproterozóico, granitóides do Batólito Florianópolis e principalmente os metassedimentos do Complexo Metamórfico Brusque (Figura 3).

Contudo, é necessário ressaltar a grande quantidade de fragmentos líticos sedimentares encontrados nessas rochas e que não fazem parte das litologias identificadas em nenhuma das fontes potenciais citadas. Uma possível interpretação seria de que esses fragmentos são oriundos da própria Bacia do Itajaí, o que colocaria a Formação Baú no topo do Grupo Itajaí e não na base como sugerido por Basei *et al.* (2011). Outra seria de que essas rochas apresentam uma idade de deposição posterior à idade máxima de deposição da bacia, situação que excluiria a Formação Baú do Grupo Itajaí.

No entanto, para confirmar essas interpretações, estudos mais detalhados de proveniência como, por exemplo, dados geocronológicos e geoquímicos, são fundamentais.

## 11.CONCLUSÕES

As sucessões sedimentares da área de estudo foram agrupadas em três associações de fácies, Af1, Af2 e Af3, que representam respectivamente, as porções superiores, intermediárias e inferiores de um sistema de leques aluviais.

A associação de fácies de leques superiores corresponde a espessos pacotes de conglomerados clastos-sustentados, maciços, intercalados por lentes de arenito, depositados por fluxos de detritos e retrabalhados por canais fluviais efêmeros. As associações de fácies de leques intermediários com canais entrelaçados (Af2) e inferiores dissipativos (Af3), correspondem aos depósitos da planície aluvial, e incluem espessos pacotes de arenitos maciços a estratificados, sobre os quais progradam os depósitos cascalhosos da Af1.

As sucessões apresentam padrões cíclicos de sedimentação, com mudanças bruscas de litologia e fácies que indicam uma forte dinâmica sedimentar, condicionada principalmente pela tectônica. O padrão estratigráfico dominante com granocrecência ascendente é compatível com o modelo evolutivo proposto para a

bacia, e as medidas de paleocorrente, atestam transporte sedimentar preferencial de sudeste para noroeste.

O predomínio de grãos de quartzo policristalinos e metassedimentares nos conglomerados e arenitos deste sistema deposicional, sugere proveniência de orógenos reciclados, o que corrobora com os dados de paleocorrente, e revela o Complexo Metamórfico Brusque como principal fonte potencial para os sedimentos da borda sul da Bacia do Itajaí, na localidade de Gaspar.

## 12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADEGAS, F.; SCHERER, C.M.S.; BORN, C. Arcabouço estratigráfico da Formação Sergi (Jurássico Superior) na Bacia de Almada, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, p. 2-19. 2012.

ASSINE, M. L. Ambiente de Leques Aluviais. In: da Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. e Magalhães, A. J. C. **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca-Ball, 2008. p. 53-71.

ALLEN, P.A.; ALLEN, J.R. **Basin Analysis**. 2. ed. Blackwell Publishing: Oxford, 2005. 549 p.

APPI, C.J. **The Late Precambrian Itajai Group Gondwana Symposium-Field excursion A2 Guide Book** Paulo.1988.

APPI, C.J. ; SOUZA CRUZ, C.E. - **Curso de Sistemas Depositionais da Bacia do Itaja** - Roteiro de Campo SEDES/PETROBRAS- Rio de Janeiro, 1988.

APPI, C.J.; SOUZA CRUZ, C.E. Estratigrafia de sequências na Bacia do Itajaí. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. **Anais**. Natal: v.1, 1990. p.93-106. 1990.

ARZANI, N. **Catchment lithology as a major control on alluvial megafan development, Kohrud Mountain range, central Iran**. In: Earth Surface Process and Landforms, v. 37, p. 726-740. 2012.

BALLICO, M.B. **Análise de fácies e sequências deposicionais em sistemas continentais e estuarinos do topo da Formação Tombador, Mesoproterozóico, Chapada Diamantina, Brasil**. (Dissertação de Mestrado)-Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Rio Grande do Sul. 2012.

BASEI, M.A.S. **O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. 193 p. (Tese de doutorado) Universidade de São Paulo, São Paulo.1985.

BASEI, M.A.S. ; TEIXEIRA, W. **Geocronologia do Pré-Cambriano/ Eopaleozóico de Santa Catarina**. In: SILVA, L.A. & BERTOLUZZI, C.A. eds. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina -1:500.000. Florianópolis, DNPM/CPRM, v.3, p. 91-130. 1987.

BASEI, M.A. .S. O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. **Anais**, v.6, p.2649-2657. 1990.

BASEI, M.A.S.; MCREATH, I.; SIGA JR., O. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A Review. **Gondwana Research**, v.1, p.383-391. 1998

BASEI, M.A.S.; SIGA Jr. O.; MASQUELIN O.M.; HARARA O.M.; REIS NETO J.M.; PRECIOZZI, P. **The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton**. In: CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 31st. IGC, p.311-334. 2000.

BASEI, M.A.S.; DRUKAS, C.O.; NUTMAN, A.P.; WEMMER, K.; DUNYI, L.; SANTOS, P.R.; PASSARELLI, C.R.; CAMPOS NETO, M. C.; SIGA Jr., O., OSAKO, L. The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, v.100, p. 543–569. 2011.

BITENCOURT, M.F.; HACKSPACHER, P.C.; NARDI, L.V.S. **A Zona de Cisalhamento Major Hercino – Santa Catarina**. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 2, Atas, p. 214-216. 1989.

BLAIR, T.C. ; MCPHERSON, J. G. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary process, and facies assemblages. **Journal Sedimentary Research**, v.64,p.450-489. 1994.

BOGGS, Jr. S. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Cambridge University Press, UK: 2009. 600 p.

CALDASSO, A.L.S.; CAMAZZOTO, E.; RANGRAB, G.E.; SILVA, M.A.S. Os granitóides Valsungana, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamórficos do Complexo Brusque, SC. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, **Anais**, v.3, p. 104-1116. 1988.

CITRONI, S.B. **Ambientes deposicionais e significado geotectônico da sedimentação do Grupo Itajaí-SC**. (Dissertação de Mestrado)- Universidade de São Paulo. 1993.

COSTA, M., NASCIMENTO, M.S. **A sedimentação Neoproterozóica na Bacia do Itajaí, leste de Santa Catarina: paleoambientes, composição e diagênese de arenitos**. (Dissertação de Mestrado)- Universidade Federal do Paraná. Curitiba, PR. 2014.

DAVIS, R.A. JR; **Depositional systems: A genetic approach to sedimentary geology**. University of South Florida. 1983. 669 p.

DECELLES, P.G.; GILES, K.A. Foreland basin systems. **Basin Research**,v.8, p.105-123. 1996.

DICKINSON, W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. **Provenance of arenites**, v.148, p. 333-361. 1985.

DICKINSON, W.R.; BEARD, L.; BRAKENRIDGE, G.R.; ERJAVEC, J.L.; FERGUSON, R.C.; INMAN, K.F.; KNEPP, R.E.X.A.; LINDBERG, F.; RYBERG, P.T. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.94,n.2,p. 222. 1983.

DUTRA, E.B. **Reconhecimento topográfico e geológico no Estado de Santa Catarina, Brasil**. DNPM/SGM. Boletim, v.21,p.31-56. 1926.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R. Associações de Fácies em depósitos Neoquaternários de terraço na Bacia do Rio do Peixe, região ocidental paulista. **Revista Geociências da Unesp**, v. 22, n. 1, p. 5-16. 2003.

FOLK, R.L. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphill, Austin, Texas: 1980. 159 p.

FONSECA, M.M. **Sistemas Depositionais e Estratigrafia de Sequências da Bacia do Itajaí (SC) e detalhamento do complexo turbidítico de Apiúna**. 149 p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo. 2004.

FRASER, G.S., DECELLES, P.G. Geomorphic Controls on sediment accumulation at margins of a foreland basins. **Basin Research**, v.4, p.233-252. 1992.

GERHARD, E. **Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget**. Springer-Verlag, Berlin. p. 615. 1992.

GRESSE, P.G.; CHEMALE, Jr. F.; da SILVA, L.C.; WALRAVEN, F.; HARTMANN, L.A. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and Southern Brazil. **Basin Research**, v.8,p.157-171. 1996.

GUADAGNIN, F., CHEMALE, Jr F., DUSSIN, I.A. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation. **Precambrian Research**, p.156–182. 2010.

GRAHAM, S. A.; TOLSON, R. B.; DECELLES, P. G.; INGERSOLL, R. V.; BARGAR, E.; CALDWELL, M.; CAVAZZA, W.; EDWARDS, D. P.; FOLLO, M. F.; HANDSCHY, J. F.; LEMKE, L.; MOXON, I.; RICE, R.; SMITH, G. A.; WHITE, J. **Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation**. In: ALLEN, P. A.; HOMEWOOD, P. (eds.). *Foreland Basins: Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, n. 8. Oxford, London, 1986.

HARTMANN, L.A.; LEITE, J.A.D.; SILVA, L.C.da, REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; SANTOS, J.O.S.; VASCONCELLOS, M.A.Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, v.47,p. 829-844. 2000.

HASUI, Y. **A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional**. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 29, n. 2, p. 141-169. 2010.

ISSLER, R.S. **Bacia periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas**. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, Anais... Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 184-198. 1985.

JONES, A. P. Late quaternary sediment sources, storage and transfers within mountain basins using clast lithological analysis: Pineta Basin, central Pyrenees, Spain. **Geomorphology**, v. 34, n. 3-4, p. 145-161, 2000.

KAUL, P.F.T. **Projeto Brusque - Serra do Taboleiro**. Porto Alegre, Convênio DNPM/CPRM. 282 p. 1976.

KREBS, A.S.J., LOPES, R. C., CAMOZZATO, E. Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na folha Botuverá (Se). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. **Anais** . Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p.82-92. 1990.

LOWE D.R. **Sediment gravity flow, their classification and some problems of application to natural flows and deposits**. In: L.J. Doyle, O.H. Pilkey. (eds). *Geology of Continental Slopes*. SEPM - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publ. n. 27. 1979.

MAACK, R. **Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina**. Arq. Biologia e Tecnologia (IBPT), v. II, p. 63-154. 1947.

MCCANN, T.; SAINTOT, A. A tracing tectonic deformation using the sedimentary record. Geological Society Special Publication, n. 208, p.356. 2003.

MENDES, J.C. **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo, T.A. Queiroz-EDUSP. 566p. 1984.

MIALL, A. D. A review of the braided river depositional environment. **Earth Science Review**, v.13, p.1-62. 1977.

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

MIALL, A.D. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the kayenta formation (lower jurassic), southwest Colorado. **Sedimentary Geology**,v. 55, p.233-262. 1988.

MIALL, A.D. **Principles of sedimentary basin analysis**. New York, Springer-Verlag, 2 ed. 668 p. 1990.

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

Mulder, T., Alexander, J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. **Sedimentology**, v.48, n.2, p.269-299, 2001.

NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy**, 2 ed. West Sussex: Wiley-Blackwell, p. 419. 2009.

NORTH, C.P.; TODD, S.P.; TURNER, J.P. Alluvial fans and their tectonic controls. **Journal of the Geological Society**, London, v.146,p.507-508. 1989.

OLIVEIRA, C.V.; NASCIMENTO, M.S. Composição e proveniência dos arenitos da Formação Rio Maria, leste da província amazônica central, cráton amazônico. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, **Anais**. 2013.

PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S.; CAMPOS, M.C.; MÁRIO C. Caracterização geométrica e cinemática da zona de cisalhamento major gercino e sua importância

na compartimentação dos terrenos pré-cambrianos de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, v.23,n.3,p.234-241,1993.

PHILIPP, R.P.; MALLMANN, G.; BITENCOURT, M.F.; SOUZA, E.R.; LIZ, J.D.; WILD, F.; AREND, S.; OLIVEIRA, A.S.; DUARTE, L.C.; RIVERA, C.B.; PRADO, M. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**,v.34, p.21-34. 2004.

RICCOMINI, C.; GIANNINI, P.C.F.; MANCINI, F. **Rios e processos aluviais**. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. (orgs.). Decifrando a Terra. São Paulo, Oficina de Textos. p 191-214. 2000.

ROSTIROLLA, S.P. **Tectônica e sedimentação da Bacia do Itajaí - SC**. Ouro Preto, Escola de Minas, UFOP, 131 p (Dissertação de Mestrado). 1991.

ROSTIROLLA, S.P.; ALKMIM, F.F.; SOARES, P.C. **O Grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil**: exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de antepaís. B. Geoci. PETROBRAS, v.6,p. 109-122. 1992.

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

SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J.J.; TAKEDA, F.K. **Considerações sobre estratigrafia e tectônica da Série Itajaí**. Boletim Paranaense de Geografia, s.1.1, v. 4/5, p. 188-201. 1961.

SCHEIBE, L. F. **Geologia de Santa Catarina**. Revista Geosul, n. 1. Ano I. Departamento de Geociências, CFH, UFSC. Florianópolis. 1986.

SCHROEDER, G. S. **Análise Tectônica da Bacia de Itajaí**. Porto Alegre: 109 p. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado. 2006.

SCHULZ, Jr. A. ; ALBUQUERQUE, L.F.F. **Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina**. Brasil. DNPM, Porto Alegre, 109 p. 1969.

SCHULZ, A.Jr.; ALBUQUERQUE, LFF.; RODRIGUES, C.S. **Geologia da Quadrícula de Florianópolis, SC**. DNPM. Porto Alegre, Brasil, p. 75. 1970.

SILVA, L. C. **Geologia do pré-cambriano/eopaleozóico de Santa Catarina**. In: SILVA, L.C., BORTOLUZZI, A.A. (eds.) Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina. Santa Catarina: DNPM/CRM-SC, p. 12-90. mapa: Escala 1: 500.000. 1987.

SILVA, L.C. ; DIAS, A.A. **Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil** - Porto Alegre: Convênio DNPM/CPRM, 282 p. 1981.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.A. & FLETCHER, I.R. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v.136,p.203-240. 2005.

SINCLAIR, H.D.; ALLEN, P.A. **Vertical versus horizontal motions in the Alpine Orogenic Wedge**: stratigraphic response in the Foreland Basin. *Basin Res.*, v.4, p.215-232. 1992.

SOARES, P.C. **Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil**. In: Congresso Latino-americano de geologia, 7, Belém, 1988. **Anais**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 63-79. 1988.

SOHN, Y.K.; RHEE, C.W.; KIM, B.C. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, Northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. **Jornal of Geology**. v.107, p.111–132. 1999.

Stanistreet, I.G., McCarthy, T.S. **The okavango fan and the classification of subaerial fan systems**. *Sedimentary Geology* ,v.85, p.115–133. 1993.

TRAININI, T.R.; DIAS, A.A.; KREBS, A.S.J.; SOUZA, E.C.; CAPELETTI, L.; TONIOLO, J.A.; SILVA, L.C.; SILVA, M.A.S. **Projeto Vidal Ramos – Biguaçu**. DNPM/CPRM. Porto Alegre, RS, Relatório Final. 1978.

TEIXEIRA, A. L. **Ambientes geradores dos sedimentos da Bacia Eleutério**. São Paulo, Instituto de Geociências-USP, 132p. (Dissertação de Mestrado).1995.

WALKER, R.G.;JAMES, N.P. (Eds.) **Facies models: response to sea level change**. St. John, Newfoundland. Geol. Asociacion Canada, 1992. 409 p.

WELTJE, G.J. **Ternary sandstone composition and provenance**: an evaluation of the “Dickinson model”, in BUCCIANTI, A., MATEU-FIGUERAS, G., and PAWLOWSKY-GAHN, V., eds., *Compositional Data Analysis in the Geosciences: From Theory to Practice*: Geological Society of London, Special Publication , p. 79–99. 2006.

ZUFFA, G.G., Hybrid Arenites: their composition and classification. **Journal of Sedimentary Petrology**,v. 50, n.1, p. 21-29. 1985.