



UFRJ

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**Fácies Sedimentares de um Leque
de Água Profunda de Margem Ativa,
em Afloramento da Bacia de Itajaí,
Sul do Brasil**

Autor: **Bernardo de Souza Portugal**

Orientador: **Carlos Jorge Abreu (M.Sc.)**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**Fácies Sedimentares de um Leque
de Água Profunda de Margem Ativa,
em Afloramento da Bacia de Itajaí,
Sul do Brasil**

Autor: Bernardo de Souza Portugal
Orientador: Jorge Carlos Abreu (M.Sc.)

Curso: Geologia

Trabalho final de Graduação apresentado em janeiro de 2005 à banca examinadora constituída pelos professores Cláudio Bettini (Ph.D) e Leonardo Borghi (D.Sc), como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Rio de Janeiro, janeiro de 2005

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais e a minha família que, incansáveis, me apoiaram nos momentos mais difíceis da minha vida.

Agradeço em especial a Patrícia, meu amor, que sempre me fortaleceu durante a caminhada.

Agradeço também ao meu orientador, que me apontou o caminho a ser seguido, a Margareth Guimarães pela ajuda imediata, à turma de 1995 e a todos os colaboradores do GEDAP/UFRJ.

Sumário

LISTA DAS ILUSTRAÇÕES	v
LISTA DAS TABELAS	viii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Considerações iniciais	1
1.2 Objetivo	1
1.3 Área de estudo	2
1.4 Métodos e Dados	3
2 DEPOSIÇÃO EM ÁGUAS PROFUNDAS	5
2.1 Histórico	5
2.2 Processos Depositionais	9
2.3 Fácies Sedimentares	16
2.4 Principais Elementos dos Sistemas Turbidíticos.....	32
2.5 Modelos Depositionais	36
3 BACIA DO ITAJAÍ	47
3.1 Geologia Estrutural	48
3.2 Idade, correlação e metamorfismo	49
3.3 Estratigrafia	50
3.4 Complexo Turbidítico de Apiúna.....	55
4 AFLORAMENTO BERGAMOTA	60
4.1 Fácies Sedimentares	60
4.2 Associação de Fácies.....	75
4.3 Interpretação Ambiental.....	79
5 CONCLUSÕES	82
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84

Anexos

Anexo 1 - Seção geológica do afloramento Bergamota

LISTA DAS ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Localização da bacia do Itajaí (Rostirolla & Alkmim, 1992).....	2
Figura 2: Distribuição estimada de óleo <i>in place</i> de acordo com os tipos litológicos das bacias brasileiras (Bruhn, 1998).	8
Figura 3: Esquema com as etapas de formação das correntes de turbidez (Shanmugan <i>et al.</i> 1994).	9
Figura 4: Modelos de transformações de fluxo propostas por Fisher (1983).....	12
Figura 5: Modelo de transformações de fluxo ocorrendo em um fluxo sedimentar gravitacional durante seu movimento talude abaixo e as fácies depositadas segundo Mutti (1992).....	13
Figura 6: Modelo de fácies turbidíticas proposto por Walker (1978).	14
Figura 7: Seqüência turbidítica completa de Bouma (1962).....	17
Figura 8: Modelo de fácies turbidíticas proposto por Mutti & Ricci Lucchi (1972).	19
Figura 9: Esquema de fácies turbidíticas propostas por Lowe (1982).	20
Figura 10: Esquema de fácies turbidíticas de Mutti (1992).	21
Figura 11: Classificação hierárquica baseada na escala física das várias unidades (Mutti & Normark, 1987).....	32
Figura 12: Tipos de eventos caracterizando sedimentação turbidítica com hierarquia e escala de tempo aproximada para as unidades deposicionais descritas na figura 14 (Mutti & Normark, 1987).	33
Figura 13: Modelo deposicional proposto por Normark (1970).	37
Figura 14: Modelo deposicional proposto por Mutti & Ricci-Lucchi (1972).....	39
Figura 15: Perfil geológico esquemático representando o modelo deposicional proposto por Walker (1978).Obs.: FU: <i>finning-up</i> ; CU: <i>coarsening-up</i>	40
Figura 16: Modelo deposicional rico em lama (Reading & Richards, 1994).....	41
Figura 17: Modelo deposicional argilo-arenoso (Reading & Richards, 1994).	42
Figura 18: Modelo deposicional de granulação grossa rico em areia proposto por Bouma (2000).....	43
Figura 19: Modelo deposicional de granulação fina proposto por Bouma (2000), com seções esquemáticas mostrando os respectivos preenchimentos.	45

Figura 20: Mapa geológico regional com localização da bacia do Itajaí segundo Silva (1987), citado em Rostirolla <i>et al.</i> (1992a).....	47
Figura 21: Evolução da divisão estratigráfica da “Série” Itajaí (Rostirolla & Figueira, 1995).	50
Figura 22: Mapa geológico da bacia do Itajaí (Rostirolla <i>et al.</i> 1992b).....	54
Figura 23: Seções geológico-estruturais da bacia do Itajaí (Rostirolla <i>et al.</i> 1992a).....	55
Figura 24: Mapa geológico do Complexo Turbidítico de Apiúna com localização dos principais afloramentos (Rostirolla & Figueira, 1995).	59
Figura 25: Aspecto de campo da fácies F2, com ausência de estruturação interna (aspecto caótico) no perfil P-09.	62
Figura 26: Detalhe da fácies F3 (conglomerado argiloso), no qual observa-se a presença de bola de argila blindada (AB) e um grande clasto de folhelho (CF).	64
Figura 27: Detalhe de uma bola de argila blindada.....	64
Figura 28: Corte basal profundo (linha indicada pelo topo do martelo) do depósito F3 (conglomerado fino clasto-suportado) sobre depósito F3, localizado entre os perfis P-08 e P-07.....	65
Figura 29: Blocos de arenito observados na fácies F3 (indicados pelas setas).	65
Figura 30: Clasto de folhelho de aproximadamente 1 m de comprimento (indicado pelo martelo), observado na fácies F3.	66
Figura 31: Contato abrupto-erosivo (setas) entre as fácies F2 a fácies F3 no perfil P-07. Observa-se que este contato apresenta-se ondulado devido a marcas de carga.....	67
Figura 32: Marcas de carga observadas na fácies F2 indicadas pelas setas.	67
Figura 33: Aspecto da fácies F3, composta por conglomerado clasto-suportado.	68
Figura 34: Camada de arenito da fácies F4 (camada 55) apresentando carpetes de tração, indicados pela alternância de níveis horizontais claros e escuros, devido à variação granulométrica. A camada de arenito possui contato superior e inferior brusco com folhelhos.	69
Figura 35: Fácies F5 cujo topo ondulado está recoberto por fácies folhelho.....	71
Figura 36: Camada de arenito com marcas de ondulação, identificada no perfil P-06.....	72
Figura 37: Camadas tabulares de arenito maciço (F8) intercaladas com arenitos lenticulares delgados e folhelhos.....	73
Figura 38: Aspecto da fácies F9a. Observa-se a alternância rítmica de camadas delgadas de arenito fino a muito fino e folhelhos.....	74

Figura 39: Ritmitos formados pela alternância regular de camadas delgadas e lenticulares de arenito fino a muito fino (F9a) e folhelhos.	75
Figura 40: Perfil geral do afloramento Bergamota e associações de fácies identificadas.....	78
Figura 41: Correlação das associações de fácies estabelecidas com o Modelo de Mutti & Ricci-Lucchi (1972).	81

LISTA DAS TABELAS

Tabela 1: Classificação de fluxos sedimentares gravitacionais proposta por Lowe (1979).....	10
Tabela 2: Classificação de fluxos sedimentares gravitacionais proposta por Postma (1986).....	11
Tabela 3: Subdivisão da Sequência Garcia proposta por Appi (1992) e Rostirolla (1995).	52
Tabela 4: Fácies turbidíticas de Mutti (1992) identificadas no afloramento Bergamota.	61

1 INTRODUÇÃO

1.1 Considerações iniciais

Este relatório apresenta os resultados dos estudos estratigráficos realizados sobre dados de afloramento de rocha denominado “Bergamota”, localizado na bacia Sedimentar de Itajaí, Santa Catarina, constituindo um trabalho de graduação em Geologia.

O estudo das fácies turbidíticas encontradas em antigas bacias sedimentares, expostas atualmente na crosta continental é importante economicamente para a pesquisa e desenvolvimento de campos petrolíferos, particularmente os encontrados nas bacias sedimentares da plataforma continental brasileira. O entendimento dos processos sedimentares que envolvem fluxos turbidíticos e seus depósitos associados fornece subsídio crucial para a descoberta de novos jazimentos de hidrocarbonetos e também para a otimização de sua exploração.

Neste trabalho adotou-se o conjunto de rochas que compõem o afloramento em estudo como um “potencial” reservatório para fases líquidas e gasosas (hidrocarbonetos, água e gás). A partir de dados obtidos de visitas a campo, conduzidas pelo Prof. Jorge Carlos Abreu (M.Sc), foi possível confeccionar uma seção geológica de todo o afloramento, na qual pode-se delimitar a geometria das camadas, suas relações de contato e, desta forma, caracterizar as heterogeneidades deste “reservatório”.

1.2 Objetivo

Este trabalho tem como objetivo principal o reconhecimento das fácies turbidíticas de Mutti (1992) na seção geológica exposta no afloramento denominado “Bergamota”, através da caracterização da geometria e da continuidade lateral das camadas, da distinção de tipos litológicos, da variação interna de cada camada turbidítica e da identificação de estruturas sedimentares. De acordo com estes parâmetros é possível realizar a compartimentalização deste “reservatório” e compreender melhor o comportamento das unidades de fluxo e suas heterogeneidades.

1.3 Área de estudo

O Grupo Itajaí (bacia do Itajaí) ocorre na parte nordeste do Estado de Santa Catarina, na área ao longo do curso médio do rio Itajaí-Açu, entre as cidades de Ibirama e Blumenau, limitada pelos paralelos $26^{\circ} 45'$ e $27^{\circ} 30'$ sul e pelos meridianos $48^{\circ} 45'$ e $49^{\circ} 45'$ oeste. O grupo Itajaí corresponde a uma bacia sedimentar do Proterozóico Superior (588 Ma), representando uma bacia de *foreland* formada durante o fechamento de um cinturão colisional (Rostirolla, 1991).

A bacia do Itajaí abrange uma área de aproximadamente 1.800 km^2 e é caracterizada por uma estrutura alongada orientada segundo a direção ENE-WSW. Posiciona-se entre um bloco cratônico (Complexo Granulítico de Santa Catarina) ao norte e noroeste e uma faixa móvel (composta pelo Complexo Tabuleiro e Grupo Brusque) ao sul e sudeste. Na porção sudoeste a bacia do Itajaí encontra-se parcialmente encoberta por sedimentos paleozóicos da bacia do Paraná (Figura 1).

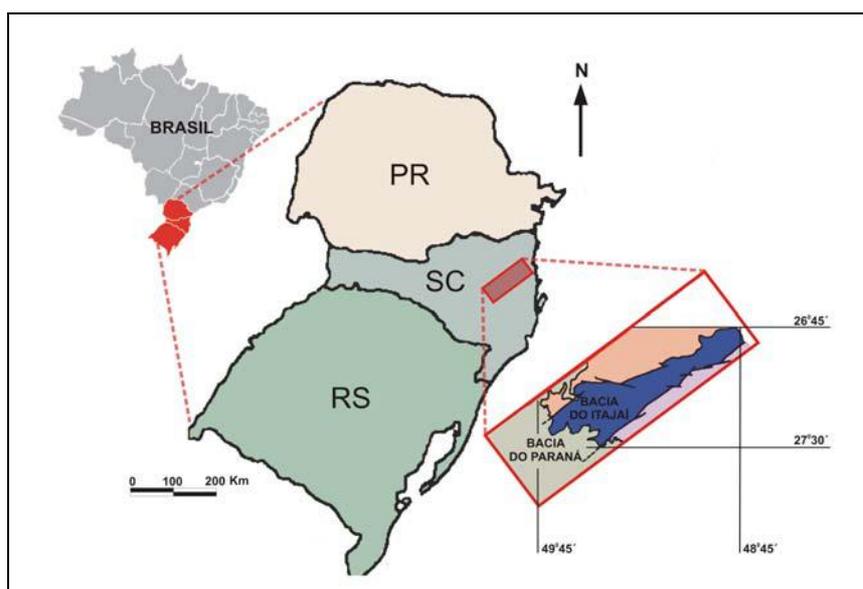


Figura 1: Localização da bacia do Itajaí (Rostirolla & Alkmim, 1992)

O afloramento estudado localiza-se no Km 108 da rodovia BR-470, que liga as cidades de Blumenau e Rio do Sul, na porção sudoeste da seqüência metassedimentar da bacia do Itajaí denominada Complexo Turbidítico de Apiúna (Rostirolla & Figueira, 1995). Além do afloramento Bergamota, o complexo Turbidítico de Apiúna contém outros quatro excelentes afloramentos (Colibri, Pedreira, Apiúna 1 e Apiúna 2), com comprimentos variando de 30 a 300 metros e alturas até 17 metros. Em função de a inclinação regional das camadas ser de 22° , as secções geológicas expostas nestes afloramentos podem apresentar de dezenas a centenas de metros de espessura (Abreu & Carrasco, 1998).

1.4 Métodos e Dados

O presente estudo baseou-se nos dados gerados nas etapas de campo (perfis geológicos, anotações em cardeneta, fotos e desenhos), conduzidas pelo Prof. Jorge Carlos Abreu (M.Sc.) e o pelo geólogo Benjamin Novaes Carrasco. As etapas de campo encontram-se descritas a seguir:

1. Preparação do afloramento

Esta etapa incluiu a retirada cuidadosa de toda a vegetação superficial a fim de promover o acesso seguro até o afloramento e uma visualização adequada para as etapas seguintes.

2. Confecção de perfis geológicos

Confeccionaram-se dos perfis geológicos em escala de detalhe (1:20), nos quais foram registradas as observações de campo. Nesta etapa foram pré-determinados nove pontos de interesse compreendendo todo o afloramento e aproximadamente equidistantes um do outro. Os perfis foram realizados nestes pontos e denominados pelo ponto de origem (p.ex. P-01). Os perfis contemplaram a descrição das litologias, a variação de cores, a variação granulométrica, a geometria, a espessura e a variação lateral das camadas, a correlação dos estratos, a identificação de estruturas sedimentares, as diferenças composicionais, a verificação quanto à presença de indícios de registro fóssilífero e as medições de paleocorrentes. Algumas camadas registradas no perfil foram numeradas e identificadas (no local) nos perfis subsequentes, a fim de controlar a correlação estratigráfica entre as camadas.

3. Aquisição de fotografias do afloramento

Foram feitos registros fotográficos das partes equidistantes em toda a extensão do afloramento. As fotografias foram obtidas com a utilização de máquina fotográfica convencional, equipada com tripé. Procurou-se seguir um espaçamento regular entre as fotos e obtê-las com sobreposição lateral (cerca de 30%) para a confecção da fotomontagem. A visada utilizada na aquisição das fotos foi realizada na direção SSE, o que posicionou a porção ENE do afloramento para o lado esquerdo do observador (leitor) e a porção WSW para o lado direito.

A metodologia utilizada neste trabalho, no qual foi realizado o processamento, a análise e a interpretação dos dados de campo, pode ser subdividida nas seguintes etapas:

1. Digitalização das fotos e montagem fotográfica

As fotos do afloramento foram reveladas e posteriormente digitalizadas com a utilização de um *scanner* e agrupadas entre si recompondo a visualização geral do afloramento em montagem fotográfica digital. Nesta etapa foi utilizada a suíte do programa computacional *Corel Draw* 10.0.

2. Confecção de perfis geológicos digitais e inserção destes na fotomontagem

Todos os dados dos perfis obtidos em campo foram digitalizados utilizando-se o programa AnaSeTe - Análise Seqüencial de Testemunhos[©] (Petrobras S. A.). Os perfis geológicos digitais gerados foram digitalmente sobrepostos na fotomontagem digital, exatamente nos pontos onde foram obtidos.

3. Correlação das camadas descritas nos perfis

Nesta etapa foi confeccionada uma fotomontagem em papel a partir de todas as fotos adquiridas no afloramento. Sobre a fotomontagem em papel foi adicionado um *overlay* transparente (em poliéster) utilizado para o estudo detalhado do afloramento, no qual foram feitas manualmente as marcações e delimitações das camadas rochosas descritas nos perfis e observadas na seção. Foram registrados principalmente os contatos entre as camadas, respeitando-se a numeração definida nos perfis geológicos. Posteriormente foi confeccionada a seção geológica com a inserção digital desta fotomontagem digital, onde finalmente as camadas identificadas foram realçadas através de linhas e cores a fim de promover uma visualização geral dos dados no afloramento estudado.

4. Identificação das Fácies

A identificação e a caracterização das fácies turbidíticas seguiram o modelo de classificação de Mutti (1992). A identificação teve início no momento da descrição do afloramento estudado, sendo posteriormente registrada nos perfis geológicos com o uso do programa AnaSeTe. As fácies foram agrupadas em litologias, as quais estão representadas na seção geológica (anexo 1).

5. Interpretação

Os dados obtidos foram analisados e utilizados para a compartimentalização do reservatório, caracterização dos processos sedimentares envolvidos e seus ambientes deposicionais.

2 DEPOSIÇÃO EM ÁGUAS PROFUNDAS

2.1 Histórico

As correntes de turbidez foram inicialmente reconhecidas no lago Lemane (Genebra) por Forel em 1885 (Forel, 1887). Daly, em 1936, baseado em observações, identificou o transporte sedimentar através do fundo do Lago Lemane como produzido por meio de correntes de turbidez ao longo do *canyon* do rio Rodes, reconhecendo as suas capacidades erosivas.

Baseados nas idéias de Daly (1936), Kuenen (1937) e Bell (1942) iniciaram simulações de correntes de turbidez em laboratório. Os primeiros experimentos foram realizados a partir de uma mistura de água e argila, os quais produziram correntes de baixa densidade e baixa velocidade, sem produzir processos erosivos.

Nos experimentos de misturas de alta densidade, Kuenen (1950) conseguiu obter correntes de turbidez de alta densidade e alta velocidade, porém estes resultados foram questionados pela comunidade científica, principalmente devido às diferenças de escala entre os experimentos e os fenômenos naturais. Kuenen & Migliorini (1950) através de uma síntese de experimentos laboratoriais e dados de campo publicaram o trabalho “*Turbidity currents as a cause of graded bedding*” no qual atribuíam a origem dos estratos arenosos a fluxos turbulentos.

O primeiro registro de corrente de turbidez densa e com alta velocidade, desenvolvida em condições naturais, foi observada por Heezen & Ewing (1952) através do estudo do evento do terremoto ocorrido nos *Grand Banks* em 1929. As correntes induzidas pelo terremoto causaram o rompimento dos cabos submarinos e produziram a deposição de um grande volume de sedimentos arenosos que se estenderam do talude até a porção abissal de Newfoundland.

Os depósitos produzidos por correntes de turbidez foram descritos inicialmente nos sedimentos recentes das bacias sedimentares da Califórnia (Gorsline & Emery, 1959) e comparados com os sedimentos antigos das mesmas bacias (Natland & Kuenen, 1951).

A ocorrência de turbiditos ganhou uma grande aceitação após o trabalho de Arnold Bouma no *Grès de Annot*, dos Alpes Marítimos Franceses. Na localidade de Peira Cava, Bouma reconheceu em 1962 que os turbiditos ocorriam sob a forma de camadas que continham até cinco intervalos distintos reconhecidos, com a denominação literal de *a a e*.

Bouma (1962) agrupou as estruturas sedimentares observáveis em cada estrato produzido por uma corrente de turbidez em regime de desaceleração na chamada “Seqüência de Bouma”, passando a ser amplamente utilizada na descrição de fácies turbidíticas. A porção basal da Seqüência de Bouma (Ta), constituída de um intervalo composto por partículas relativamente grossas e com aparente ausência de estratificação, foi considerada por Sanders (1965) como congelamento de um estrato produzido pelo fluxo granular. A porção superior da mesma seqüência, descrita em detalhes por Sanders (1965), foi considerada como depositada através de processos de decantação e tração.

Logo em seguida, a constatação de Mangin (1962) que sob camadas de turbiditos clássicos ocorriam pegadas de aves palmípedes quase levou a revolução dos turbiditos a uma contra-revolução.

O conceito de fluxo gravitacional sedimentar ou mistura de sedimento e fluido que se movem e se depositam sobre a influência da gravidade foi introduzido por Middleton & Hampton (1973), os quais propuseram quatro principais mecanismos de suporte que agem durante o transporte de fluxos gravitacionais: fluxo de detritos, fluxo de grãos, fluxo liquefeito e fluxo turbulento.

Os experimentos sobre transporte e deposição desenvolvidos por Middleton (1966) junto com os resultados obtidos por Bagnold (1954) forneceram os elementos para se considerar a deposição dos sedimentos transportados por uma corrente de turbidez de alta densidade em função da população granulométrica e sua relação com os mecanismos de suporte do fluxo e das mudanças de eficácia durante a desaceleração do fluxo formando ondas discretas de deposição de areias (Lowe, 1979).

Lowe (1979, 1982) introduziu o conceito de fluxo granular modificado e agrupou os mecanismos deposicionais associados com este tipo de fluxo: coesão e congelamento por atrito, produtos de fluxos com comportamento plástico, e trativos e de suspensão, relativos aos fluxos fluidais. O autor também introduziu o conceito de fluxo turbidítico de baixa e alta densidade em função da relativa concentração e não incluiu a capacidade do fluxo granular e do fluxo liquefeito no transporte a longas distâncias de grandes volumes de sedimentos.

Fisher (1983) introduziu a definição de transformação de fluxo baseando-se principalmente na mudança do comportamento (laminar para turbulento) que os fluxos gravitacionais podem assumir durante seus movimentos.

Normark (1991) evidenciou a importância da descoberta de corrente de turbidez formada a partir de fluxos estacionários e com concentrações menores que aquelas indicadas no limite de Bagnold (1962). Os mesmos autores incluíram, como mecanismos que originam as correntes de turbidez, os fluxos fluidificados e os escorregamentos no talude.

Mutti (1992), baseado na larga experiência dos principais registros sedimentares em todo o mundo, considerou como mecanismos principais responsáveis pela formação das fácies turbidíticas observadas em superfície e sub-superfície: fluxos de detritos coesos, fluxos hiperconcentrados; corrente de turbidez de alta densidade; e correntes de turbidez de baixa densidade.

Kneller, em 1994 (*apud* Della Fávera, 2000), discute a adoção da interpretação da deposição turbidítica como resultado somente de fluxos unidirecionais em desaceleração, como proposto por Kuenen (1957) e pelos sucessivos modelos de Bouma (1962) e Lowe (1982), e propõe uma série de condições, considerando fluxo estacionário, não estacionário, em aceleração e em desaceleração. Kneller ainda enfatiza a importância da interação entre o fluxo e a morfologia do fundo do talude e bacia, os quais condicionam o comportamento do fluxo subsequente e conseqüentemente os processos deposicionais e finalmente o registro faciológico final.

Os trabalhos pioneiros de pesquisadores como E. Mutti, R. Walker, S. Dzulynski reforçaram o conhecimento sobre estes depósitos, mas associaram-nos a uma fácies “clássica”, que hoje é apenas uma minoria em certas bacias sedimentares como as da margem continental brasileira. Dzulynski (*apud* Della Fávera, 2000) chamou de fluxoturbiditos aquilo que não se enquadrava nos turbiditos “clássicos”.

A partir do entendimento dos processos deposicionais e da aplicação dos modelos estudados, estes sendo progressivamente refinados pela sísmica, os turbiditos foram associados a bons reservatórios de petróleo. Segundo Stow & Mayall (2000), estima-se que existam entre 1.200 e 1.300 campos produtores de óleo e gás no mundo, em reservatórios turbidíticos.

No Brasil, a primeira descoberta em bacias da margem continental deu-se no estado de Sergipe em turbiditos da Formação Piaçabuçu, Membro Calumbi. Estima-se que o petróleo *in place* das bacias brasileiras está em cerca de 70% em reservatórios turbidíticos (Figura 2). O mesmo acontece em outros locais do mundo. Este fato explica a importância de se estudar as fácies turbidíticas, bem como a sua geometria deposicional e relação com outras fácies.



Figura 2: Distribuição estimada de óleo *in place* de acordo com os tipos litológicos das bacias brasileiras (Bruhn, 1998).

2.2 Processos Depositionais

Através de estudos experimentais e observações de campo, Kuenen & Migliorini lançaram, em 1957, o termo “turbidito” para os depósitos sedimentares de água profunda originados através de correntes de turbidez. Neste modelo, quando foi proposta a corrente de turbidez como meio de transporte de sedimentos para a geração dos turbiditos, esta era reconhecida como o único fluxo responsável pela geração destes depósitos. Entretanto, com o avanço das pesquisas, observou-se a existência de grandes depósitos compostos por sedimentos grossos e arenitos maciços contrapondo-se à afirmação de que os depósitos turbidíticos eram formados exclusivamente por sedimentos pelíticos (*flysch*). Tais depósitos sedimentares são provenientes da re-sedimentação de materiais da plataforma, que, por variadas causas, desestabilizam-se e formam fluxos de densidade. Estes fluxos deslocam-se pelo talude até atingirem área com menores gradientes, onde perdem velocidade (energia) e seletivamente depositam sua carga sedimentar (Figura 3).

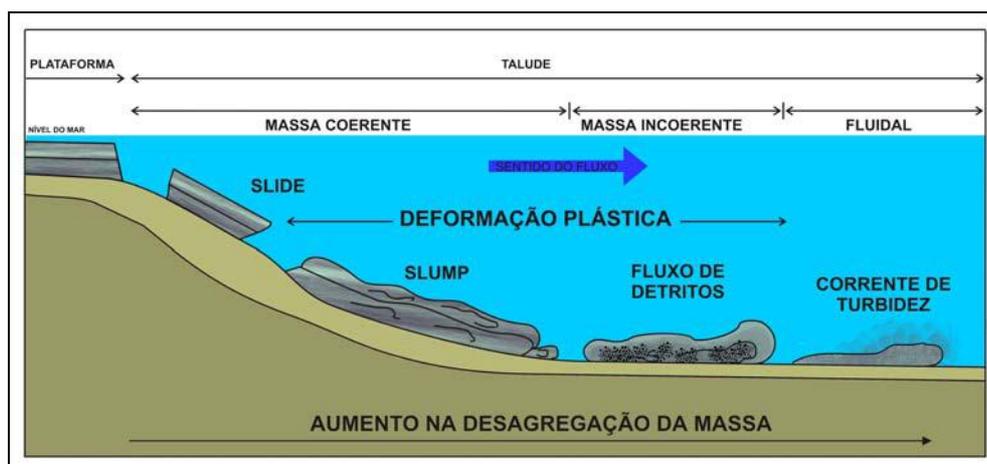


Figura 3: Esquema com as etapas de formação das correntes de turbidez (Shanmugan *et al.* 1994).

As principais causas da instabilização dos sedimentos depositados nas plataformas continentais são principalmente as flutuações do nível do mar, os terremotos e as acumulações relativamente rápidas de espessas camadas de sedimentos, como as que ocorrem em áreas próximas às desembocaduras de grandes rios (Bouma, 2000).

Conforme definido por Middleton & Hampton (1973) os fluxos de densidade carregados de sedimentos e impelidos por gravidade (fluxos sedimentares gravitacionais) referem-se ao fluxo de sedimentos ou de mistura fluido-sedimento que estejam sob a ação da gravidade, tanto em ambientes sub-aquosos quanto sub-aéreos (neste trabalho são referidos apenas os sub-aquosos).

Baseado nos mecanismos de suporte de grãos que atuam durante o transporte dos sedimentos durante o desenvolvimento de um fluxo sedimentar gravitacional, Middleton & Hampton (1973) propõem uma subdivisão dos fluxos em correntes de turbidez, fluxos fluidificados, fluxos detríticos e fluxos granulares.

Lowe (1979), em continuidade à divisão de Middleton & Hampton (1973), classifica os fluxos sedimentares gravitacionais, de acordo com suas propriedades reológicas, em fluxos fluidais e fluxos de detritos, distinguindo-os por suas propriedades fluidais e plásticas, respectivamente. Estes dois tipos principais de fluxos são subdivididos em cinco subtipos de acordo com o comportamento (laminar ou turbulento) e com o mecanismo de suporte dominante das partículas, que atua nos sedimentos mais grossos do fluxo. De acordo com esta classificação, têm-se os cinco tipos de fluxos (Tabela 1).

Tabela 1: Classificação de fluxos sedimentares gravitacionais proposta por Lowe (1979).

COMPORTEAMENTO DO FLUXO	TIPO DE FLUXO		MECANISMO DE SUPORTE
FLUIDO	FLUXO FLUIDAL	1. CORRENTE DE TURBIDEZ	TURBULÊNCIA DE FUNDO
		2. FLUXO FLUIDIZADO	FLUIDO DE PORO EM ESCAPAMENTO (SUPORTE COMPLETO)
		3. FLUXO LIQUEFEITO	FLUIDO DE PORO EM ESCAPAMENTO (SUPORTE PARCIAL)
PLÁSTICO	FLUXO DE DETRITOS	4. FLUXO GRANULAR	PRESSÃO DISPERSIVA
		5. FLUXO DE LAMA OU FLUXO DE DETRITOS COESO	FORÇA DA MATRIZ DENSIDADE DA MATRIZ

- Correntes de turbidez** – correntes nas quais os sedimentos são suportados pela turbulência do fluxo. Subdivide-se em dois tipos: correntes de turbidez de baixa densidade e de alta densidade, de acordo com a menor ou maior quantidade de partículas sólidas na corrente;
- Fluxos fluidificados** – são fluxos em que o sedimento é totalmente suportado pelo movimento de escape de fluidos (sentido ascendente) contidos nos espaços entre grãos;

3. **Fluxos liquefeitos** – são fluxos em que a carga sedimentar não é totalmente suportada pelo movimento de escape de fluidos, e parte das partículas sólidas contidas no fluxo depositam-se, mesmo sofrendo ação do escape de fluidos no sentido contrário ao da sedimentação;
4. **Fluxo de grãos** – são fluxos em que os grãos são suportados por pressão dispersiva devido às colisões das partículas no fluxo;
5. **Fluxos de lama e fluxos coesivos de detritos** – são fluxos em que os grãos mais grossos são suportados pela propriedade coesiva (força e densidade) da matriz.

Postma (1986, *apud* Rosário, 1995) propõe uma classificação para fluxos sedimentares gravitacionais baseada nas condições de fluxo durante a sedimentação e estabelece três condições que definem o tipo de fluxo e seus estágios finais: caráter do fluxo, comportamento do fluxo e concentração de partículas sólidas no fundo. De acordo com essas condições, Postma define oito tipos de fluxos sedimentares gravitacionais (Tabela 2).

Tabela 2: Classificação de fluxos sedimentares gravitacionais proposta por Postma (1986, *apud* Rosário, 1995).

CARÁTER DO FLUXO DURANTE A DEPOSIÇÃO		TIPOS DE FLUXO DURANTE O DESLOCAMENTO		NOME DO DEPÓSITO
turbulento	baixa concentração	não-coesivo	Corrente de turbidez	TURBIDITO
		coesivo	Corrente de turbidez	TURBIDITO COESIVO
	alta concentração	não-coesivo	Corrente de turbidez Piroclástica	NÃO OBSERVADO (?)
		coesivo	Fluxo turbulento altamente coesivo	NÃO OBSERVADO (?)
laminar	baixa concentração	não-coesivo	—	NÃO EXISTE
		coesivo	—	NÃO EXISTE
	alta concentração	não-coesivo	Fluxo liquefeito Fluxo fluidificado Fluxo de grãos Fluxo de grãos modificado (tapete de tração)	DEPÓSITO NÃO-COESIVO DE FLUXO DE DETRITOS
		coesivo	Fluxo coesivo	DEPÓSITO COESIVO DE FLUXO DE DETRITOS

Nesta classificação, Postma indica que o caráter de um fluxo pode variar durante seu deslocamento. Estas variações foram estudadas por Fisher (1983), que as denominou de “transformações de fluxo”.

Como definido por Fisher (1983), transformações de fluxos gravitacionais são mudanças no comportamento do fluxo entre estados laminares e turbulentos, que podem ocorrer mais de uma vez e em diferentes modos durante o fluxo em movimento. As transformações de fluxo sugeridas por Fisher foram divididas em quatro tipos (Figura 4).

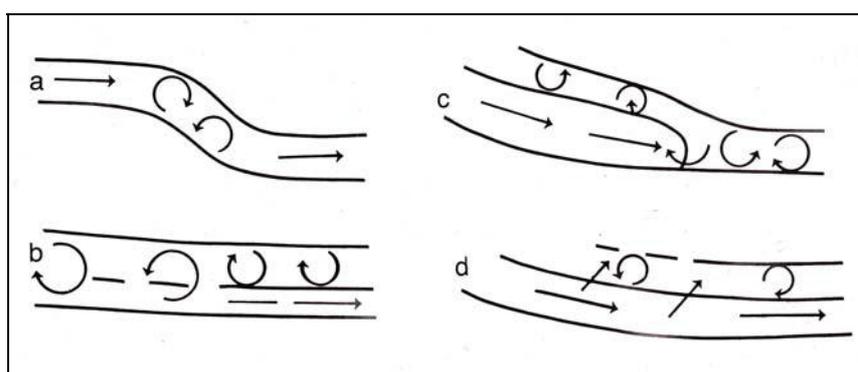


Figura 4: Modelos de transformações de fluxo propostas por Fisher (1983).

- a) **Transformação corporal:** ocorre quando o fluxo muda entre laminar e turbulento dentro do corpo de um fluxo sem adição significativa ou perda de fluido intersticial;
- b) **Transformação gravitacional:** fluxos carregados de partículas, inicialmente turbulentos, tornam-se gravitacionalmente segregados e desenvolvem um subfluxo laminar de alta concentração com um fluxo turbulento mais diluído superior;
- c) **Transformação superficial:** ocorre quando o fluido se mistura ou se perde nos limites do fluxo pelo arraste sobre o topo, ou abaixo do “nariz” de um fluxo de alta concentração, resultando na diluição, turbulência conseqüente e separação entre fluxos laminares e turbulentos;
- d) **Transformação elutriacional:** desenvolve-se por elutriação de partículas em fluidos que se movem para cima a partir de um fluxo de alta concentração de modo a reproduzir uma fase diluída e turbulenta acima da base do fluxo. O estado real de fluxo, seja ele turbulento ou laminar, é difícil de determinar na maioria dos casos.

As transformações de fluxo podem ocorrer simultaneamente, resultando em caracteres diferentes em diferentes partes de um mesmo fluxo. Algumas transformações de fluxo podem induzir à sedimentação e formação de fácies sedimentares, outras não deixam registro deposicional ou exprimem-se principalmente por feições erosivas, que podem estar ou não associadas à deposição. As principais transformações de fluxo e mecanismos de transporte e deposição propostos por Mutti (1992) podem ser observadas na Figura 5.

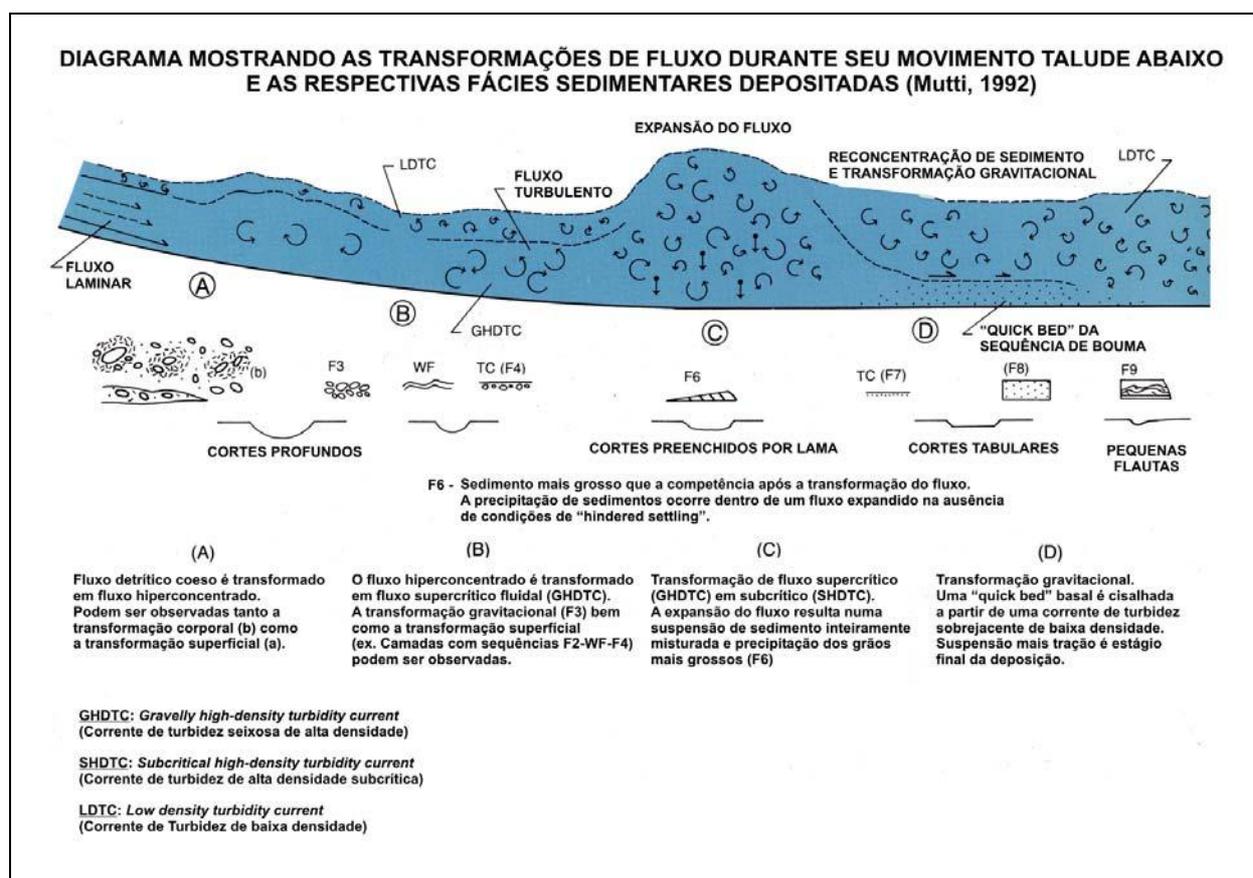


Figura 5: Modelo de transformações de fluxo ocorrendo em um fluxo sedimentar gravitacional durante seu movimento talude abaixo e as fácies depositadas segundo Mutti (1992).

Walker (1978) propõe um esquema para caracterizar os processos que atuam durante a sedimentação de um fluxo e aquelas que atuam durante seus estágios de sedimentação (Figura 6).

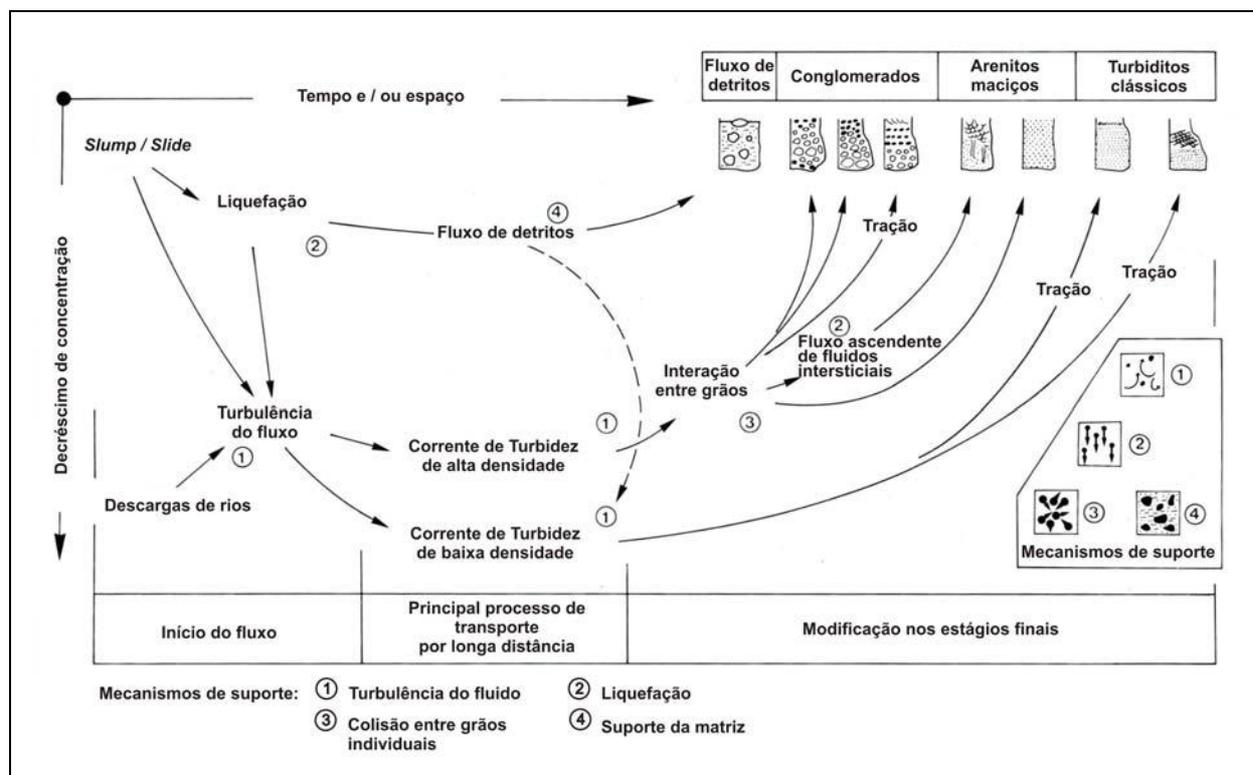


Figura 6: Modelo de fácies turbidíticas proposto por Walker (1978).

Segundo Mutti (1992), os fluxos granulares, liquefeitos e fluidizados, embora conceitualmente importantes, não são aparentemente eficazes no transporte de quantidades significativas de sedimento através de grandes distâncias. Dessa forma, os fluxos de detritos de lama ou coeso e as correntes de turbidez de alta e baixa densidade devem ser considerados como os principais mecanismos responsáveis pelo transporte e deposição da grande massa de turbiditos (Tabela 1).

No caso de correntes de alta densidade, vários mecanismos de suporte de grãos interagem durante os estágios finais de transporte. Estes mecanismos que estão relacionados a altas concentrações de grãos (mais de 20% em volume) dentro da porção basal do fluxo resultam da turbulência do fluido, da precipitação prejudicada, do levantamento da matriz e da pressão dispersiva produzida pela colisão entre os grãos (Lowe, 1982).

Outros processos também são importantes e em alguns casos dominantes para a sedimentação em águas profundas. Em particular, os diamictitos argilosos e arenosos, bem como mega-camadas, são componentes muito comuns de sistemas de talude-aba de plataforma. A passagem de expressivas correntes de turbidez por canais ou em volta de feições topográficas intra-baciais locais pode desestabilizar os sedimentos dos flancos e levar à instalação de fluxos detríticos dentro dos depósitos de canais.

A interação de correntes de turbidez com a topografia do fundo pode levar também à reflexão, deflexão e separação de fluxos e conseqüentemente forma estruturas complexas dentro dos turbiditos depositados. Existem registros da ocorrência de “megaturbiditos”, ou arenitos maciços, alguns com espessura superior a 20m e volume total de 400 Km³.

Na bacia de Campos, ocorrem camadas superiores a 12 metros de espessura, sem sugestão de amalgamações internas. Camadas espessas parecem provir de fluxos que se transformaram em correntes de turbidez uniformes e que contrariam o pensamento antigo de que correntes de turbidez só ocorrem em surtos (*surges*). O processo de desenvolvimento do início dos fluxos turbidíticos deve-se ao acúmulo de fluxos hiperpicnais de longa duração, como por exemplo, inundações de rios ou erupções vulcânicas. Outras interpretações para estes depósitos estão ligadas à ocorrência de abalos sísmicos.

Outro ponto importante a ressaltar é a importância sempre crescente das correntes de fundo ou correntes oceânicas de superfície que tocam o fundo, cujos depósitos ou ação erosiva tem sido alvos de estudos. Contornitos, nome genérico aplicado a estes depósitos, ocorrem associados aos depósitos de fluxos gravitacionais nas bacias brasileiras, sendo alguns considerados reservatórios excelentes para petróleo.

Em 1995, Mutti retorna aos tempos de Kuenen, fornecendo uma das explicações mais simples para explicar os fluxos turbidíticos e seus produtos. O referido autor considera esses fluxos como apresentando apenas duas camadas: uma inferior chamada de fluxo granular, de alta densidade (fácies grossa) e outra, superior, turbulenta.

2.3 Fácies Sedimentares

O termo “fácies” foi introduzido por Gressly em 1938 (Appi, 1991) e tem sido utilizado em diversas áreas da ciência geológica. Na Sedimentologia o termo é utilizado amplamente, dependendo da abordagem e da escala de observação. Neste trabalho, o termo “fácies” sedimentar é usado como unidade fundamental resultante de cada estágio de sedimentação de um fluxo gravitacional, e é caracterizada por reunião de características tais como, tipo de rocha, granulometria, disposição espacial geral dos grãos, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero.

A geologia de fácies constitui um dos pontos importantes da moderna Estratigrafia. Neste sentido, fácies sedimentar ou litofácies é o aspecto de uma rocha caracterizado por seus elementos litológicos e estruturas sedimentares, além da geometria deposicional, fósseis e paleocorrentes. Segundo a definição proposta por Selley (1970, *apud* Appi, 1991): “Fácies sedimentar é a massa de rocha que pode ser definida e distinguida de outras pela sua geometria, litologia, estruturas sedimentares, paleocorrentes e fósseis”, sendo o produto da interação de processos físicos, químicos e biológicos que atuam durante o transporte e deposição dos sedimentos, processos estes característicos de cada ambiente sedimentar.

Um trato de fácies turbidítico é definido como a associação lateral de fácies genéticas que podem ser observadas dentro de uma camada individual ou um pacote de fácies estritamente equivalentes em tempo (Mutti, 1992).

Algumas transformações não deixam registro deposicional; outras se exprimem principalmente por feições erosivas, que podem ou não estar associadas à deposição. Cortes ou escavações (*scours*) precisam, portanto, estar entre os critérios que definem tratos de fácies.

Bouma (1962) a partir de estudos da região de Peyra–Cava (França) reconheceu que os turbiditos ocorriam sob a forma de camadas que continham intervalos fixos, cada um com um número “restrito” de estruturas e denominados com as letras de *a* (porção inferior) a *e* (porção superior). Posteriormente verificou-se que este padrão não descrevia as reais características de depósitos turbidíticos de forma geral.

Walker (1984) afirma que a seqüência de Bouma representa um modelo de grande generalidade para os "turbiditos clássicos", já que é "destilada de um grande número de exemplos - literalmente milhares de camadas individuais". Infelizmente, o principal problema desta afirmação é que, mesmo no caso de "turbiditos clássicos", do qual o modelo de Bouma foi destilado (p. ex., o Arenito *Annot* nos Alpes Marítimos Franceses e várias unidades de *flysch* oligo-miocênicas do noroeste dos Apeninos), a maior parte das divisões basais, de granulação grossa (divisão "a" do modelo) não são desestruturadas, como predito pelo modelo.

Sugere-se, por isso, que a seqüência de Bouma seja mantida para propósitos descritivos gerais, mas que seja abandonada para trabalhos faciológicos mais detalhados, onde fácies genéticas são envolvidas.

Bouma descreveu uma seqüência completa de camadas em depósitos turbidíticos denominada Ta-e (Figura 7). Ressalta-se que nem sempre esta sucessão ocorre de forma completa.

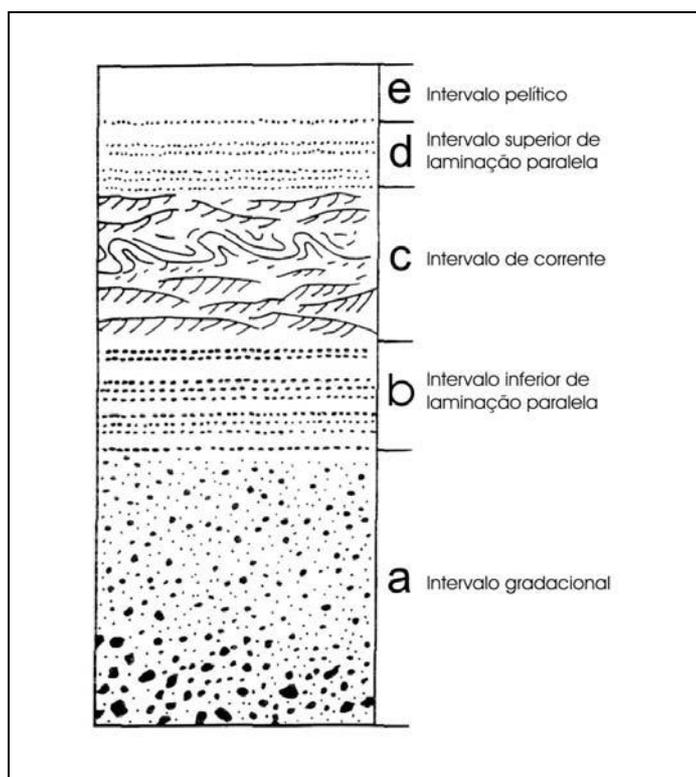


Figura 7: Seqüência turbidítica completa de Bouma (1962).

Intervalo **a** ou **Ta** (intervalo gradacional) – a parte superior é formada por areias, mostrando gradação normal com maior ou menor nitidez. Esta gradação pode ser indistinta ou mesmo ausente (maciço) se o material for bem selecionado. A granulometria é arenosa, podendo conter grânulos e seixos. São também observadas estruturas de escape de fluido.

Intervalo **b** ou **Tb** (intervalo inferior com laminação plano-paralela) – Devido à alternância de lâminas arenosas com diferentes granulometrias, predomina a laminação plano-paralela. A gradação, quando presente, é uma continuação da divisão inferior, mas sempre com predomínio da laminação plano-paralela. O contato entre os intervalos **b** e **a** é geralmente gradacional.

Intervalo **c** ou **Tc** (intervalo com marcas de ondas cavalgantes) – Verifica-se neste intervalo a presença de marcas de onda, geralmente com alturas até 5 cm e extensão menor do que 20 cm, que podem apresentar-se com formas mais convolutas. Apesar da gradação normal, a laminação ondulada torna-a indistinta. O contato com o intervalo **b** geralmente não é bem definido e é do tipo gradacional.

Intervalo **d** ou **Td** (intervalo superior com laminação plano-paralela) – A laminação plano-paralela é característica deste intervalo. Este intervalo é formado basicamente por pelitos arenosos muito finos a siltosos, às vezes com diminuição da fração arenosa no sentido para o topo. O contato com o intervalo **c** geralmente não é bem definido.

Intervalo **e** ou **Te** (intervalo pelítico) – A parte deste intervalo não mostra estruturas sedimentares visíveis. Nota-se um rápido aumento da concentração de carbonato no sentido do topo, podendo encontrar-se foraminíferos. O contato entre os dois intervalos superiores geralmente é gradual. Podem ser encontradas margas sobre este intervalo (depósito pelágico).

Após 10 anos da definição da seqüência de Bouma, para o caso de sedimentos de águas profundas, a primeira classificação proposta foi a de Mutti & Ricci Lucchi (1972), baseada na ocorrência de turbiditos dos Apeninos, na Itália. Esta classificação, que denominava as fácies com as letras de A a G, procurava descrever todos os tipos de turbidito, permitindo o seu mapeamento e a delimitação de elementos de um modelo proposto também por aqueles autores. As fácies volumetricamente mais importantes ocorriam nos lobos deposicionais e eram todas definidas pela seqüência de Bouma.

Esta classificação baseou-se nas características litológicas e nas estruturas internas das fácies, usando os condicionamentos genéticos para a subdivisão. Para isto, foram usados os parâmetros de fluxos gravitacionais de Middleton e Hampton (1973), além das fácies tradicionais, incluindo as fácies definidas por Bouma. As fácies desta classificação podem ser observadas na Figura 8.

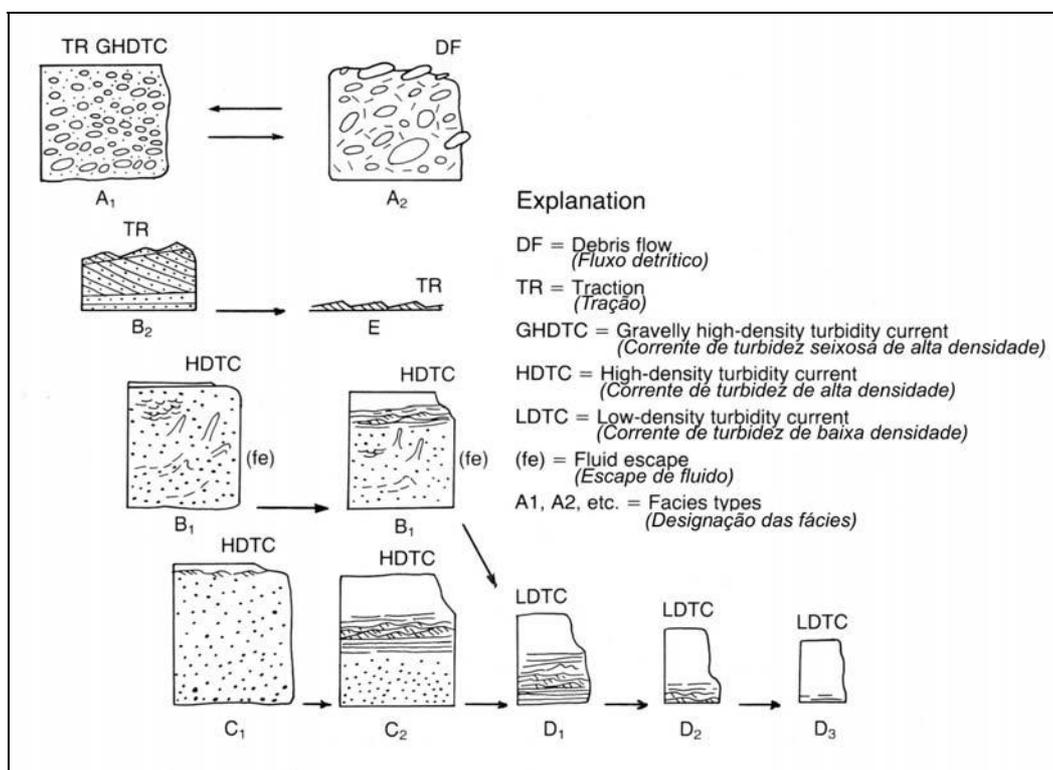


Figura 8: Modelo de fácies turbidíticas proposto por Mutti & Ricci Lucchi (1972).

Em 1978, um esquema genético de fácies foi apresentado também por Walker. Este esquema foi definido num arcabouço de concentração de fluxos *versus* tempo ou distância, descrevendo os processos de iniciação, transporte e deposição de fluxos gravitacionais. Trata-se de uma simplificação da classificação de Mutti & Ricci Lucci (1972).

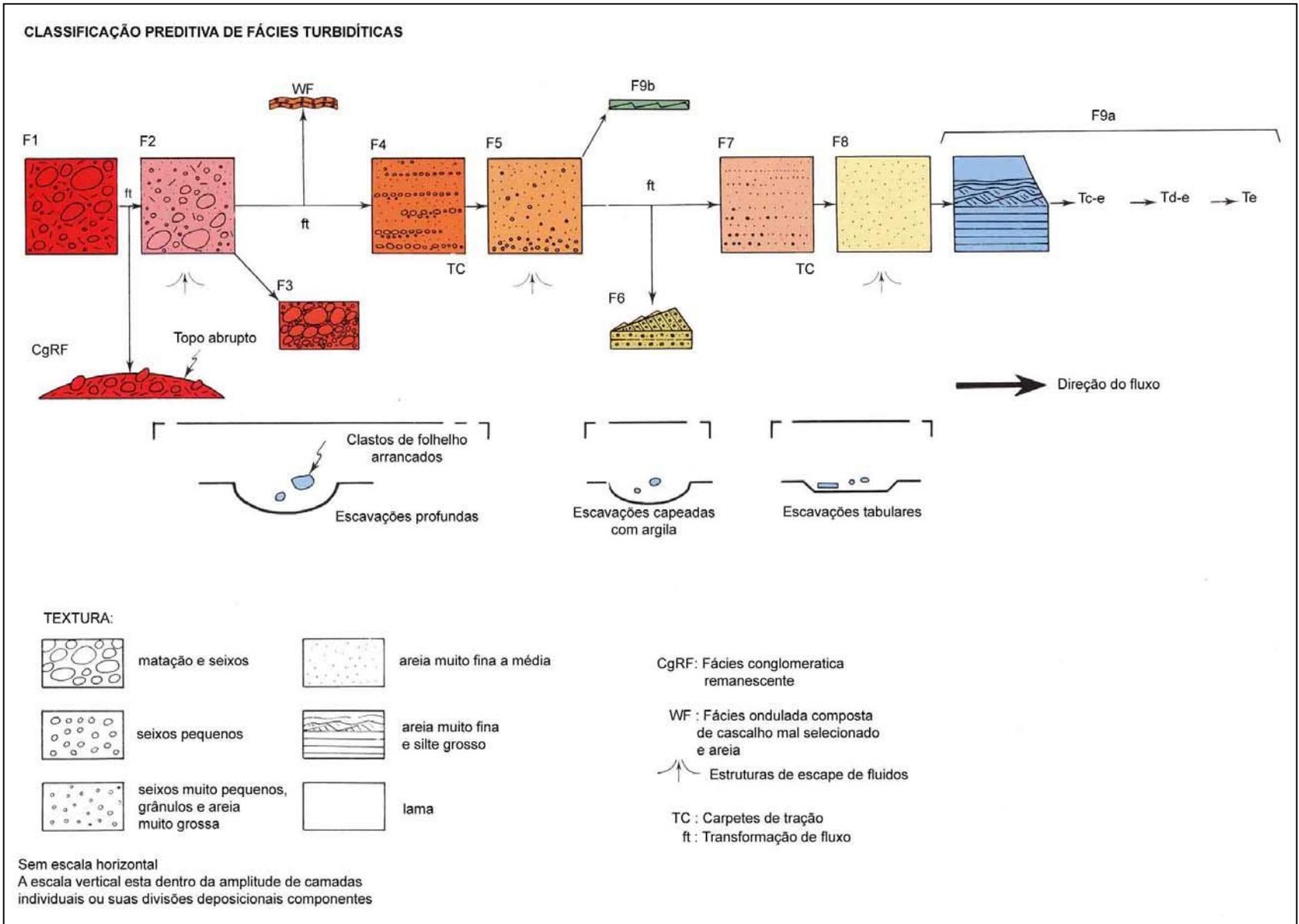


Figura 10: Esquema de fácies turbidíticas de Mutti (1992).

Segundo a tradução das fácies de Mutti (1992) feitas por Della Fávera (Della Fávera, 2000), estas podem ser subdivididas em três grupos principais:

1) Fácies muito grossas (VCGF; matacões e seixos);

Este grupo de depósitos turbidíticos consiste em uma variedade de tipos de sedimentos que variam desde conglomerados suportados por lama até conglomerados suportados por clastos. Os tipos de fácies básicos mostrados na Figura 10, já referida, incluem as fácies F1, F2 e F3.

Em trabalhos anteriores às idéias propostas por Mutti, os depósitos das fácies F1 e F2 foram descritos, na maioria dos casos, como “depósitos de fluxos detríticos”, isto é, sedimentos transportados e depositados por fluxos essencialmente coesos. A complexidade destes sedimentos é claramente percebida por vários autores, que enfatizam o amplo espectro de comportamento reológico, os mecanismos de suporte e misturas sedimento-fluido, que caracterizam os fluxos de detritos. Os depósitos das fácies F1 são o produto de fluxos detríticos coesos e caracterizam-se pelas seguintes feições:

- 1) falta de cortes basais (*scours*) significativos;
- 2) os clastos maiores flutuam numa matriz que é mais argilosa, comparada aos depósitos da Fácies F2 do mesmo trato de fácies, e pode mostrar feições relacionadas a fluxos plásticos;
- 3) tendência para os clastos maiores concentrarem-se em direção ao topo da camada e se projetarem para cima além do topo da camada (Walker, 1978).

A fácies CgRF (fácies remanescente de conglomerado) não é propriamente uma fácies mas sim o estado específico de uma fácies. Consiste em lentes convexas para cima de depósitos F1 que têm espessuras entre 0,2-1,0 metros, comprimentos de onda da ordem de vários metros e topos abruptos. São interpretadas como resultantes de um processo de transformação superficial. As lentes seriam, assim, os remanescentes de fluxos de detritos coesos, que sofreram uma transformação incompleta em fluxos hiper-concentrados, a partir de sua superfície. Esta interpretação é suportada pelo fato de que, em muitos casos, as lentes são abruptamente sobrepostas por um depósito F2. Contudo, não se pode descartar a possibilidade de representarem “diques marginais” laterais preservados de fluxos detríticos coesos.

Os depósitos de F2 são extremamente comuns em muitos dos sistemas turbidíticos de grão grosso e caracterizam-se, relativamente aos depósitos de F1 do mesmo trato de fácies, pelas seguintes feições:

- 1) ocorrência de cortes basais profundos e presença de grandes clastos arrancados de argila (*rip-up mudstone clasts*);
- 2) presença de clastos maiores flutuando numa matriz composta de lama, cascalho e areia, inteiramente misturados ou cruamente gradacional;
- 3) tendência dos clastos maiores ocorrerem na parte inferior da camada.

Os depósitos da Fácies F2 são considerados como o produto de fluxos hiperconcentrados, que resultam da transformação talude abaixo de um fluxo de detritos coeso pela progressiva mistura com o fluido ambiente.

Os sedimentos F2 são caracterizados por vários níveis de organização interna e, por isso, compreendem um grupo muito amplo de tipo de fácies. O alto grau de variabilidade destes sedimentos resulta do fato de que as camadas F2 registram uma transformação gravitacional (essencialmente a precipitação dos clastos mais grossos através do fluxo) pela qual, devido à progressiva perda de força do fluxo, os clastos mais grossos tendem a se concentrar em direção à base do fluxo. O resultado final desta transformação é um depósito F3 (conglomerado clasto-suportado) deixado para trás por um fluxo residual hiperconcentrado, transformado numa corrente de turbidez seixosa de alta densidade, ou mantido pelo sedimento que resulta do congelamento do fluxo residual sobrejacente. O congelamento do fluxo hiperconcentrado antes de sua transformação final leva a um espectro de camadas que indica os vários estágios da transformação gravitacional que ocorre dentro de um fluxo hiperconcentrado. Algumas das camadas onde a segregação estrutural já se pronuncia, mas a fácies conglomerática basal fica ainda predominantemente suportada pela matriz, são aqui referidas como F2-F3. Dependendo do grau de organização interna (segregação textural), estes depósitos têm sido classificados ou como de fluxo de detritos ou como arenitos seixosos na maior parte da literatura anterior.

Os depósitos F3 consistem de conglomerados suportados por clastos formando camadas e conjuntos de camadas limitados por superfícies erosionais basais. A sua organização interna é variável e é mais comumente representada por um depósito sem estratificação e geralmente com

gradação inversa. Esta organização depende estritamente da tensão cisalhante aplicada às camadas de cascalho a partir do fluxo residual sobrejacente. Em alguns casos, elevadas e prolongadas taxas de cisalhamento são capazes de produzir estratificação horizontal e cruzada. Estes sedimentos são, no entanto, incomuns e não foram considerados aqui nestas notas como uma fácies turbidítica típica. Altas taxas de cisalhamento parecem estar comumente associadas a fluxos residuais que se mantêm em movimento talude abaixo, deixando para trás um depósito de F3, sob a forma de resíduo. Estes sedimentos residuais tendem a se acumular como lentes limitadas por superfícies erosivas e representam uma das fácies mais diagnósticas da porção basal de muitas seqüências mistas de preenchimento de canal ou erosionais.

A porção basal de algumas camadas F2 e F3 podem mostrar uma fácies característica, onde clastos arrancados, comumente angulosos, que derivam estritamente do substrato, formam o volume da rocha. Estes clastos estão embebidos numa matriz de areia grossa, grânulos e, mais raramente, pequenos seixos. O sedimento da matriz comumente forma feições de injeção ao longo dos planos de acamamento dos argilitos subjacentes, sugerindo fortemente que essas injeções sejam provavelmente o mecanismo mais eficaz para os clastos arrancados.

2) Fácies grossas (CGF, seixos pequenos e areia grossa)

Este grupo inclui, numa direção corrente abaixo, os sedimentos WF, F4, F5 e F6, que são interpretados como o produto de correntes de turbidez seixosas de alta densidade e das transformações que acontecem na origem e na extremidade desses fluxos.

WF (fácies com laminação ondulada) também não está incluída em nenhum tipo das nove fácies por não se conhecer ainda o seu significado preciso.

Os sedimentos WF consistem em divisões relativamente delgadas, usualmente entre 5-20 cm de espessura, de areia muito grossa e de cascalho fino, muito mal selecionados, mostrando uma laminação ondulada incipiente. O comprimento de onda é menos de 50 cm e as lâminas individuais têm espessuras de até 1 cm. Estes sedimentos são interpretados tentativamente como uma feição de regime de fluxo superior que se forma na transformação de um fluxo hiper-concentrado numa corrente de turbidez supercrítica, de alta densidade, fluidal. De origem problemática, estes depósitos WF ocorrem invariavelmente dentro de uma mesma camada, logo acima de uma divisão basal F2, sendo cobertos por um depósito F4. Entretanto, este tipo de fácies é relativamente incomum. A sua ocorrência parece estar restrita a alguns sistemas de granulação grossa de pequena dimensão.

Os depósitos F4 e F5 são os sedimentos mais comuns encontrados dentro deste grupo de fácies. Os depósitos F4 são caracterizados por carpetes de tração de grãos grossos, relativamente espessos. Os depósitos F5 são desprovidos de estratificação interna, embora sejam muito comuns feições de escape de fluidos. A menos que o fluxo gerador tenha consistido de sedimento bem selecionado, as camadas F5 são caracteristicamente mal selecionadas, quando comparadas à Fácies F8.

As camadas F5 podem mostrar todos os tipos de transição entre camadas bem gradacionais, puramente gradacionais e sem gradação, particularmente no caso de fluxos de pequeno volume que sofreram um “congelamento” anterior, a partir dos quais as divisões de F5 se formam imediatamente após a transformação de um fluxo hiper-concentrado numa corrente de turbidez de alta densidade. Estas diferenças são consideradas como indicativas da rapidez do “congelamento”. Se o fluxo “congela” quase instantaneamente após a transformação, a divisão F5 resultante não mostrará gradação. Como resultado de um aumento de distância percorrida, a segregação textural se desenvolve como uma transformação gravitacional. O produto final deste

processo poderá ser o desenvolvimento de um carpete de tração que pode mostrar gradação inversa. O “congelamento” inicial ou cisalhamento insuficiente exercido pelo fluxo impede a formação de um depósito F4 com carpetes de tração bem desenvolvidos.

Os sedimentos F6 são representados por depósitos de granulação grossa, sendo estratificados internamente. Estas camadas são relativamente bem selecionadas, sendo caracterizadas pela falta de gradação, o que é comum. Embora altamente subestimada na literatura, esta fácies é muito comum em sistemas turbidíticos.

Os depósitos F6 possuem as seguintes características:

- 1) A espessura inteira de camadas muito distintas que são limitadas geralmente por uma superfície superior de acamamento abrupta e comumente com *ripples*;
- 2) A divisão basal de camadas, cuja parte superior é constituída de um depósito F9;
- 3) As divisões deposicionais que sobrepõem um depósito F5 e são recobertos por uma divisão F9. Os dois primeiros tipos de ocorrência indicam claramente o transpasse (*by-pass*) sedimentar; o terceiro fornece uma evidência direta de transformação de fluxo, pelo qual um depósito puramente gradacional e mal selecionado de F5 evolui para uma divisão F6, estratificada e relativamente bem selecionada. A população de grãos que constitui o depósito F6 é a mesma população de grãos grossos dispersos dentro da divisão F5 subjacente. Isto implica que as populações texturais mais finas do fluxo foram transportadas mais para a frente. O transpasse sedimentar é indicado também pela quebra abrupta no tamanho de grão entre F6 e o depósito F9 sobrejacente.

Mutti (1992) considera os depósitos F6 como produto de salto hidráulico, que transforma uma corrente de turbidez supercrítica, de alta densidade, numa subcrítica de baixa densidade. A conseqüente expansão do fluxo, ou dilatação, permite que a população de grãos mais grossos – a qual não pode se manter mais dentro do fluxo pelos componentes verticais da turbulência – se precipite através do fluxo e seja tracionada e organizada em formas de leito ao longo do fundo. As estruturas sedimentares internas incluem estratificação horizontal de camada plana (provavelmente formada ainda em regime supercrítico) e estratificação cruzada de pequena e média escala. Formas de leito de *megaripples* bem preservadas e estratificação cruzada de médio porte são, sem dúvida, as feições mais comuns e diagnósticas, que permitem o reconhecimento

da fácies F6. A sucessão vertical de divisões deposicionais dentro das camadas F6 (da base para o topo: estratificação horizontal/estratificação cruzada de médio porte/estratificação cruzada de pequeno porte) indica claramente que estas camadas se formaram por processos tracionais associados a um fluxo unidirecional declinante.

Muitos problemas surgem na explicação da formação de estratificação cruzada de grande e médio porte em fluxos gravitacionais. Em particular, a espessura de fluxo suficiente e condições de fluxo quase estáveis são os requisitos aparentes para esta feição se formar. Apesar desses problemas teóricos, as observações de campo indicam, além de qualquer dúvida, que estratificação cruzada de médio porte e formas de leito relacionadas, do tipo *megaripple*, existem e são comuns em turbiditos. Infelizmente, a idéia pré-concebida de que estes sedimentos não podem existir em sucessões turbidíticas tem levado muitos autores ou a subestimarem este tipo de fácies ou interpretar a estratificação cruzada como produzida por acresção lateral em canais meandrantos de água profunda.

3) Fácies de grão fino (FGF; areia média a lama).

Este grupo inclui depósitos das fácies F7, F8 e F9, isto é, o produto de correntes de turbidez de baixa densidade, subcríticas. Estas correntes começam a sua deposição ou após um salto hidráulico (veja F6) ou uma transformação gravitacional, pela qual um depósito F5 é coberto ou substituído por um F7, na direção corrente abaixo. O final da deposição se dá quando a carga em suspensão, de fração argila, pode se precipitar por um fluxo quase-estático. Estas fácies finamente granuladas são consideradas geralmente como os melhores sedimentos turbidíticos, já que incluem a clássica seqüência de Bouma e os "turbiditos clássicos" de Walker (1978). Na realidade, existem muitos problemas sobre a geração destas fácies, os quais serão abordados abaixo.

Os depósitos F7 são comuns em muitos sistemas turbidíticos e caracterizam-se por lâminas horizontais, delgadas e relativamente de grãos grossos, que podem ser facilmente confundidas com os carpetes de tração da fácies F4 ou divisão "b" de Bouma das camadas F9. Elas diferem da primeira (dentro do mesmo trato de fácies) por serem mais delgadas e mais finas além de sua posição relativa no trato de fácies; diferem das lâminas horizontais do intervalo "b", pela sua granulação mais grossa. As lâminas horizontais, ou bandas, dos depósitos F7 são claramente carpetes de tração, alguns dos quais podem mostrar gradação inversa. Dentro da

mesma divisão, estes carpetes adelgamam-se e afinam para cima, indicando condições de fluxo declinantes (a tensão cisalhante diminui com o tempo, produzindo progressivamente carpetes mais delgados). Alguns carpetes delgados podem ter somente alguns grãos de espessura. Os depósitos de F7 podem ou cobrir uma divisão F5 ou F6 e são cobertos tanto pelos depósitos de F8 como de F9.

Muitas divisões F7 sobrejazzem diretamente divisões F5, sugerindo que a transição entre as condições de fluxo super e subcríticas se desenvolveu sem um salto hidráulico. Neste caso, uma transformação gravitacional tem que ser levada em conta a fim de explicar a mudança de fácies vertical. Como notado acima, as razões pelas quais o salto ocorre ou não ainda não estão esclarecidas para Mutti. Contudo, deve ser assinalado que um salto hidráulico pode ou não deixar um registro deposicional (um depósito F6), dependendo do tamanho da população de grãos mais grossos disponível para o fluxo antes do salto. Se tal população pode ser levada como uma carga em suspensão pelo fluxo subcrítico após o salto, este salto não será registrado por qualquer fácies específica.

Os sedimentos F8 são aqui considerados como a divisão "a" verdadeira da seqüência de Bouma e consiste de areia média a fina, sem estrutura. A gradação pode ou não estar presente. Dentro do mesmo trato de fácies, uma divisão F8 é sempre mais finamente granulada e consideravelmente melhor selecionada que um depósito F5, permitindo, assim, uma distinção fácil entre os dois tipos de fácies. As fácies F7 e F8 são interpretadas como produzidas pela reconcentração de sedimento após um salto hidráulico, seguido pela sedimentação através de delgados carpetes de tração (F7) e suspensão (H). A sedimentação por suspensão coincide com a deposição *en-masse* de Middleton (1966). Com base nas considerações acima, a divisão "a" de Bouma, tradicionalmente referida como uma feição de regime de fluxo superior, é interpretada como o produto de um fluxo subcrítico no seu estágio mais inicial de desenvolvimento.

Segundo Mutti (1992), as divisões F8, que podem ser correlacionadas por longas distâncias em contextos de lobos deposicionais, podem somente ser explicadas por um cisalhamento de uma camada de alta densidade, de empacotamento solto, aplicado por um fluxo residual espesso e de baixa densidade. Basicamente, os depósitos F7 e F8 são muito semelhantes aos F4 e F5 (sedimentação por carpetes de tração seguida por deposição *en-masse*); contudo, a diferença básica reside no fato de F4 e F5 se formarem num regime supercrítico e serem consideravelmente mais grossas quando vistas no mesmo trato de fácies.

Os depósitos F9 são constituídos inteiramente de areia muito fina e silte grosso, com divisões laminadas por corrente, que são capeados por uma divisão de argilito maciço. Estes sedimentos, que são comumente referidos na maior parte da literatura como seqüências de Bouma "sem base" (isto é, seqüências Tb-e, Tc-e, Td-e e Te), constituem o componente volumetricamente mais importante de muitas das bacias preenchidas por turbiditos.

Os estratos F9 podem ser definidos simplesmente como camadas de turbiditos que foram depositadas por processos de tração mais suspensão associados com os vários estágios de sedimentação de correntes de turbidez declinantes de baixa densidade. Este processo não é restrito a fluxos gravitacionais submarinos, mas opera em ambientes marinhos rasos, lacustres e subaéreos, onde quer que uma corrente de densidade transporte cargas em suspensão de tamanho areia e argila.

Na realidade, embora o processo de tração mais suspensão geralmente seja responsabilizado pela maior parte das feições observadas neste tipo de camada, os depósitos F9 são provavelmente o grupo mais diversificado de sedimentos que ocorrem num sistema turbidítico.

Os estratos F9 foram subdivididos em F9a e F9b:

1) F9a se refere às clássicas seqüências de Bouma sem base (Tb-e até Te).

2) F9b descreve camadas mais complexas, que, embora semelhantes às da F9a, apresentam tipicamente uma razão areia-folhelho mais alta, são internamente menos organizadas, podem ser compostas de sedimento mais grosso do que areia muito fina e são muitas vezes caracterizados por unidades delgadas, sem estrutura, com formas de leito do tipo *ripple* superimpostas;

Basicamente F9b difere das camadas F9a devido ao seu menor grau de organização interna em termos das divisões deposicionais e também devido à seleção mais pobre. Pensa-se que as camadas F9b possam ser produzidas por fluxos que levem pequenas quantidades de finos em suspensão e que representem uma expressão "imatura" da deposição por correntes de turbidez de baixa densidade. Estas camadas não devem ser confundidas com as delgadas camadas com *ripples* da fácies F6, as quais são de granulação mais grossa e comumente possuem topos abruptos.

Os depósitos F9a e F9b podem ser considerados como dois membros extremos de um fluxo contínuo. Os fatores principais que provavelmente controlam o espectro de fácies das camadas F9 são:

- 1) a quantidade de finos em suspensão transportados e pelo fluxo;
- 2) a taxa de decaimento da turbulência.

Fluxos de pequeno volume, que levam principalmente uma carga de sedimento grosso, experimentarão altas taxas de perda de momento e assim depositarão as camadas F9b. Ao contrário, fluxos de grande volume, que levam substanciais quantidades de finos, depositarão camadas F9a. Neste intervalo detecta-se o desenvolvimento incipiente das estruturas posicionais internas, observadas em muitas camadas F9b, o que pode ser explicado em termos de altas taxas de desaceleração de fluxo e por isso na falta de tempo para a sua formação. Em adição, dentro de cada corrente de turbidez - independentemente de ela formar um F9a ou um F9b - existem duas porções distintas de baixa densidade. A porção principal forma-se por sucessivas transformações do fluxo e mistura com o fluido ambiente. Esta corrente de baixa densidade é responsável pelo transporte do grande volume de finos, em direção à bacia, para formar camadas F9 "distais".

Particularmente, em contexto restrito, algumas correntes de baixa densidade e grande volume podem atingir espessuras acima de 100m. A outra porção, subordinada, é representada pela "cauda" do fluxo. Estas "caudas" de baixa densidade provavelmente acompanham todos os fluxos de densidade desde a sua iniciação, sendo produzidas por sucessivas transformações superficiais, que afetam pequenas porções do fluxo desde a frente deste fluxo ou desde a sua superfície superior. As "caudas" de baixa densidade dos fluxos gravitacionais são relativamente delgadas, transportando, provavelmente, pequenas quantidades de finos em suspensão. Os sedimentos destas "caudas" formam-se numa posição relativamente "proximal", comparada àqueles depositados pela principal porção do fluxo de baixa densidade.

Dentro do mesmo trato de fácies, pode-se assumir razoavelmente que as camadas F9, depositadas pelo corpo principal das correntes e turbidez de baixa densidade, são mais espessas do que as depositadas pela "cauda" dos mesmos fluxos, sendo também dela destacadas. Um critério possível que permite o reconhecimento de F9 depositado pela "cauda" dos fluxos é a quebra abrupta na granulação que é comumente observada entre estes depósitos de "cauda" e as divisões subjacentes, de grãos mais grossos.

As camadas F9 devem ser observadas também dentro de seu contexto deposicional específico. Este tipo de fácies varia consideravelmente dentro do mesmo sistema, dependendo de onde estas camadas são depositadas. A fácies de turbiditos delgados (*thin-bedded*), ou TBT (Mutti, 1977), depositada em ambientes de margem de canal, áreas intercanais, lobos e planície bacial, difere grandemente em termos de razão areia-argila, espessura e geometria das camadas de arenito individuais, tamanho de grão e estruturas internas.

De modo geral, os dados disponíveis sugerem que as camadas F9, verdadeiramente "distais", isto é, camadas depositadas em contexto de planície bacial por correntes de turbidez de grande volume e baixa densidade, que viajaram por distâncias consideráveis, são mais bem selecionadas e internamente organizadas do que as camadas F9 "proximais", depositadas por fluxos de relativamente pequeno volume em ambientes mais marginais.

O termo "turbiditos delgados" (TBT) deve ser usado com muita cautela já que ele se aplica somente a uma parte dos depósitos F9. Como mostrado por Mutti & Johns (1978, *in* Mutti, 1992) e Ricci Lucchi & Valmori (1980, *in* Mutti, 1992), muitas camadas de F9 da planície bacial podem realmente ser muito espessas. Em bacias constrictas, correntes de turbidez de grande volume podem ser repetidamente desviadas e deslocadas por taludes marginais, resultando em seqüências verticais de estruturas sedimentares com direções de fluxo reversas.

Finalmente, camadas de siltito muito finas, mostrando *ripples* muito pequenos, que são lateralmente conectados por lâminas horizontais ou aparecem como feições isoladas, poderiam ser realmente o retrabalhamento de sedimentos turbidíticos por fracas correntes de fundo.

2.4 Principais Elementos dos Sistemas Turbidíticos

Os termos “sistema” e “complexo” usados previamente foram definidos por Mutti & Normark (1987).

Um sistema turbidítico é definido como sendo um intervalo limitado acima e abaixo por espessos folhelhos ou por inconformidades erosivas marinhas. Isto é, um corpo geneticamente relacionado a um fluxo sedimentar depositado em uma continuidade estratigráfica.

O termo “complexo turbidítico” é definido como um conjunto de inúmeros sistemas turbidíticos que são empilhados um sobre o outro na bacia, e por sua vez são formados por estágios turbidíticos e estes últimos por sub-estágios (Figura 11).

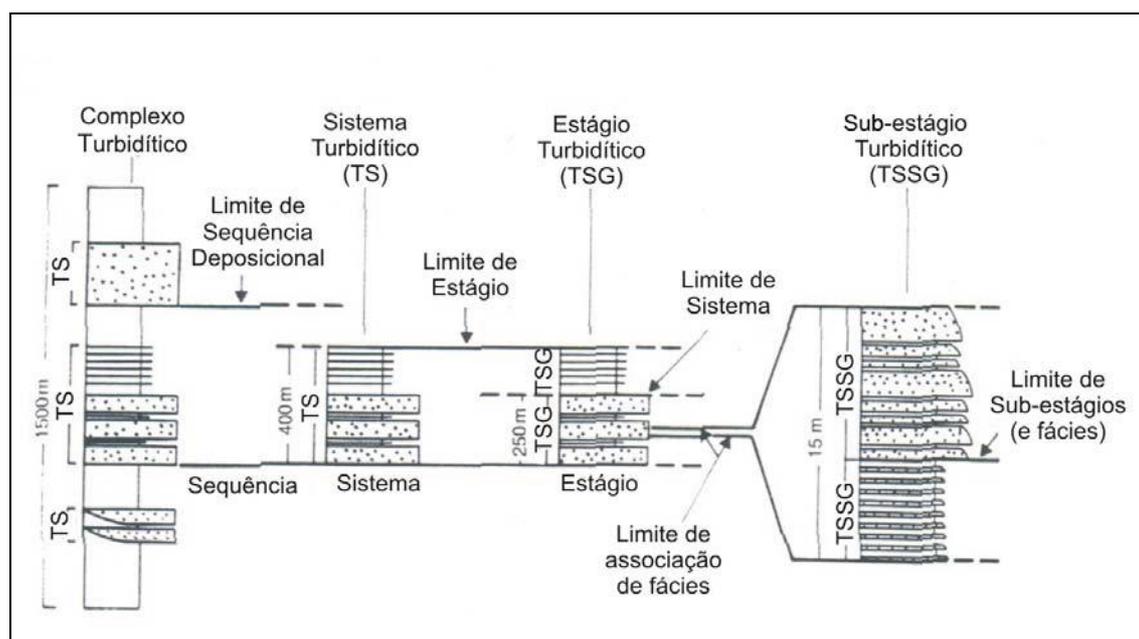


Figura 11: Classificação hierárquica baseada na escala física das várias unidades (Mutti & Normark, 1987)

As variações temporais de cada elemento e conjunto de elementos e sua hierarquização encontram-se na Figura 12 a seguir:

EVENTOS	TERMINOLOGIA	HIERARQUIA	DURAÇÃO (anos)
DEPOSIÇÃO AFETADA POR GRANDES INTERRUPÇÕES NA SEDIMENTAÇÃO (DESCONTINUIDADES) PRODUZIDAS POR VARIAÇÕES DE LONGA DURAÇÃO NO NÍVEL DO MAR E ATIVIDADES TECTÔNICAS	▶ <u>COMPLEXO TURBIDÍTICO</u> (1.500 m)	1ª ORDEM	10.000.000a 1.000.000
EVENTOS DE CURTA DURAÇÃO DE VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR E ATIVIDADES TECTÔNICAS, PORÉM SEM GERAÇÃO DE DESCONTINUIDADES SIGNIFICANTES	▶ <u>SISTEMA TURBIDÍTICO</u> (400 m)	2ª ORDEM	100.000
	▶ <u>ESTÁGIO TURBIDÍTICO</u> (250 m)	3ª ORDEM (Afloramento Bergamota)	10.000
MUDANÇAS DE ALTA FREQUÊNCIA NOS PROCESSOS EROSIONAIS E DEPOSICIONAIS DE ORIGEM POUCO COMPREENDIDA	▶ <u>ASSOCIAÇÃO DE FÁCIAS TURBIDÍTICAS E SUB-ESTÁGIOS</u> (15 m)	4ª ORDEM	1.000
EROSÃO E DEPOSIÇÃO "NORMAIS" EM PEQUENA ESCALA	▶ <u>CAMADAS E SUAS FEIÇÕES</u> (cm a metros)	5ª ORDEM	FEIÇÕES VIRTUALMENTE INSTANTÂNEAS

Figura 12: Tipos de eventos caracterizando sedimentação turbidítica com hierarquia e escala de tempo aproximada (Mutti & Normark, 1987).

Um sistema turbidítico, segundo Mutti & Normark (1987), é uma unidade estratigráfica que registra uma série de eventos erosionais e deposicionais geneticamente ligados, que ocorreram em virtual continuidade estratigráfica, e são expressos por elementos erosionais e deposicionais, respectivamente.

Os elementos erosionais representam a principal fonte de sedimentos e estão localizados nas partes mais proximais do sistema; já os elementos deposicionais estão localizados nas parte mais distais, onde o sedimento removido do elemento erosional é depositado. De acordo o modelo deposicional de Bouma (2000), os principais elementos turbidíticos são: *canyon* submarino, canais, depósitos de *levee/overbank* e areias laminadas.

- Canyon Submarino

Um *canyon* submarino transporta sedimentos da plataforma até a bacia e é formado pelo desgaste dos depósitos pré-existentes através da passagem destes sedimentos. Tipicamente são preenchidos por depósitos de escorregamentos e blocos arenosos da plataforma, com pouca ocorrência de sedimentos finos (Bouma, 2000).

- Canais

Os canais são produzidos por correntes de turbidez e agem como rotas para o transporte sedimentar até a deposição. Existem dois tipos principais de canais associados aos leques submarinos modernos: canais grandes, que são primariamente fornecedores de sedimentos; e canais menores, que se apresentam funcionalmente como distributários (Mutti e Normark, 1987). Os canais podem variar de 2 metros a dezenas de quilômetros de comprimento. É difícil a determinação da escala dos canais originais em função da ausência de exposições maiores e padrões de correlação entre as descontinuidades expostas (Mutti & Normark, 1987). Os canais variam em bacias de água profunda em todo o mundo, em função das características morfológicas próprias de cada bacia.

Os canais podem se formar na base das rampas e/ou na planície da bacia. Na base da rampa o gradiente decresce de acordo com o sedimento que é depositado nesta zona, formando um complexo de canais. Os arenitos tendem a ser levemente lamosos, comprados à aqueles da planície da bacia porque neste ponto os fluxos gravitacionais não possuem ainda uma forma organizada. Uma vez que os sedimentos alcançam a planície de bacia estes podem ser depositados em um complexo de canais *levee* mais desenvolvido (Bouma, 2000). Arenitos da base da rampa preferencialmente preenchem um conjunto de amplos canais finos com algumas ocorrências de depósitos de canais *overbank* e *levee* arenosos. Os arenitos dos canais *levee* da planície da bacia são geralmente maciços e amalgamados

- Depósitos *Levee/Overbank*

Deposição *levee-overbank* ocorre quando a parte superior de uma corrente de turbidez transborda por sobre o canal e o fluxo muda de caráter turbulento para um fluxo trativo (Bouma, 2000). Estes depósitos apresentam grãos finos, camadas delgadas, e contêm laminações de corrente assim como *climbing ripples*. Os depósitos de canais tendem a apresentar camadas mais espessas, amalgamadas, massivas e de granulometria fina.

- Areias laminadas

Depósitos de areias laminadas são os depósitos mais distais em um sistema turbidítico que são depositados por fluxos gravitacionais. Estes depósitos tendem a ser plano-paralelos e exibem um afinamento lateral em direção aos limites dos depósitos. Estes são separados por folhelhos siltosos finos, o que representa muitas vezes discontinuidades (Bouma, 2000). A escala de um depósito de arenito laminado é completamente variável em função da forma da bacia, do tipo de sedimento e da quantidade fornecida (Normark, 1978).

2.5 Modelos Depositionais

Os primeiros modelos desenvolvidos para o turbiditos enfatizavam especialmente a sua estrutura; determinados leques, tanto antigos como recentes, eram estudados e então, desenvolvidos os modelos. Este fato gerou uma grande confusão, pois se confundia estrutura com padrão de organização. Diante da grande variedade de situações, ou melhor, de estruturas, em 1982, o *Committee for Submarine Fans* (COMFAN) declarou que, para turbiditos, “cada caso é um caso”.

- **Seqüência de Bouma**

Através de observações realizadas em depósitos sedimentares no *Grès Annot* nos Alpes Marítimos Franceses, Bouma (1962) reconheceu que os turbiditos ocorriam sob a forma de camadas e que estas formavam uma seqüência completa. Em cada seqüência turbidítica foram identificadas cinco divisões, que foram denominadas de *a* a *e*. Da base da seqüência ao topo tem-se um intervalo massivo o qual grada para um intervalo com laminação paralela. O terceiro intervalo é caracterizado por marcas de onda (*ripple marks*), a quarta seqüência possui laminação paralela e a última seqüência é formada por folhelhos depositados no final do fluxo gravitacional (Figura 7).

- **Modelo de Normark**

O modelo de Normark (1970) foi proposto em função dos estudos nos leques submarinos *La Jolla* e *San Lucas*, situados do estado da Califórnia, EUA. Seu modelo se baseou na interpretação comparativa da morfologia, estrutura e preenchimento interno dos vales dos leques submarinos e suas relações de padrões de crescimento. Em seu estudo, o referido autor mapeou estes leques com ajuda de um sonar, determinando suas morfologias. O caráter principal deste modelo foi a caracterização da existência do chamado *suprafan* ou supraleque, uma acumulação espessa de areia cortada por um vale canalizado que transporta sedimento até o leque intermediário (*middle fan*). Neste modelo foi descrito que os canais decrescem em espessura e desaparecem gradiente abaixo de forma gradual. O canal intermediário (originalmente chamado de *suprafan*) foi descrito como um sistema distributário de numerosos canais menores que representam a terminação do vale. A deposição ao final destes sistemas canalizados foi citada como uma mudança de fluxos confinados a não-confinados que resultam em depósitos laminares não canalizados no leque inferior (*lower fan*). O modelo de Normark (1970) encontra-se resumidamente ilustrado na Figura 13.

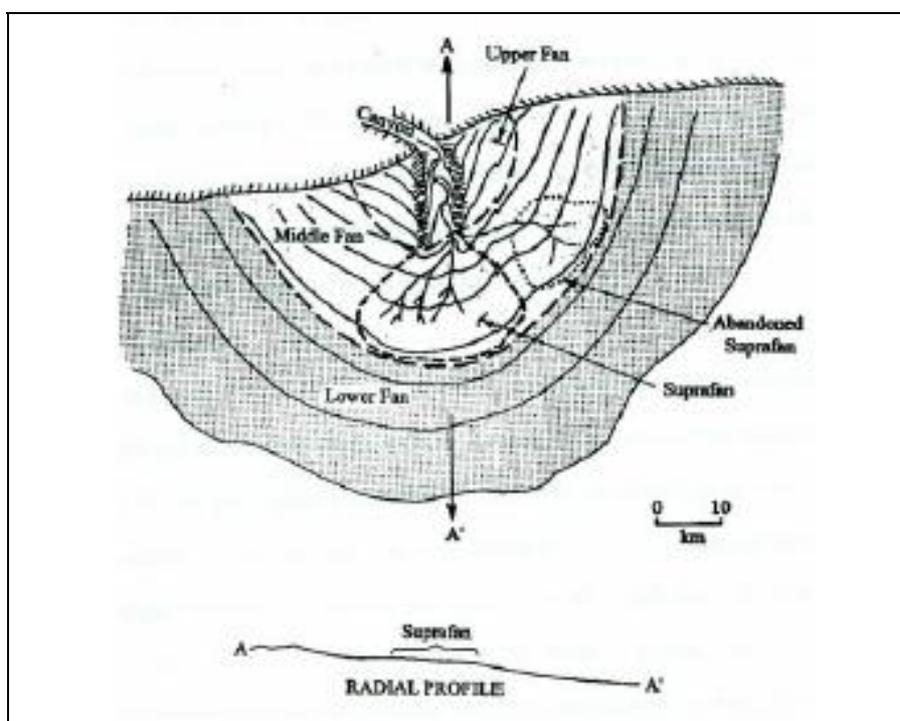


Figura 13: Modelo deposicional proposto por Normark (1970).

- **Modelo de Mutti e Ricci Lucchi**

O modelo de Mutti & Ricci Lucchi foi proposto em 1972. O modelo se baseou na ocorrência de turbiditos nos Apeninos, Itália e no centro-sul dos Pirineus, Espanha. Admitiu-se um sistema de distribuição entrelaçado no leque médio, ligado a um cânion submarino no talude, separado do sistema principal de acumulação ou conectado a lobos no leque externo. Os lobos foram definidos como os principais elementos e mostravam, quase sempre, sucessões verticais de camadas que se espessavam para cima e também com granocrescência ascendente. A franja do leque era o elemento distal deste sistema. Já a planície bacinal, apesar de apresentar inúmeras camadas de turbiditos, formava um sistema diferente, sem ligação com o leque submarino. Este modelo foi bastante popular na Europa e nos EUA, após 1980 (Figura 14).

Estes autores definem fácies como um grupo de estratos identificado a partir de dados litológicos, estratificação, estruturas sedimentares e texturas. Como regra, as características das fácies refletem somente o mecanismo de deposição (Mutti e Ricci Lucchi, 1972). Neste modelo descrevem cinco fácies turbidíticas:

- Fácies A – Fácies conglomerados arenosos.

Caracterizada por camadas e estratos de arenitos de granulometria de média a muito grossa, apresentando localmente seixos e conglomerados. A espessura de uma camada varia de 1- >10 metros. A razão areia/folhelho é muito alta e com as estruturas internas das camadas limitadas por gradação. As estruturas basais incluem largos canais e menores cortes de preenchimento, *tool marks*, ondulações e estruturas em chama.

- Fácies B – Fácies arenosas.

Granulometricamente mais fina que a fácies A e melhor selecionada, a fácies B apresenta estratos mais finos e presença de espessa laminação paralela. Marcas de sola são raras, porém canais erosivos, estruturas deformacionais e inclusões pelíticas são abundantes, assim como na Fácies A.

- Fácies C – Fácies areias pelíticas

É correspondente à seqüência clássica de Bouma. A parte inferior é geralmente composta de granulometria média a fina e a parte superior de granulometria fina a muito fina. Suas camadas variam normalmente de 50-150 cm de espessura. Marcas de sola são abundantes nesta fácies.

- Fácies D

Formada por camadas plano-paralelas que persistem lateralmente por dezenas a centenas de metros. São compostas por areias finas e siltes grossos. A razão areia/folhelho varia de 1:2 a 1:9 e espessuras de 3 a 40 cm. Estes depósitos tendem a exibir a fácies T_{c-e} de Bouma.

- Fácies E

Este depósito é parte do ambiente distal turbidítico, entretanto, suas características são diferentes da fácies D. A espessura das camadas é menor e a razão areia: argila geralmente é maior que 1:1. Possui também granulação grossa, baixo índice de seleção e superfícies de estratificação superiores e inferiores irregulares.

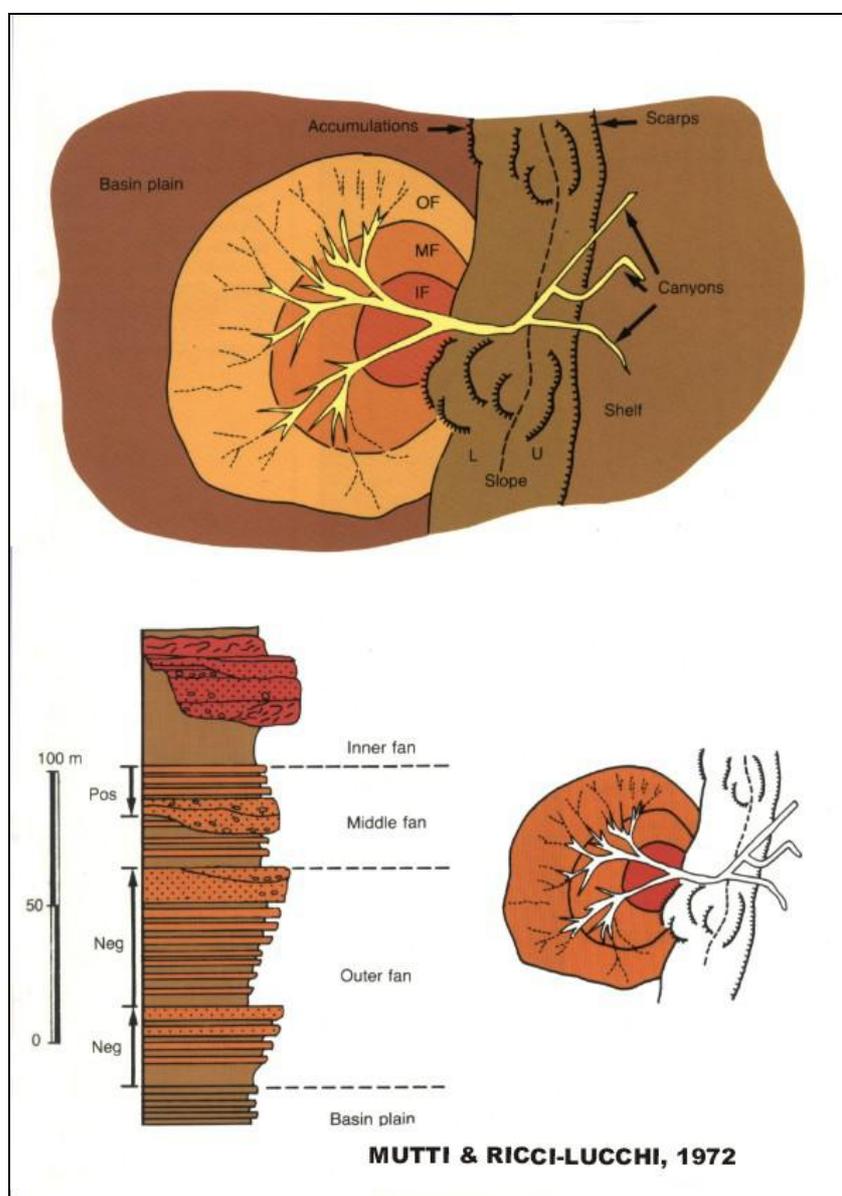


Figura 14: Modelo deposicional proposto por Mutti & Ricci-Lucchi (1972).

- **Modelo de Walker**

O modelo de Walker (1978) é um misto entre o modelo de Mutti & Ricci-Lucchi (1972) e o modelo de Normark (1970). Neste modelo o autor identifica uma região de acumulação ainda cortada por canais (canais do supraleque) em continuidade com lobos de supraleque, onde ocorriam turbiditos clássicos, isto é, contendo a seqüência de Bouma.

Este modelo, baseado em depósitos conglomeráticos, modifica as subdivisões morfológicas (leques superior, inferior e intermediário) propostas por Normark (1970) e interpreta várias fácies associadas com cada subdivisão. Walker distinguiu cinco fácies de depósitos de águas profundas, baseado nos trabalhos previamente realizados por Mutti & Ricci Lucchi em 1972. Estas fácies são definidas como: 1) turbiditos clássicos; 2) arenitos maciços; 3) arenitos seixosos; 4) conglomerados clasto-suportados; e 5) camadas matriz-suportadas (fluxo de detritos e arenitos conglomeráticos). O modelo de Walker (1978) encontra-se resumidamente ilustrado na Figura 15.

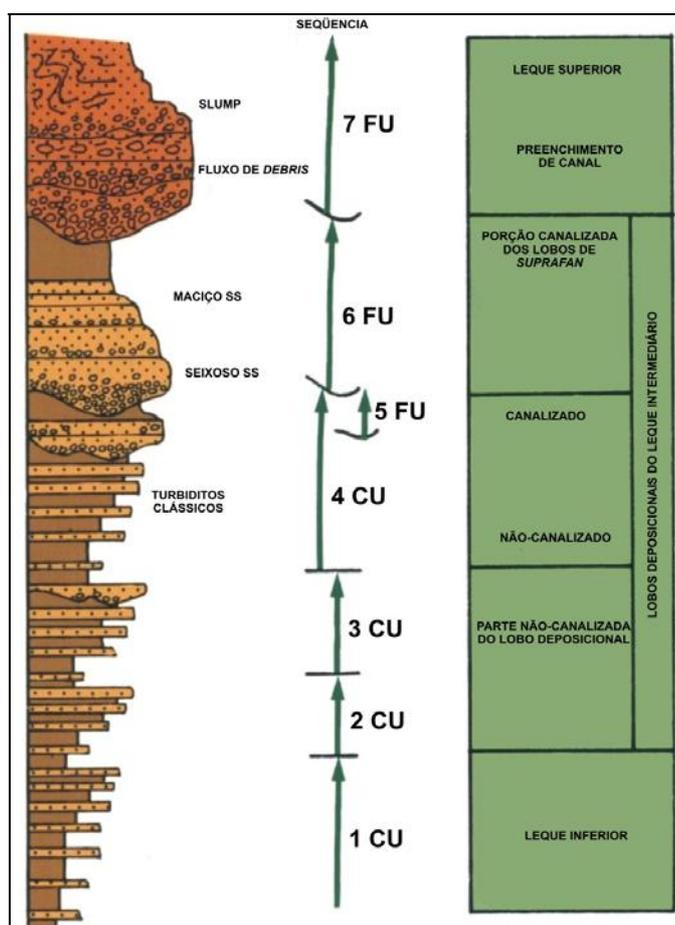


Figura 15: Perfil geológico esquemático representando o modelo deposicional proposto por Walker (1978).Obs.:

FU: *finning-up*; CU: *coarsening-up*.

- **Modelo de Reading e Richards**

Reading & Richards (1994) classificaram os sistemas deposicionais de água profunda baseados do tamanho de grãos e em sistemas tributários. Apresentaram doze modelos diferentes baseados em quatro grupos de variações granulométricas (lamosos, lamas arenosas, arenosos e ricos em cascalho) que ocorrem cada um associado a uma fonte pontual, a um sistema de fontes múltiplas ou a uma fonte linear. A maior parte dos reservatórios de petróleo situa-se na classificação de depósitos ricos em areia e lama. Dois dos modelos de fontes pontuais são apresentados resumidamente: os leques submarinos lamosos e os leques submarinos argilo-arenosos.

Os sistemas ricos em lama (Figura 16) são comumente amplos e possuem enormes quantidades de sedimentos que são transportados a longas distâncias por correntes de baixa turbidez. O leque superior é um *canyon* que possui canais menores e são preenchidos por depósitos de escorregamentos. O leque médio possui um sistema de canais *levee* meandранtes e a base deste leque é dominada por lobos de camadas de lamas delgadas, siltitos e argilitos. Tipicamente, partindo-se da base deste leque, a razão areia/folhelho aumenta.

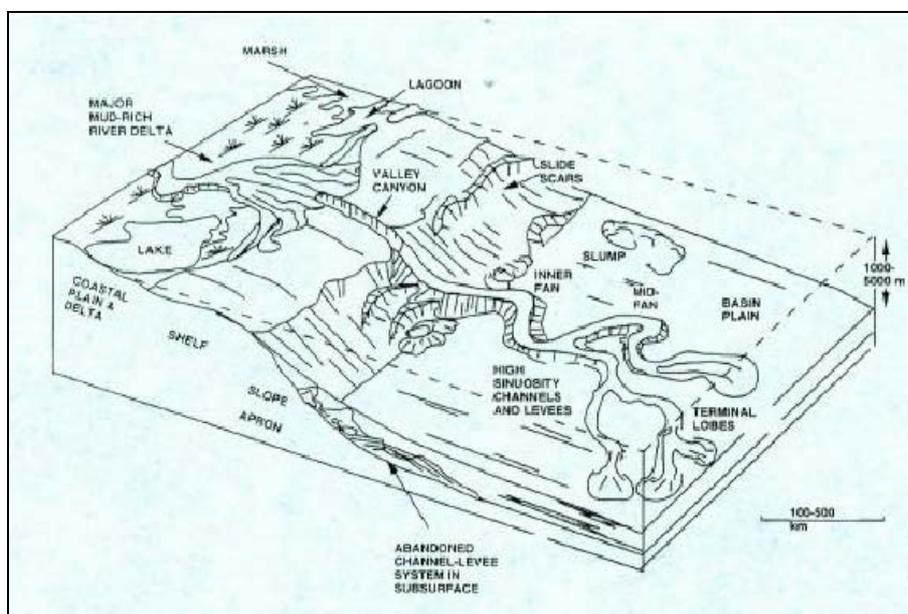


Figura 16: Modelo deposicional rico em lama (Reading & Richards, 1994).

Os sistemas argilo-arenosos (Figura 17) possuem entre 30-70 % de areia. São sistemas alimentados por deltas, onde o leque superior consiste em um único canal de transporte sedimentar da plataforma até a bacia. Na zona transicional entre o leque superior e o intermediário este canal começa a bifurcar-se em múltiplos canais. Na porção inferior do leque médio e no leque inferior os canais avançam progradando lobos. O aumento das interligações entre os canais pode ocorrer no sistema, conduzindo a um bom potencial para a conexão dos lobos.

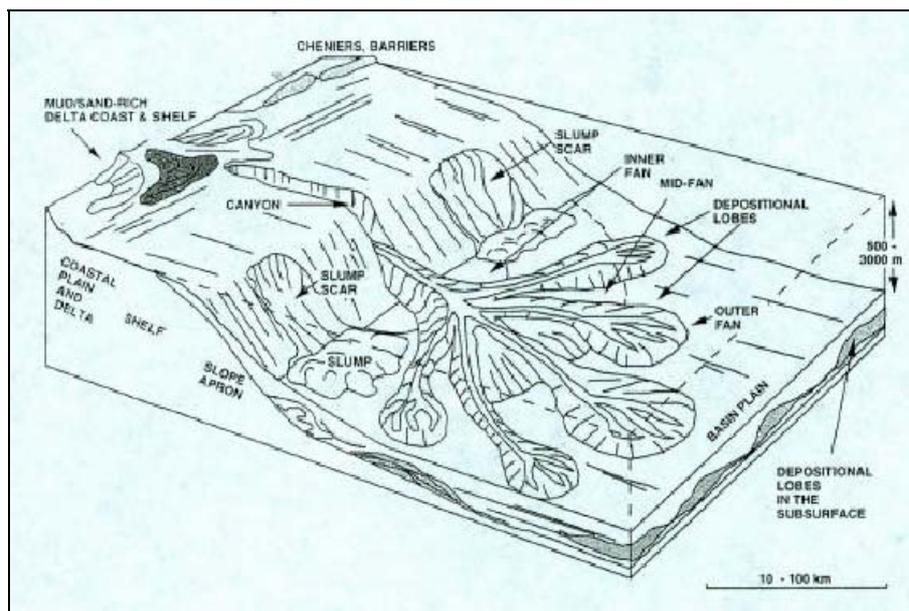


Figura 17: Modelo deposicional argilo-arenoso (Reading & Richards, 1994).

▪ Modelo de Bouma

Bouma (2000) discutiu sobre modelos turbidíticos referidos como de granulação grossa e fina e também a sua aplicabilidade e os perigos que eles encerram. Bouma diz que modelos podem ser muito perigosos quando não aplicados seletiva e criticamente. Menciona Richards (1994, *in* Bouma 2000) que publicou uma revisão da literatura e uma classificação baseada do tamanho de grão e dos sistemas alimentadores dos leques submarinos.

O que Bouma (2000) propõe é a divisão dos depósitos turbidíticos em dois termos finais (com granulação grossa e granulação fina). O modelo de Bouma se torna válido, pois lida com um padrão de organização que parece pertencer a todas as ocorrências de turbiditos. Este modelo descreve um sistema turbidito de granulação fina que é separado em três unidades: leque superior (interno), leque intermediário e leque inferior (externo).

Bouma (2000) identifica três membros extremos com zonas de transição entrepostas: a transição do leque superior para o leque intermediário é em rampa, caracterizada por um complexo de canais; o leque intermediário é formado por um ou mais canais *levee* e depósitos de *overbank*; e, terceira zona, composta por um leque inferior, é composta por depósitos laminados de areias.

1) Sistemas turbidíticos de granulação grossa ricos em areia

As principais características dos sistemas turbidíticos de granulação grossa ricos em areia são:

- 1) Razão arenito/folhelho muito alta, incluindo as áreas intercanais;
- 2) Sedimentos entre areia média e grossa, com pouco ou nenhum mineral de argila;
- 3) Construção gradual do leque em direção à bacia.

Estes leques muitas vezes continuam a construir igualmente durante nível de mar alto, apesar de normalmente ser um processo vagaroso. A construção aumenta quando maior quantidade de sedimento está disponível, o que pode acontecer durante séculos de ambiente úmido e quando a plataforma se torna mais estreita (rebaixamento relativo do nível do mar). Este tipo de sistema turbidítico é bem conhecido na literatura através de estudos em afloramentos e investigações de exploração e produção. O modelo de sistema turbidítico de granulação grossa rico em areia (Bouma, 2000) pode ser observado na Figura 18.

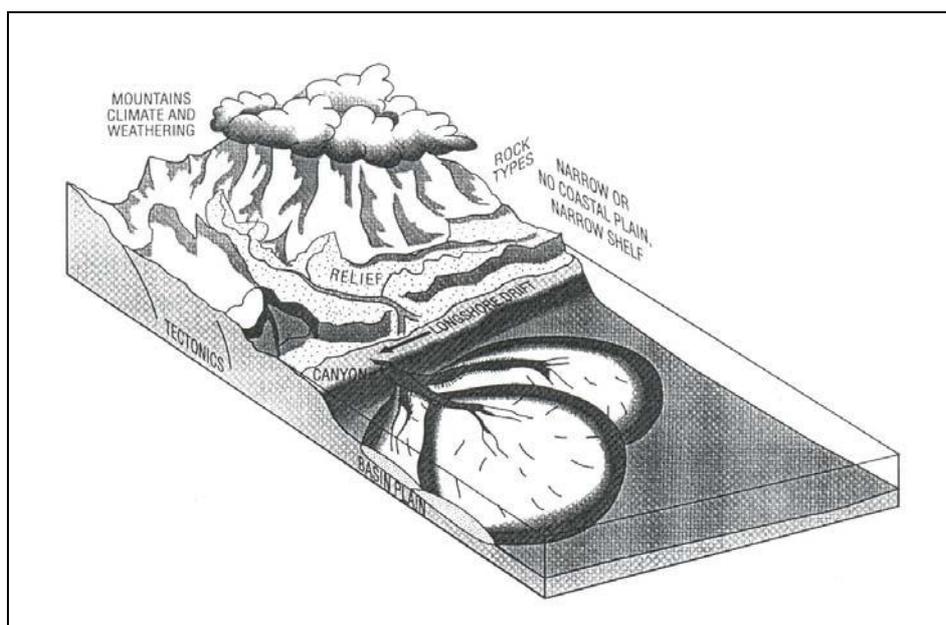


Figura 18: Modelo deposicional de granulação grossa rico em areia proposto por Bouma (2000).

2) Sistema turbidíticos de granulação fina ricos em lama

O leque superior transporta sedimento da plataforma até a bacia. Seu preenchimento é formado predominantemente por folhelhos e areias de deslizamentos. Esta é a última parte do sistema a ser preenchida tipicamente com sedimentos finos, durante o período inicial-intermediário do sistema transgressivo. A base em rampa representa um decréscimo de gradiente do leque superior até o leque intermediário e, portanto, normalmente serve como zona inicial de deposição. Essa área é composta de um extenso empilhamento de canais finos com menor ocorrência de depósitos originários dos depósitos *levee-overbank*. O tipo de deposição começa a mudar da rampa até a zona do leque intermediário, onde a maior deposição ocorre.

O leque intermediário é formado por canais, *levee* e depósitos de *overbank*. Depósitos de canais *levee* consistem em folhelhos e arenitos alternados. Se uma corrente turbulenta transborda um dos canais *levee*, uma extensa deposição *overbank* ocorre. Ao mesmo tempo, as bases dos depósitos são tipicamente compostas de arenitos massivos amalgamados e os fluxos gravitacionais mudam de turbulentos a correntes trativas. A mudança do tipo de corrente normalmente produz estruturas sedimentares, primeiramente laminação *foreset*, seguida por laminação paralela, e posteriormente, *climbing ripples* nos depósitos de *levee-overbank*. Tipicamente, a maioria dos sedimentos transpassa o leque intermediário e depositam-se no leque inferior.

Durante a transição do leque intermediário para o leque inferior, o sedimento é transportado de um ambiente canalizado para um não-canalizado, resultando na deposição de camadas de areias tabulares. Camadas individuais de areia tendem a ser plano-paralelas com afinamento (*thinning*) aos limites distais de cada depósito. Contatos amalgamados em arenitos laminados são comuns, o que indica que cada camada pode ter sido depositada por fluxos gravitacionais distintos de correntes fracamente erosivas.

Resumidamente o sistema turbidítico de grão fino rico em lama é alimentado por delta e é um sistema transpassante (*by-pass*), sendo produto de fluxos gravitacionais eficientes. Uma das características é um dique marginal possante que circunda os vales do leque. O modelo de sistema turbidítico de granulação grossa rico em areia (Bouma, 2000) pode ser observado na Figura 19.

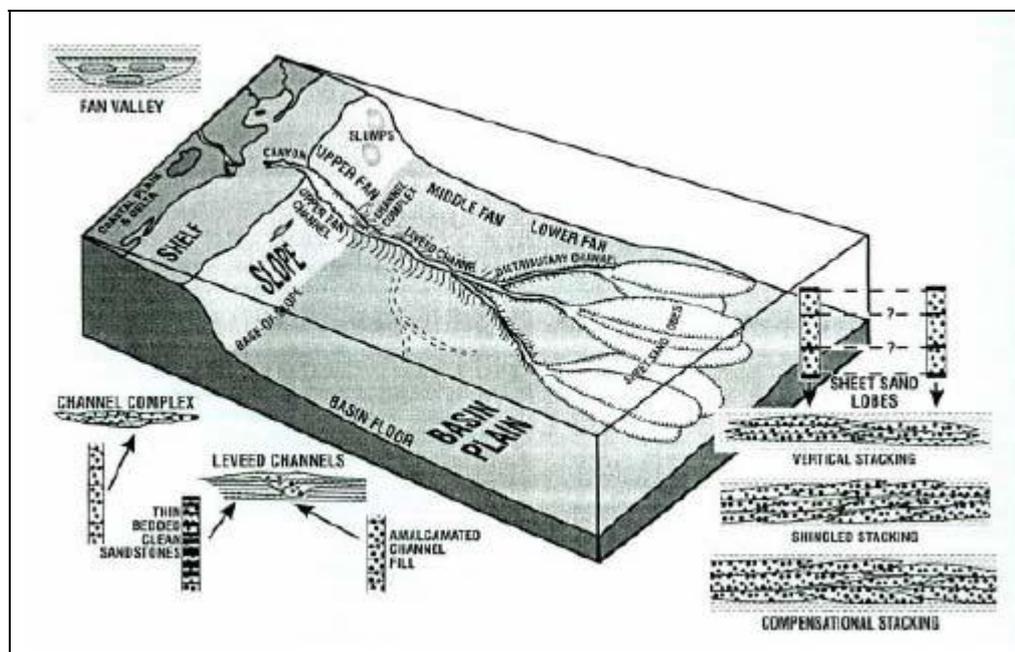


Figura 19: Modelo deposicional de granulação fina proposto por Bouma (2000), com seções esquemáticas mostrando os respectivos preenchimentos.

Bouma (2000) cita os parâmetros que influenciam a construção de um sistema turbidítico:

- 1) Forças tectônicas – Basicamente formam a fonte de sedimento e as áreas deposicionais: montanhas, bacias e as áreas entre elas;
- 2) Clima e fatores afins – O tipo de intemperismo das rochas (físico, químico ou biológico). Tanto o tipo de intemperismo como o transporte das partículas são controlados pela zona climática, vales de montanhas íngremes, força do movimento da água, gelo ou vento, taxas de pluviosidade ou de fusão do gelo;
- 3) Extensão do sistema fluvial – Drenagens mais longas favorecem grãos mais finos e vice e versa;

- 4) Influência da variação eustática glacialmente controlada – Possui um efeito maior no transporte fluvial, beneficiando mais o grão fino do que o grosso. Durante a transgressão inicial, devido ao aumento de temperatura, tornam-se disponíveis tremendas quantidades de água proveniente da fusão do gelo. Os rios ganham em força e tamanho, transportando grandes quantidades de sedimento para a costa. Muito deste material pode ser movido sob condições de fluxo hiperpicnal, podendo implicar que correntes de turbidez já estariam presentes no sistema fluvial mais externo. Uma vez que transpassam a boca do distributário, seguem o vale inciso externo e o *canyon* submarino, fazendo com que grandes quantidades de sedimento sejam transportadas diretamente do rio para a bacia. Uma vez que as condições de fluxo hiperpicnal mudem para hipopicnal, interrompe-se o contato direto do fluxo desde o sistema fluvial até à bacia e a areia transportada pelo fundo não mais alcança o *canyon* submarino.

3 BACIA DO ITAJAÍ

A bacia do Itajaí corresponde a uma bacia sedimentar do Proterozóico Superior, situada no limite norte do Cinturão Orogênico Dom Feliciano (Rostirolla & Figueira, 1995) e representa uma bacia de *foreland* formada durante o fechamento de um cinturão colisional (Rostirolla *et al*, 1992a). A situação geológica regional da bacia do Itajaí pode ser observada na Figura 20.

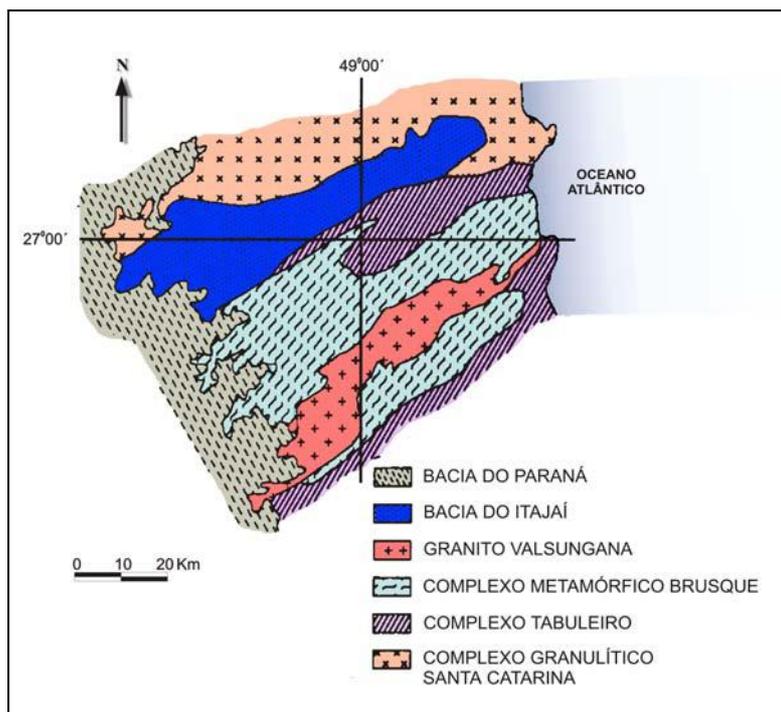


Figura 20: Mapa geológico regional com localização da bacia do Itajaí segundo Silva (1987), citado em Rostirolla *et al.* (1992a).

Apesar de possuir uma evolução tectônica diferente das bacias de margem passiva, a bacia do Itajaí se caracteriza como uma excelente área para o estudo de sistemas deposicionais, destacando-se sistemas turbidíticos, pois através das excelentes exposições é possível realizar análises comparativas e analogias de depósitos turbidíticos de sub-superfície como os que ocorrem nas bacias de margem leste brasileira, principalmente quanto à descrição de fácies gravitacionais de água profunda.

3.1 Geologia Estrutural

Diversos estudos geotectônicos estabelecem que o Grupo Itajaí situa-se entre uma faixa móvel e um cráton, porém com proposições diferentes para a origem e desenvolvimento do arcabouço estrutural e o estilo deposicional do conjunto (Rostirolla *et al.*, 1992a). O Grupo Itajaí já recebeu diversas classificações : Basei (1987) a classificou como sendo uma seqüência depositada em uma antefossa molássica tipo *rift*; Soares (1988) definiu-a como sendo bacia tardi-colisional (*apud* Rostirolla *et al.*, 1992a) A maioria dos trabalhos indica uma deformação pós-deposicional predominantemente compressiva, embora a ocorrência de uma leve modificação transcorrente no decorrer da deformação (Rostirolla, 1991) tenha levado alguns autores a considerarem um contexto de bacia *pull-apart* (Krebs *et al.*, 1988 e 1990).

O registro estrutural, assim como o padrão de preenchimento sedimentar (Appi, 1991; Rostirolla, 1991; Rostirolla *et al.*, 1992b) conduzem a uma hipótese de bacia de antepaís, com possibilidade de alguma contribuição de falhas normais durante a fase inicial de subsidência flexural. Rostirolla (1991) e Rostirolla *et al.* (1992) em concordância com Basei *et al.* (1987) detectaram um conjunto de dados estruturais direcionados preferencialmente de NW para SE, representando o padrão regional do cinturão orogênico Dom Feliciano. Estes autores consideram a ocorrência de duas fases deformacionais pós deposicionais:

1) A primeira fase (D1) ocorreu em regime tectônico compressivo e foi a mais penetrativa, estruturando a área em maior ordem. Esta fase iniciou-se com a tensão principal máxima, frontal, direcionada de SE para NW e com a tensão principal intermediária na horizontal, o que favoreceu o desenvolvimento de falhas reversas de direção N60-70E.

2) A segunda fase (D2), que teve uma intensidade muito menor do que a fase D1, gerou elementos mais restritos, ocasionando a reativação distensiva das estruturas formadas na fase D1, com processos deformativos menos intensos. Rostirolla (1991) e Rostirolla *et al.* (1992b) determinaram que a deformação em regime rúptil a rúptil-dúctil, com as estruturas mais penetrativas constituindo falhas e juntas, indicavam que os corpos alcançaram o ponto de ruptura sem sofrer uma influência significativa. Além disso, as zonas de cisalhamento não apresentam evidência de fluxo milonítico durante a deformação e os dobramentos foram absorvidos, em grande parte, ao longo das discontinuidades pré-existentes.

3.2 Idade, correlação e metamorfismo

Macedo *et al.* (1984) calcularam as idades das rochas e o grau metamórfico das mesmas a partir das razões isotópicas Rb-Sr e K-Ar e dos índices de cristalinidade das ilitas presentes nas frações finas de folhelhos e siltitos, respectivamente. Neste estudo foram coletadas 20 amostras de rocha em áreas distintas (pedreiras) da bacia do Itajaí: 11 amostras coletadas em Ribeirão da Velha Grande e nove amostras coletadas em Apiúna. A partir destas análises foram estabelecidas as seguintes idades e graus metamórficos:

- A idade da sedimentação situa-se entre 588 ± 48 Ma, intervalo esse que é indicado pelos resultados disponíveis para o Complexo Metamórfico Brusque;
- Por volta de 550 Ma a área sofreu um evento tectonometamórfico regional. Localmente foi definida intensidade variando entre epi a anquizonal para a região de Velha Grande e fracamente anquizonal para a região de Apiúna. Este evento está relacionado com as idades obtidas para o Granito Subida (546 ± 10 Ma) e os riolitos de Apiúna (544 ± 20 Ma), que cortam o Grupo Itajaí. A formação dos riolitos seria contemporânea à intrusão do Granito Subida e do metamorfismo regional que teria afetado todo o Grupo Itajaí. Esse evento é igualmente registrado pelo sistema K-Ar, com idades variando entre 510 e 550 Ma;
- As idades K-Ar das amostras provenientes de Velha Grande foram datadas no intervalo 510-520 Ma e as amostras de Apiúna situam-se entre 526-540 Ma;
- O resfriamento regional pós-metamórfico marcado pelos resultados K-Ar possui valor médio de 525 Ma.

3.3 Estratigrafia

Os primeiros reconhecimentos geológicos da bacia do Itajaí foram realizados por Dutra (1926, *apud* Rostirolla & Figueira, 1995), identificando e descrevendo as rochas metassedimentares como folhelhos argilosos e argilo-arenosos, “mais ou menos metamórficos”, quartzitos, arenitos e conglomerados arcoseanos. Neste trabalho Dutra denominou este conjunto de rochas de “Série Itajaí” (Krebs *et al*, 1988).

Posteriormente outros trabalhos subdividiram e redefiniram as unidades da Série Itajaí através de interpretações diferentes, resultando em diversos modelos para a evolução da bacia (tectônica e sedimentação) e conseqüentemente geraram colunas estratigráficas contraditórias e antagônicas (Figura 21).

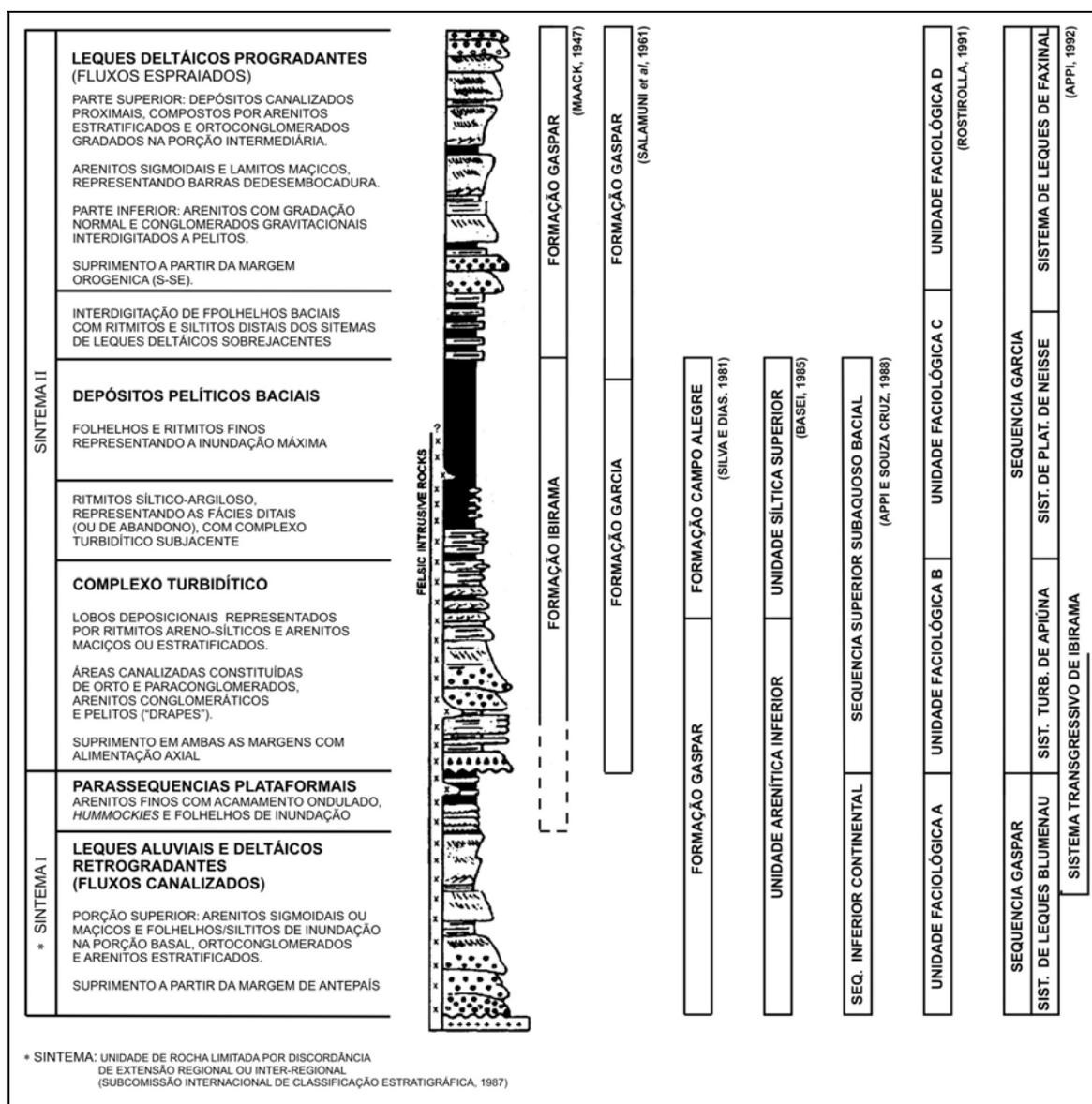


Figura 21: Evolução da divisão estratigráfica da “Série” Itajaí (Rostirolla & Figueira, 1995).

Maack (1947 *apud* Krebs *et al.* 1988) subdividiu a Série Itajaí em duas unidades: (1) Formação Ibirama, inferior, composta por “xistos” cinzentos, lentes de conglomerados, “ardósias” e “quartzitos” cinzas, e (2) Formação Gaspar, superior, formada por conglomerados, arenitos e folhelhos com cores purpúreas.

A Série Itajaí foi redefinida por Salamuni *et al.* (1961), que introduziram as Formações Garcia e Gaspar. A Formação Garcia, inferior, constituída por arenitos e folhelhos sílticos argilosos, cinza-claros ou lilás, com intercalações de lentes de arenito conglomerático, conglomerados e rochas vulcânicas piroclásticas. A Formação Gaspar, superior, foi definida como composta predominantemente por conglomerados e arcóseos finos e médios a grosseiros, violáceos, às vezes avermelhados.

Silva & Dias (1981, *apud* Krebs *et al.*, 1988) propuseram para o Grupo Itajaí a subdivisão em Formação Gaspar (basal) e Formação Campo Alegre (superior). Nesta subdivisão a sucessão vertical foi interpretada de modo inverso, sendo a Formação Gaspar constituída por arenitos líticos e feldspáticos grosseiros e arenitos finos, roxos, com intercalações de tufos ácidos e a Formação Campo Alegre composta por rochas sílticas verdes alternadas ritmicamente com arenitos, tufos, brechas e rochas vulcânicas ácidas.

Os primeiros modelos de sistemas deposicionais aplicados na bacia do Itajaí baseados em conceitos da estratigrafia moderna foram propostos por Appi (1990, *apud* Rostirolla & Figueira, 1995), através da realização de um curso de campo na área pela Petrobrás. Estes modelos designaram as Formações Gaspar como Seqüência Inferior Continental e a Formação Garcia como Seqüência Superior Basal.

Appi & Souza Cruz (1990, *apud* Rostirolla & Figueira, 1995), fundamentados na Estratigrafia de Seqüências de Van Wagoner (1988), propuseram a divisão do Grupo Itajaí em duas seqüências deposicionais: seqüências Gaspar e Garcia. A seqüência Gaspar, inferior, é interpretada por Appi (1991) como uma cunha sedimentar retrogradante (tipo rampa), definida a partir do reconhecimento das seguintes características: afinamento dos grãos, diminuição da espessura das camadas, ocorrência de fácies mais distais em direção ao topo dos perfis e também pela ocorrência de depósitos de plataforma pouco expressivos situados entre os sedimentos grossos da base e os finos do topo da unidade. O limite desta seqüência com o Complexo Granulítico de Santa Catarina é do tipo discordante erosivo e representa a implantação da sedimentação da bacia.

A seqüência Garcia passou a caracterizar a seção estratigráfica superior, ao contrário dos posicionamentos anteriores (Figura 21).

O limite entre a seqüência Gaspar e a seqüência Garcia foi classificada por Appi (1991) como tipo “1”, de acordo com a classificação de 1988 de Van Wagoner (*apud* Rostirolla & Figueira, 1995), por conter depósitos turbidíticos diretamente sobre o limite discordante, apesar de a origem do evento estar relacionada a um evento tectônico regional.

Os tratos de sistemas associados às rochas da Seqüência Garcia definidos por Appi (1991) são descritos de acordo com a Tabela 3:

Tabela 3: Subdivisão da Seqüência Garcia proposta por Appi (1991) e Rostirolla & Figueira (1995).

	TRATO DE SISTEMA	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SEDIMENTARES	FACIES SEDIMENTARES
SEQÜÊNCIA GARCIA	Trato de sistema de Nível Baixo (Sistema Turbidítico de Apiúna)	• Associação de Fácies de canal	1) Paraconglomerados 2) Ortoconglomerados 3) Camadas de Ortoconglomerados 4) Fácies finas interdigitadas
		• Associação de Fácies de transição Canais-Lobos	1) Arenitos conglomeráticos 2) Arenitos conglomeráticos maciços com estratificação plano-paralela 3) Arenitos conglomeráticos maciços com estratificação plano-paralela 4) Fácies finas interdigitadas
		• Associação de Fácies de Lobos posicionais	1) Arenitos finos a grossos 2) Arenitos finos a médios 3) Turbiditos clássicos e pelitos interdigitados
		• Associação de Fácies de Franja de Lobos	1) Ritmitos de arenitos 2) Arenitos finos a médios
		• Associação de Fácies Pelíticas	1) Siltitos laminados
		• Fácies de deslizamento Indivisas	1) Estratos contorcidos 2) Blocos ou clastos de diâmetros métricos
	Trato de sistema Transgressivo (Sistema Plataforma de Neisse)	• Folhelhos transgressivos	
Trato de sistema de Nível Alto (Sistema de Leques Faxinal)	• Leques deltaicos e corpos subaquosos retrabalhados na plataforma		

Obs. Associações de fácies do Sistema Turbidítico de Apiúna (Rostirolla, 1995)

1) Trato de Sistema de Nível Baixo (Sistema Turbidítico de Apiúna)

O Sistema Turbidítico de Apiúna foi caracterizado como um trato de sistema de nível baixo, denominado Sistema Turbidítico de Apiúna (Appi, 1991), devido à ocorrência e ao fato de os melhores afloramentos localizarem-se próximos à cidade de Apiúna. A espessura mínima estimada para esta unidade é de 500 metros, incluindo as rochas de origem vulcânica. As associações de fácies sedimentares que compõem este trato são depósitos de leque de talude, compostos de turbiditos canalizados proximais a medianos associados aos fluxos de detritos e folhelhos do talude; e cunha de nível baixo, composta de franja turbidítica fina e folhelhos que recobrem os leques do talude (Appi, 1992).

2) Trato de Sistema Transgressivo (Sistema de Plataforma de Neisse)

Unidade denominada de Sistema de Plataforma de Neisse (Appi, 1991) em função da ocorrência de siltitos com marcas de onda, que são registros típicos de deposição em regime de plataforma calma (diferenciando-a essencialmente do sistema transgressivo representado pela Formação Gaspar) e também em função da ocorrência dos afloramentos representativos localizados ao longo do Ribeirão Neisse (Figura 21). Estes depósitos são associados à máxima inundação (máxima transgressão), constituindo um marco estratigráfico dentro do Grupo Itajaí. Sua espessura média estimada ultrapassa os 1.000 metros. Neste trato observa-se o empilhamento de parassequências retrogradantes, limitando corpos arenosos sigmoidais, que foram gradativamente afogados pelo sistema transgressivo e também registros sedimentares causados por correntes de densidade intercalados nos folhelhos da plataforma, representando relíquias das frentes deltaicas.

3) Trato de Sistemas de Nível Alto

Embora a seção geológica típica desta unidade esteja localizada no Bairro de Garcia (Blumenau), Appi. (1991) denominou esta unidade de Sistema de Leques Faxinal em referência às observações de Krebs *et al.* (1988), que observaram um sistema de leques deltaicos na região de Faxinal. Este sistema marca o retorno da sedimentação clástica, esta exibindo um conjunto de parassequências agradacionais e progradacionais. A associação de fácies sedimentares deste sistema é representado por leques deltaicos e corpos subaquosos retrabalhados na plataforma. As unidades geológicas descritas anteriormente podem ser observadas no mapa geológico da bacia do Itajaí e nas Seções Geológicas (Figuras 22 e 23).

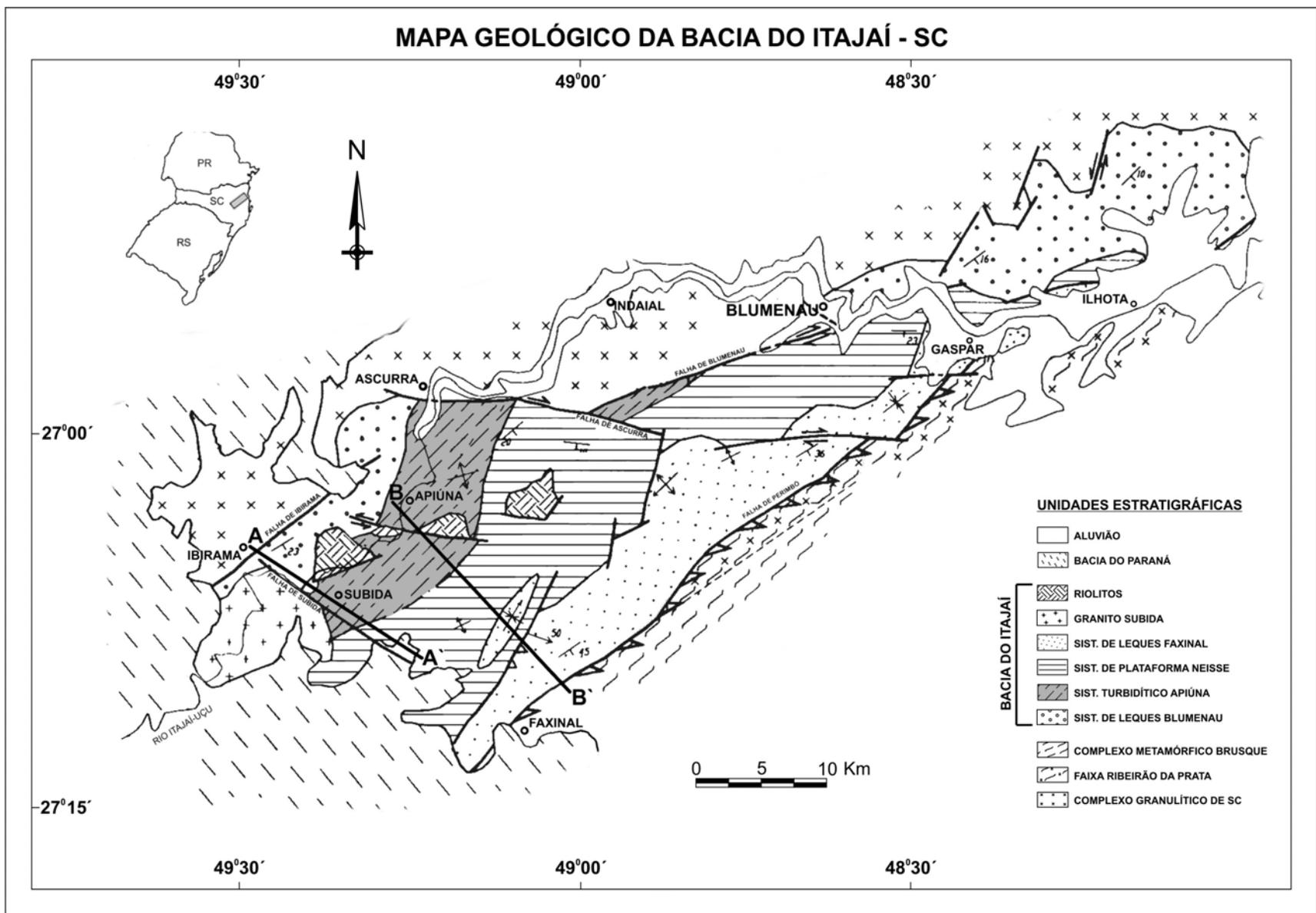


Figura 22: Mapa geológico da bacia do Itajaí (Rostirolla *et al.* 1992b).

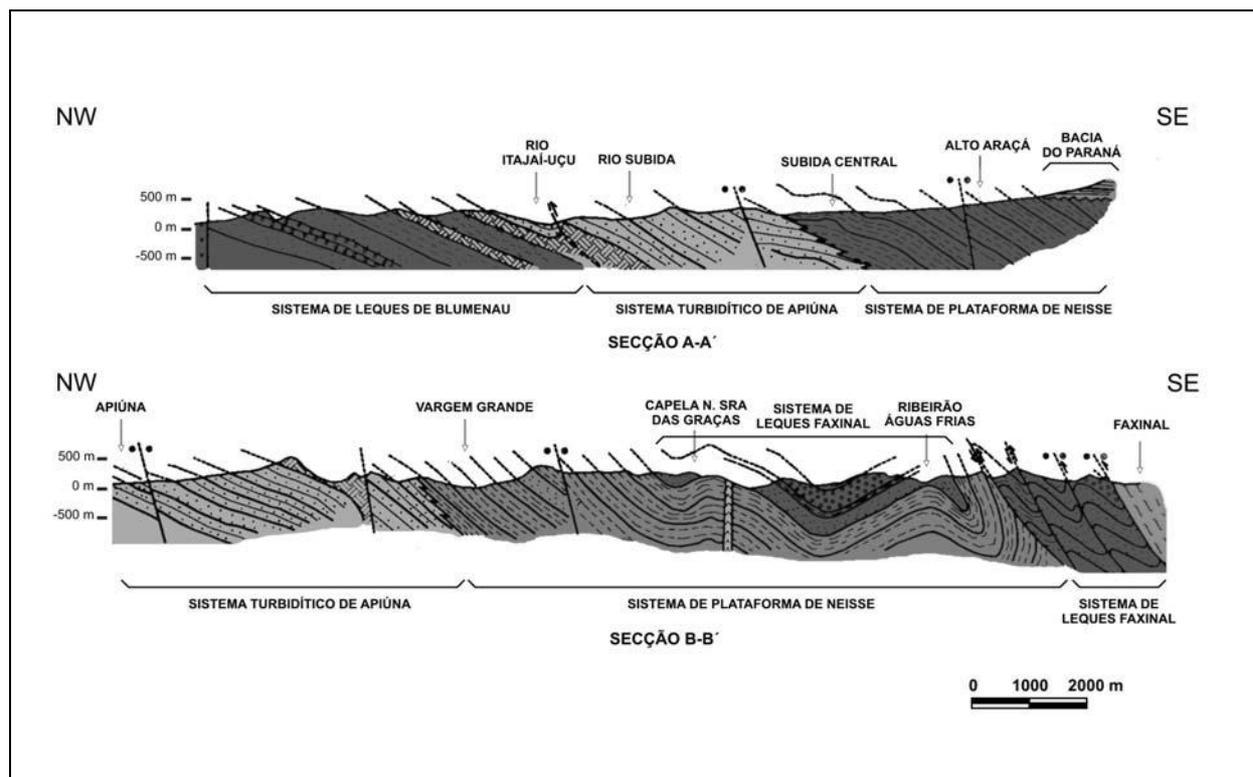


Figura 23: Seções geológico-estruturais da bacia do Itajaí (Rostirolla *et al.* 1992a).

3.4 Complexo Turbidítico de Apiúna

A unidade geológica originalmente definida por Appi (1991) como “Sistema Turbidítico de Apiúna” foi designada por Rostirolla & Figueira (1995) como Complexo Turbidítico de Apiúna. De acordo com Rostirolla & Figueira (1995) esta unidade foi afetada por variações eustáticas de 3ª ordem (ou atividade tectônica), com deposição correspondente a 1-10 Ma, sendo que as associações de fácies identificadas correspondem à variações menores sem discordâncias regionais, com deposição entre 10 Ma e 1 Ma, o que correspondem a seqüências deposicionais de 4ª a 3ª ordens, respectivamente.

De acordo com os critérios de Mutti (1992), Rostirolla & Figueira (1995) definiram a partir da distribuição espacial e dos tipos de fácies gravitacionais identificadas em afloramentos, as seguintes associações de fácies para o Complexo Turbidítico de Apiúna:

Associação de Fácies de Canal

Depósitos de granulometria muito grossa, basicamente conglomeráticos, divididos em três tipos principais, intercalados a fácies finas:

- 1) Paraconglomerados com ausência de erosão na base relevantes, compostos por clastos de vários tamanhos (2 a 5 cm), variando de angulosos a arredondados. Possuem matriz lamítica ou composta de arenito muito fino acinzentado. Camadas métricas com geometria tabular e tende-se a acunhar lateralmente, apresentando desorganização interna ou gradação inversa incipiente;
- 2) Ortoconglomerados com granulometria variando de grânulos a seixos (2 a 3 cm) em média. Possuem aspecto castanho-amarelado, com presença comum de fragmentos líticos de rochas vulcânicas. Os corpos são normalmente lenticulares e gradam lateralmente para arenitos conglomeráticos. A base das camadas é erosiva, apresentando constantemente feições de corte e preenchimento, gradação normal na base ou em toda a espessura da camada. Apresentam clastos de pelitos e fragmentos líticos dispersos;
- 3) Camadas de ortoconglomerados em camadas pouco espessas (até 0,5 metro de espessura) formando conjuntos limitados por superfícies erosionais. A organização interna é variável, com as camadas não estratificadas ou com gradação inversa a normal, da base para o topo;
- 4) Fácies finas interdigitadas.

Associação de Fácies de Transição Canais-Lobos

Constituída por conglomerados e arenitos conglomeráticos formados por correntes de alta densidade que representam canais efêmeros quando as camadas contêm erosão basal ou lobos deposicionais confinados quando a base das camadas não é erosiva. São depósitos de baixa eficiência de transporte. Esta associação é constituída pelos seguintes grupos:

1) Arenitos conglomeráticos com presença abundante, formando conjunto de corpos lenticulares amalgamados. São comuns intervalos com a presença de carpetes de tração, formados por grânulos e seixos concentrados. A estratificação interna é plano-paralela, com níveis centimétricos apresentando gradação inversa incipiente;

2) Arenitos conglomeráticos maciços ou com gradação normal bem marcada, podendo conter clastos de pelito dispersos e estruturas de escapes de fluidos. Subordinadamente ocorrem arenitos médios a grossos não gradados;

3) Arenitos conglomeráticos com estratificação plano-paralela ou cruzada tabular tangencial (*mega-ripples*), de ocorrência bastante localizada comparando-se aos tipos faciológicos desta associação;

4) Fácies finas interdigitadas.

Associação de Fácies de Lobos Depositionais

Seqüências espessas de arenitos finos a médios amalgamados, representando fácies de alta eficiência, não canalizados e de geometria lenticular plano-convexa. Têm-se os seguintes grupos:

1) Arenitos finos a grossos subarcoseanos, com níveis conglomeráticos apresentando gradação normal na base. Podem apresentar gradação ou conter laminação cruzada cavalgante em toda a espessura da camada. As camadas mais finas podem conter carpetes de tração com grânulos ou areia grossa. Assemelham-se à divisão “b” de Bouma, embora com granulometria predominante um pouco mais grossa;

2) Arenitos finos a médios, maciços ou com estruturas de escape de fluidos. Localmente ocorrem arenitos em camadas gradadas, com clastos de pelitos dispersos. Os estratos são localmente erosivos, com base tabular contendo clastos de pelitos;

3) Turbiditos clássicos e pelitos interdigitados

Associação de Fácies de Franja de Lobos

Representada por ritmitos depositados na porção basal de lobos deposicionais. Ressaltam-se as grandes espessuras em comparação com as associações compostas predominantemente por areias e seixos. Esta associação é constituída pelos seguintes grupos:

1) Ritmitos de arenitos finos a médios e siltitos, com gradações normais, presença de turbiditos clássicos apresentando as divisões Tc-d-e de Bouma, empacotadas por níveis de folhelhos e siltitos pouco espessos. Suas camadas são centimétricas, normalmente tabulares e lateralmente contínuas, com turboglifos, marcas de sobrecarga e escavação na base;

2) Arenitos finos a médios e pelitos interdigitados.

Associação de Fácies Pelíticas

Esta associação é composta por siltitos laminados cinza-esverdeados em camadas com poucos centímetros de espessura, com interdigitação de lâminas e lentes de areia muito fina. Ocasionalmente ocorrem ritmitos sílticos-arenosos agrupados em conjuntos que variam entre 1 e 10 centímetros de espessura, gradadas. Estão associados a intervalos interturbidíticos ou correntes de turbidez de muito baixa intensidade.

Fácies de Deslizamento Indivisas

Fácies caóticas associadas principalmente com as fácies canalizadas, constituindo depósitos resultantes de fluxos de detritos e hiperconcentrados. Estas fácies são encontradas em pontos isolados e não constituem uma unidade definida por tais fácies. Têm-se as seguintes fácies:

1) Estratos contorcidos de lamitos, com geometria lenticular e apresentando injeções de areia e seixos das fácies areno-conglomeráticas da associação de canal. A espessura, estrutura interna e granulometrias são variadas, com presença de brechas intraformacionais compostas de fragmentos angulares e subangulares dispersos;

2) Blocos ou clastos de diâmetro métricos, isolados ou associados com clastos menores. Sua matriz é pobremente selecionada, com distribuição bimodal a polimodal, com predominância em fração areia. Os clastos de folhelhos e siltitos apresentam comumente deformação plástica provocada pelo tectonismo sin-deposicional.

As associações de fácies do Complexo Turbidítico de Apiúna e os principais afloramentos podem ser observadas no mapa geológico do Complexo Turbidítico de Apiúna (Figura 24).

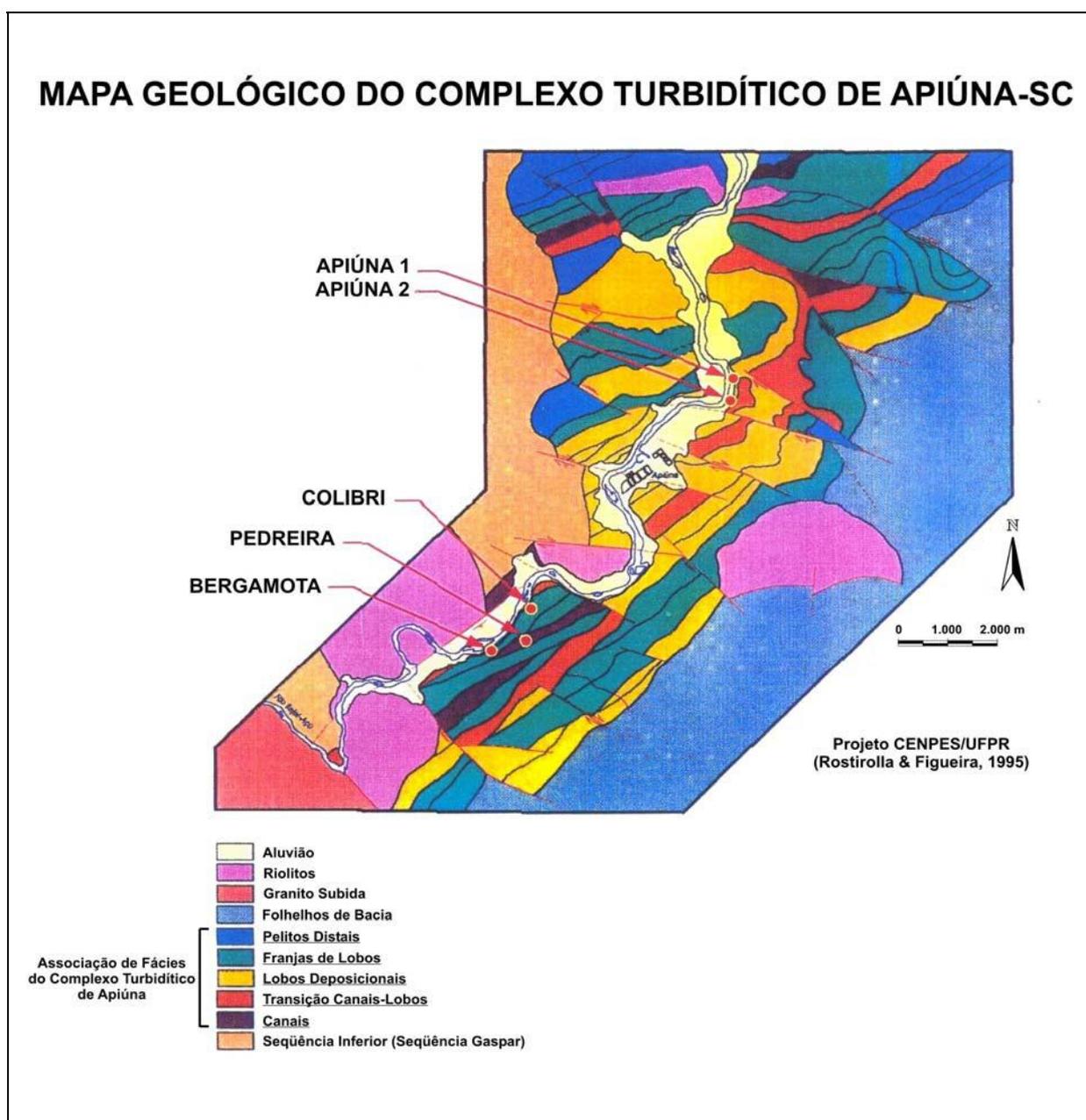


Figura 24: Mapa geológico do Complexo Turbidítico de Apiúna com localização dos principais afloramentos (Rostirolla & Figueira, 1995).

4 AFLORAMENTO BERGAMOTA

O afloramento Bergamota localiza-se no Km 108 da rodovia BR-470, que liga as cidades de Blumenau e Rio do Sul, na porção sudoeste da seqüência metassedimentar da bacia do Itajaí denominada Complexo Turbidítico de Apiúna (Rostirolla & Figueira, 1995). Além do afloramento Bergamota, o complexo Turbidítico de Apiúna contém outros quatro excelentes afloramentos (Colibri, Pedreira, Apiúna 1 e Apiúna 2), com comprimentos variando de 30 a 300 metros e alturas até 17 metros (Figura 24). As camadas possuem regionalmente uma inclinação de 22° para SE, resultante de esforços tectônicos atuantes na região. O afloramento está orientado segundo a direção ENE-WSW e apresenta-se como uma secção quase perpendicular ao sentido de deposição geral (SW), obtido através de medições de paleocorrentes.

Foi utilizada a classificação de fácies de Mutti (1992), que considera sedimentos areno-conglomeráticos. Entretanto é comum a ocorrência de fácies pelíticas, principalmente no topo da seção, intercaladas as fácies arenosas, e que não foram numeradas nos perfis como as demais

4.1 Fácies Sedimentares

Através dos nove perfis geológicos disponíveis em escala de detalhe ao longo do afloramento (vide Apêndice 1) e das seções geológicas, pode-se identificar e registrar a ocorrência das principais fácies sedimentares que compõem o afloramento Bergamota. Para a definição de cada fácies turbidítica de Mutti, são observados parâmetros tais como: litologias; variação de cores e composição; variação granulométrica; geometria; espessura e variação lateral das camadas; correlação espacial dos estratos; identificação de estruturas sedimentares, verificação quanto à presença de indícios de registro fossilífero e medições de paleocorrentes.

As fácies de Mutti (1992) identificadas da seção geológica do Afloramento Bergamota, partindo-se estratigraficamente da base para o topo encontram-se resumidas na Tabela 4 a seguir:

Tabela 4: Fácies turbidíticas identificadas no afloramento Bergamota, segundo a classificação de Mutti (1992).

Fácies	Características	Ocorrência/ Espessura dos ciclos	Camadas
F9a	Arenitos muito finos a finos, seleção regular, com <i>ripples</i> unidirecionais, ciclos Tbcd, Tbc e Tcd de Bouma	Espessuras menores que 25 cm. Fácies associadas a folhelhos e siltitos, às vezes com F8 (4m totais) predominantemente ocorre acima de F8	Camadas 56, 67, 81, 85 e predominantemente entre as camadas F8 dos perfis P-01, P-02 e P-03
F8	Arenito fino mal selecionado, maciço, podendo haver acamamento gradacional e clastos de folhelhos	Ocorre predominantemente acima de F5; gradual intercalação de F9a: ciclos maiores que 15,0 cm e menores que 1,0 cm – Total 9,5 cm	Camadas 18, 21, 24, 28, 32, 34, 36, 38, 43, 66, 78, 80 e 90
F9b	Arenito fino a médio com <i>ripples</i> de vários centímetros de comprimento	Raras ocorrência, camadas muito delgadas e associadas à F5	Topo da camada 19
F5	Arenito mal selecionado, maciço e incipiente acamamento gradacional, podendo haver tapetes de tração; base plana com erosão suave	Sobrepõem a fácies F3 formando ciclos de 30 cm a um metro, totalizando 8,0 m; com aumento de folhelho para o topo	Topo das camadas 10 e 15; camadas 18, 19, 22 e 23
F4	Arenito médio/fino mal selecionado, apresentado carpetes de tração	Rara ocorrência, com espessuras de 30 a 40 cm	Camada 55 e 18
F3	Conglomerado clasto-suportado com seixos de 3,0 cm em média (riolito, quartzo, granito); clastos de folhelhos e arenitos; desorganizados ou com acamamento gradacional normal; amalgamados e contato basal erosivo. Pode haver incipiente imbricamento de seixos para SW	Sobrepõem F2, ciclos de 1 a 1,5 m totalizando 6 m	Base das camadas 10, 15 e base da 18
F2	Conglomerado fino (predomínio de grânulos) com raros seixos dispersos de até 3,0 cm. Às vezes engloba blocos/matações de arenito de até 30 cm; com matriz argilosa. Há fácies F2 com blocos/matações de F1 (diamictito) e arenito (F8) e bolas de argila blindada	Base da seqüência geral, sobreposta por fácies F3; vários metros de espessura.	Base da camada 10 e camada 17

Em nenhum dos perfis geológicos realizados no afloramento Bergamota são identificados indícios de registro fóssilífero, todavia há conhecimento de icnofósseis na bacia.

- **Fácies F2**

A fácies F2 é constituída de conglomerados finos, com predomínio de grânulos e raros seixos com aproximadamente 3,0 cm, dispersos; apresenta matriz argilosa, blocos e matações da fácies F1 (diamictito) e da fácies F8 (arenito fino). É observada a ausência de estruturas sedimentares, o que confere à rocha um aspecto caótico.

Apresenta camadas com espessuras variando de 0,1 a 1,0 m e contatos basais ondulados, indicando escavações profundas e pouca continuidade lateral quando comparadas às camadas das fácies representativas das frações mais finas.

Espacialmente, a fácies F2 é identificada no intervalo compreendido entre os perfis P-09 (base da camada 10) e P-06 (camada 17).

No perfil P-09 a fácies F2 é identificada na base e caracterizada como um conglomerado fino com matriz lamosa, com seixos de até 3 cm e lateralmente com blocos de arenito (F8) de até 30 cm (Figura 25).



Figura 25: Aspecto de campo da fácies F2, com ausência de estruturação interna (aspecto caótico) no perfil P-09.

Nos perfis P-06, P-07 e P-08, a camada 17 varia lateralmente de uma pequena camada de cerca de 10 cm, composta por lamito grânulo/seixoso, cinza esverdeado (P-08) para diamictito com matriz lamosa com seixos de quartzo e blocos de arenito, de cerca de 30 cm de espessura (P-07), e para arenito fino argiloso (P-06).

É observado que a fácies F2 encontra-se em contato com a fácies F3. Os principais parâmetros observados para a identificação da fácies F2 são:

- 1) depósitos extremamente mal selecionados, com matriz lamosa;
- 2) ausência de organização interna (aspecto caótico);
- 3) camadas com pouca extensão lateral e formas lenticulares;
- 4) falta de cortes basais (*scours*) significativos;
- 5) depósitos de granulometria grossa a muito grossa, mal selecionados;
- 6) camadas relativamente espessas, com até 1 metro, homogêneas, sem estruturação interna;
- 7) marcas de cargas nos depósitos subjacentes.

- **Fácies F3**

A fácies F3 é constituída de conglomerados clasto-suportados, com seixos de até 3 cm, gradando para arenitos de granulação média a grossa, mal selecionados (F5).

A fácies F3 apresenta camadas com espessuras variando de 1 a 2 metros, com formas expressivamente lenticulares e contatos basais ondulados, indicando escavações profundas e pouca continuidade lateral quando comparadas às camadas das fácies representativas das frações mais finas. Especialmente, a fácies F3 é identificada no intervalo compreendido entre os perfis P-09 e P-06.

No perfil P-09 a fácies F3 apresenta-se como camadas de 1,0 a 0,5 metro de espessura, representando a base das seqüências deposicionais, que gradam para fácies F5 e que truncam a fácies F5 das seqüências sobrejacentes, formando uma alternância entre estas fácies.

Verifica-se que camada a 16, observada no topo do perfil P-09 e constituída de conglomerado clasto-suportado (F3) contendo blocos de arenito (F5), varia lateralmente para arenito conglomerático argiloso, com grânulos, seixos, contendo bola de argila blindada e clastos de folhelhos (P-08) e para conglomerado com matriz argilosa (P-07). A bola de argila blindada e os clastos de folhelhos encontrados na fácies F3 podem ser observados nas Figuras 26 e 27.



Figura 26: Detalhe da fácies F3 (conglomerado argiloso), no qual observa-se a presença de bola de argila blindada (AB) e um grande clasto de folhelho (CF).



Figura 27: Detalhe de uma bola de argila blindada.

No perfil P-08 as camadas representativas das fácies F3 apresentam-se amalgamadas e com possuem contatos basais bastante ondulados, indicando superfícies erosivas sobre os depósitos subjacentes (F3 e F5) (Figura 28).



Figura 28: Corte basal profundo (linha indicada pelo topo do martelo) do depósito F3 (conglomerado fino clasto-suportado) sobre depósito F3, localizado entre os perfis P-08 e P-07.

No perfil P-07 a fácies F3 é representada por uma espessa camada basal (camada 16), contendo *boulders* de diamictito (F1) e blocos de arenito de até 50 cm.

No perfil P-07 a fácies F3 é identificada como uma espessa camada basal (camada 16), com cerca de 2,5 m de espessura, composta por conglomerado lamoso, no qual são observados blocos de arenito de até 50 cm, *boulders* de diamictito (F1) de até 1 m (Figura 29) e grandes clastos arrancados de folhelho (*rip-up mudstone clasts*), com tamanhos até 1 m de comprimento (Figura 30).



Figura 29: Blocos de arenito observados na fácies F3 (indicados pelas setas).



Figura 30: Clasto de folhelho de aproximadamente 1 m de comprimento (indicado pelo martelo), observado na fácies F3.

No perfil P-07 é observado que a fácies F3 também se localiza na base de um ciclo gradacional completo (camada 18), com cerca de 1,5 m de espessura, variando da base para o topo de conglomerado (F3), gradando para arenitos (F5), siltitos e por último folhelhos (camada 20). A base deste ciclo (F3) sobrepõe a fácies F2, representada pela camada 17.

A fácies F3 apresenta contatos basais bastante ondulados, indicando superfícies erosivas sobre os depósitos subjacentes (F2, F3 e F5), e apresentam fortes marcas de carga (Figura 31 e 32).



Figura 31: Contato abrupto-erosivo (setas) entre as fácies F2 e F3 no perfil P-07.

Observa-se que este contato apresenta-se ondulado devido a marcas de carga.



Figura 32: Marcas de carga observadas na fácies F2 indicadas pelas setas.

No perfil P-06 a fácies F3, representada pela camada 18, é constituída de diamictito na base que grada para conglomerado com matriz arenosa, com seixos de quartzo e líticos de riolitos de cerca de 2 cm e fraco imbricamento dos seixos para SW (Figura 33). A granodecrescência ascendente da camada 18 observada no perfil P-07 é conservada no perfil P-06.



Figura 33: Aspecto da fácies F3, composta por conglomerado clasto-suportado.

De maneira geral, os depósitos referentes à fácies F3, identificados no afloramento estudado, possuem as seguintes características:

- 1) Conglomerados clasto-suportados, com seixos de 3 cm em média (riolito, quartzo e granito, formando camadas e conjuntos de camadas limitados por superfícies erosivas basais);
- 2) Depósitos sem estratificação interna;
- 3) Tendem a se acumular como lentes limitadas por superfícies erosivas;
- 4) Apresentam normalmente acamamento gradacional normal, amalgamados e contatos erosionais. Camadas com variação granulométrica (*fining-up*), gradando de conglomerados para arenitos médios a grossos, mal selecionados (F5);
- 5) Presença de clastos arrancados, comumente angulosos, que se derivam estritamente do substrato (F1), na porção basal de algumas camadas. Estes clastos estão embebidos numa matriz de areia grossa, grânulos e, mais raramente, pequenos seixos;
- 6) Contém bolas de argila blindada (*armoured mud ball*).

- **Fácies F4**

A fácies F4 é caracterizada como depósitos mal selecionados, composta predominantemente por areia grossa a muito grossa. A presença de carpetes de tração, formados pelo alinhamento de grânulos mais grossos, é característica diagnóstica da fácies F4 (Figura 34).

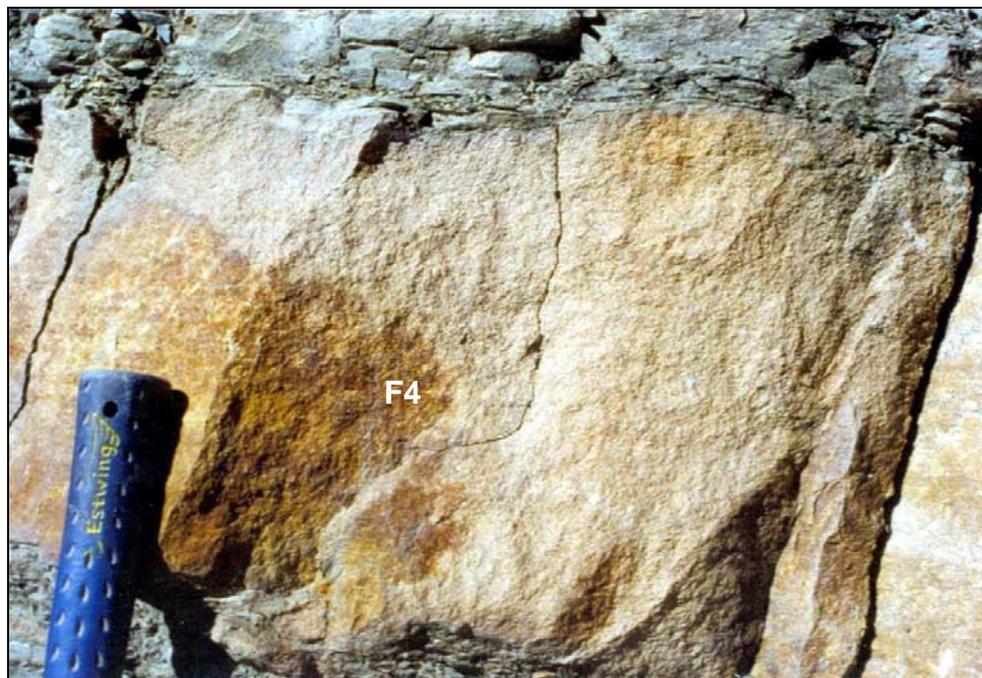


Figura 34: Camada de arenito da fácies F4 (camada 55) apresentando carpetes de tração, indicados pela alternância de níveis horizontais claros e escuros, devido à variação granulométrica. A camada de arenito possui contato superior e inferior brusco com folhelhos.

A ocorrência da fácies F4 é rara, sendo representada unicamente pela parte intermediária da camada 18 (P-06, P-07 e P-08) e pela camada 55 (P-03 e P-02). A fácies F4 encontra-se associada as fácies F5 (base da camada 18) e fácies F9a, localizadas acima e abaixo da camada 55.

Devido à escassez da fácies F4 no afloramento estudado, não foi possível definir o padrão geométrico das camadas que constituem esta fácies e também as possíveis variações litológicas laterais.

- **Fácies F5**

A fácies F5 é composta por areias médias a grossas, com grânulos, com ausência de estratificação interna, apresentando predominantemente granodecrescência ascendente.

A fácies F5 é identificada predominantemente no intervalo compreendido entre os perfis P-09 e P-05.

No perfil P-09 a fácies F5 é caracterizada como arenitos grossos, muito mal selecionados apresentando granodecrescência ascendente, localizados na parte superior dos ciclos gradacionais que possuem a fácies F3 como a parte basal. Não apresentam estratificação interna e pouca variação lateral entre as camadas.

No perfil P-08 são observadas camadas de depósitos F5 em sua base e na porção intermediária superior. Na base verifica-se que são compostas por arenitos médios a grossos, mal selecionados; na porção intermediária superior deste perfil observa-se uma seqüência de camadas amalgamadas de arenito conglomerático (camada 18), com seixos variando entre 2 e 4 cm de comprimento, apresentando afinamento das camadas (*thickening up*) e granodecrescência ascendente (*fining up*).

No perfil P-7 a fácies F5 é observada na porção intermediária da camada 18, composta de arenitos grossos, com seleção regular a pobre e granodecrescência ascendente; localiza-se entre as fácies F3 (base) e F4 (topo) desta mesma camada.

Nos perfis P-06 e P-05 a fácies F5 é constituída de arenitos mal selecionados, constituindo camadas amalgamadas (apresentando vários *sets*), com espessuras até 0,5 m e contatos basais planos (erosão suave). Os conjuntos de camadas amalgamadas encontram-se intercalados com camadas pouco espessas de silito e folhelhos. Através da variação litológica presente neste intervalo, observam-se nitidamente os contatos basais e superfícies superiores das camadas.

A Figura 35 ilustra o topo suavemente ondulado de uma camada de arenito, sugerindo a forma de leito existente durante o período de deposição do folhelho subjacente.

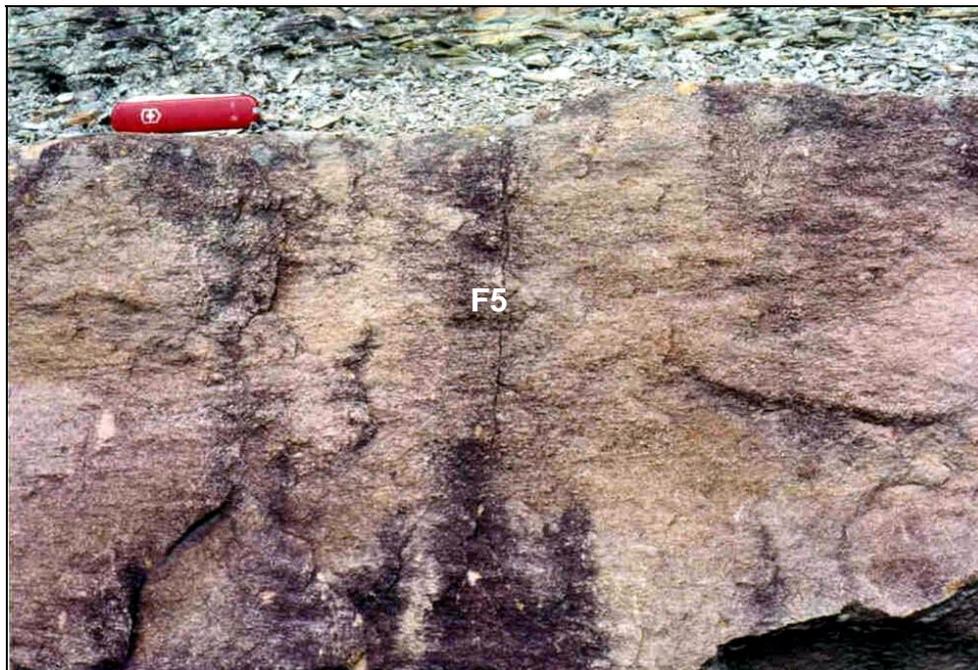


Figura 35: Fácies F5 cujo topo ondulado está recoberto por fácies folhelho.

A seguir seguem as principais características observadas nas fácies F5:

- 1) Arenitos mal-selecionados, compostos por grãos médios a grossos, maciços, desprovidos de estratificação interna;
- 2) Granodecrescência ascendente;
- 3) Camadas amplas, com bases planas e erosão suave;
- 4) Camadas amalgamadas formando *sets*;
- 5) Pouca variação lateral.

- **Fácies F9b**

A fácies F9b possui rara ocorrência no afloramento em estudo.

Nos perfis P-06 e P-05 a fácies F9b é observada como uma fina camada de até 5 cm (topo da camada 19), composta por arenito fino a médio, com marcas de ondulação (*ripple marks*), sobrepondo as camadas de arenitos das fácies F5 (Figura 36).



Figura 36: Camada de arenito com marcas de ondulação, identificada no perfil P-06.

Devido à escassez da fácies F9b no afloramento estudado, não foi possível definir o padrão geométrico das camadas que constituem esta fácies e também as possíveis variações litológicas laterais.

- **Fácies F8**

A Fácies F8 é constituída de arenitos predominantemente finos, podendo haver a ocorrência de areias médias e grossas; depósitos mal selecionados, contendo clastos de folhelhos e ausência de estratificação interna. A fácies F8 possui extensa distribuição espacial, sendo sua presença observada em quase todo o afloramento estudado, excetuando se o perfil P-09, sendo que sua maior frequência é registrada nos perfis P-05 e P-01.

A fácies F8 é composta predominantemente por camadas de cerca de 0,3 m, com geometria bastante tabular e com grande amplitude horizontal. Estas camadas apresentam-se intercaladas aparentemente de forma regular, com siltitos e folhelhos, quando comparadas as camadas das fácies F5.

A fácies F8, identificada nos perfis P-06 (camada 24) apresenta variação lateral, passando de arenito médio a fino, mal selecionado e com alguns grânulos dispersos (P-06) a arenito fino com seleção regular (P-05).

No perfil P-04 a fácies F8 apresenta-se como camadas tabulares de arenito fino a muito fino, maciço, de contatos basais retilíneos e grandes amplitudes. Estas camadas de arenito encontram-se intercaladas com folhelhos silticos, esverdeados. No perfil P-03 observa-se a alternância entre a fácies F8 e a fácies F9a (Figura 37).



Figura 37: Camadas tabulares de arenito maciço (F8) intercaladas com arenitos lenticulares delgados e folhelhos.

- **Fácies F9a**

A fácies F9a é constituída de arenitos muito finos a finos, com seleção regular, com *ripples* unidirecionais e ciclos Tbcd, Tbc e Tcd de Bouma.

As camadas da fácies F9a são predominantemente delgadas, com espessuras menores do que 25 cm, alternadas com camadas de siltitos e folhelhos, apresentando formas tabulares, com poucas amplitudes horizontais, e contatos suaves.

A fácies F9a é identificada na região compreendida entre os perfis P-03 e P-01.

No perfil P-02 a fácies F9a ocorre como um conjunto de finas camadas de arenito finos (10 a 12 cm de espessura) alternadas com folhelhos e siltitos com ciclos Tbcd, Tbc e Tcd de Bouma e *ripples* unidirecionais (Figura 38).

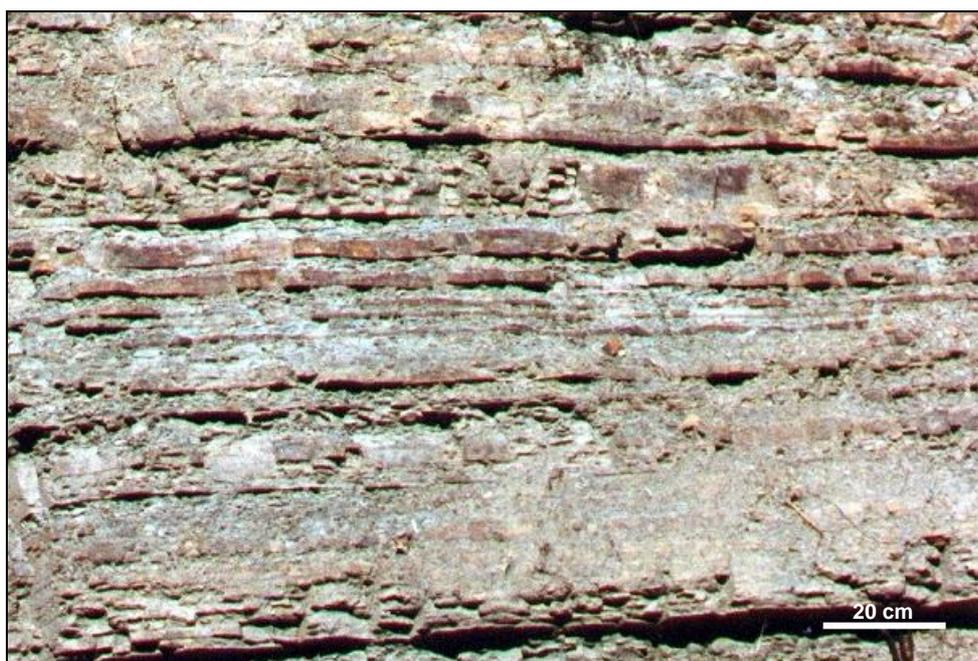


Figura 38: Aspecto da fácies F9a. Observa-se a alternância rítmica de camadas delgadas de arenito fino a muito fino e folhelhos.

Na porção superior do perfil P-01 é observada uma seqüência rítmica regular, com alternância de camadas muito delgadas (< 1 cm) de arenitos muito finos e folhelhos esverdeados, caracterizando depósitos turbidíticos delgados (*thin bedded turbidite-TBT*) segundo Mutti (1977). Estes ritmitos podem ser observados na Figura 39.



Figura 39: Ritmitos formados pela alternância regular de camadas delgadas e lenticulares de arenito fino a muito fino (F9a) e folhelhos.

De maneira geral os depósitos F9a podem ser assim descritos:

1. Arenitos finos a médio, apresentando seleção regular;
2. Camadas delgadas de arenito, com poucos centímetros de espessura (até 5 cm);
3. Presença de *ripples* direcionais;
4. Ciclos Tbcd, Tbc e Tcd de Bouma;
5. Ritmicidade formada pelas camadas de arenito e folhelho, com rara presença de camadas de siltito;
6. Lentes de areia fina a muito fina, sugerindo *linsen*, com pequeno comprimento lateral desaparecendo rapidamente;
7. Razão arenito-folhelho baixa (cerca de 30 % de arenito e 70% de folhelho).

No afloramento Bergamota não foram identificadas as seguintes fácies de Mutti (1992): F1 (somente como blocos na fácies F2), CgRF, WF, F6 e F7.

4.2 Associação de Fácies

- **Associação de fácies A: F2, F3 e F5**

Esta associação é composta por três tipos principais de fácies sedimentares formadas por: diamictitos com clastos de folhelhos e arenitos imersos em uma matriz lamosa (F2); conglomerados clasto-suportados (F3), que regularmente gradam para arenitos médios a grossos (F5) para o topo das camadas (*coarsening-up*). Estes arenitos são truncados no topo por superfícies erosivas das camadas de conglomerados sobrejacentes (F3), bastante evidenciadas pelo contraste granulométrico entre estas fácies, o qual individualiza um evento de sedimentação distinto.

Estas fácies formam corpos de rocha lenticulares, desorganizados, compostos de seixos, blocos e matações de rochas sedimentares (arenitos, folhelhos), rochas ígneas (riolitos) e metamórficas (gnaiesses, granulitos e quartzitos) dispersos em uma matriz areno-argilosa. Internamente são rochas maciças, com estruturas deformacionais e de escorregamento, típicas de fluxos gravitacionais hiperconcentrados.

- **Associação de fácies B: F4, F5, F9b e F8**

Esta associação é composta por três tipos principais de fácies sedimentares formadas por: arenitos mal selecionados, maciços e desprovidos de estratificação interna (F5) com raras intercalações de arenitos finos/médios com *ripples* (F9b) e poucos arenitos finos mal selecionados (F8). A fácies F4, que ocorre raramente no afloramento estudado, também faz parte desta associação de fácies.

Estas fácies formam corpos em forma de lobos, por vezes tabulares com espessuras de 0,5 a 1,5 metros, com camadas amalgamadas formando *sets*, que por sua vez apresentam-se intercalados com siltitos e folhelhos.

- **Associação de fácies C: F8 e F9a**

Esta associação é composta predominantemente por arenitos finos mal selecionados e maciços (F8) e com menor ocorrência arenitos finos a médios (F9b)

A geometria predominante das fácies constituintes desta associação do tipo tabular, com leves ondulações no topo das camadas (F8), estas intercaladas com arenitos finos a médios (F9b) e intervalos pouco espessos de siltitos e folhelhos.

- **Associação de fácies D: F9a e F8**

Esta associação é composta predominantemente por arenitos muito finos, com seleção regular, com camadas delgadas, apresentando os ciclos Tbcd, Tbc e Tcd de Bouma (F9a), e com menor ocorrência de arenitos finos mal selecionados, tabulares e maciços (F8).

Esta associação de fácies contém corpos tabulares delgados, com poucas amplitudes horizontais, e apresentando uma alternância rítmica de camadas de arenitos e folhelhos, com espessuras centimétricas.

Os perfis realizados no afloramento Bergamota (P-01 a P-09) foram agrupados verticalmente para a construção de um perfil vertical representativo de toda a seção geológica estudada, totalizando cerca de 30 metros de espessura. Neste perfil geral observa-se que há um decréscimo das espessuras das camadas (*thinning*) da base para o topo, assim como uma diminuição geral gradativa da granulometria (*fining-up*), com a progressiva perda das populações mais grossas.

O perfil geral do afloramento Bergamota e as associações de fácies identificadas podem ser observadas na Figura 40.

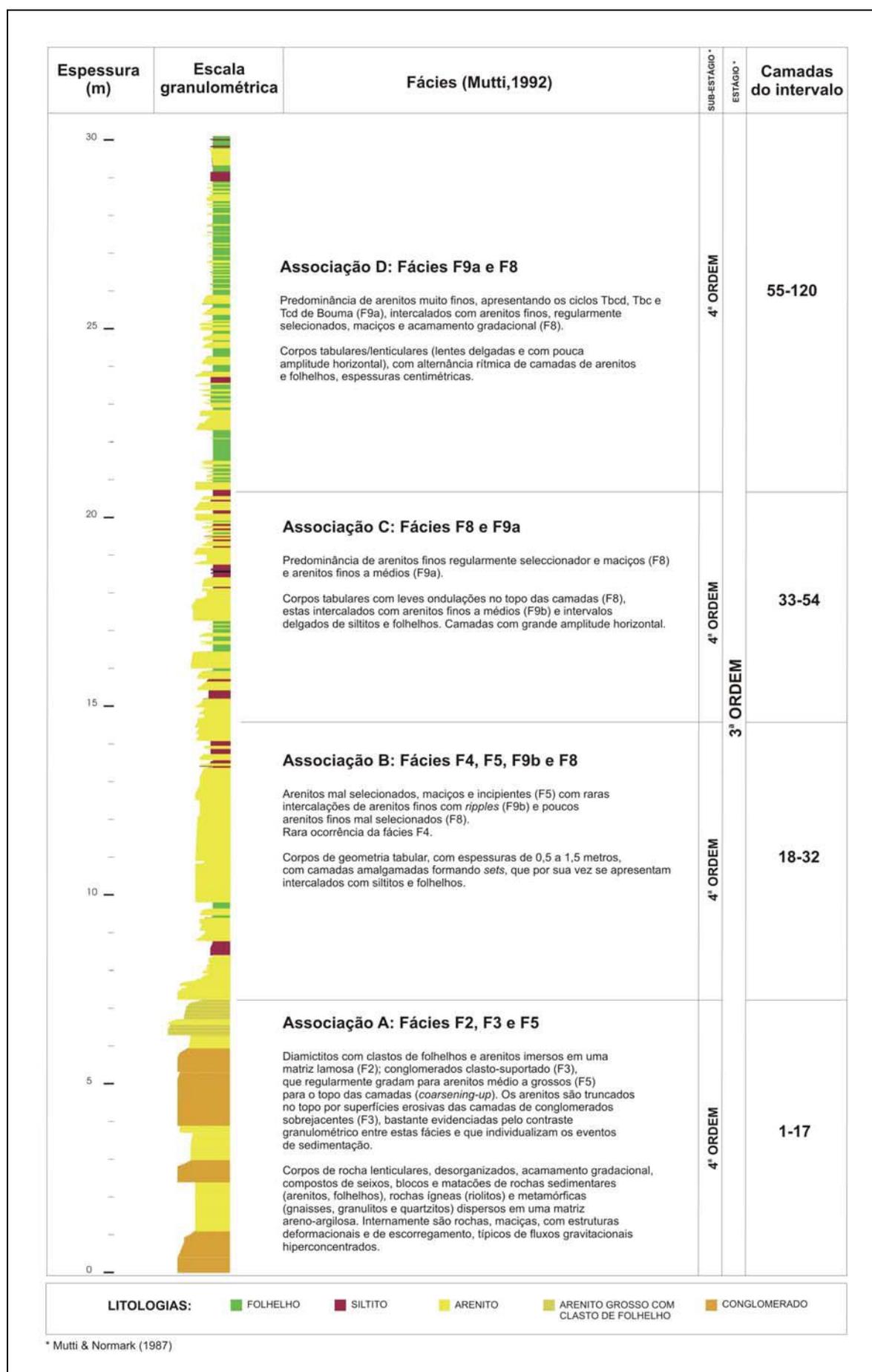


Figura 40: Perfil geral do afloramento Bergamota e associações de fácies identificadas.

4.3 Interpretação Ambiental

A associação de fácies **A** (F2, F3 e F5), composta predominantemente por sedimentos imaturos (diamictitos), sedimentos grossos (conglomerados) e arenitos mal selecionados apresenta-se como camadas espessas, de formas lenticulares com pouca amplitude horizontal, e com contatos basais erosivos e entrelaçamento dos leitos. A presença de blocos e clastos de folhelhos sugerem depósitos originados a partir de fluxos hiperconcentrados. O conjunto de dados desta associação de fácies é característico da parte proximal/mediana de um complexo de canais.

A associação de fácies **B** (F4, F5, F9b e F8), composta predominantemente por arenitos mal selecionados e maciços, formando camadas espessas e amalgamadas, é interpretada como depósitos turbidíticos canalizados.

A associação de fácies **C** (F8 e F9a) composta predominantemente por arenitos finos mal selecionados e maciços (F8) e arenitos finos a médios, formando corpos tabulares com leves ondulações no topo das camadas e marcas de onda, com intervalos pouco espessos de siltitos e folhelhos, é interpretada como lobos turbidíticos formados pelas descargas dos canais.

A associação de fácies **D** (F9a e F8), composta por arenitos maciços e mal selecionados (F8) e predominantemente por arenitos finos, delgados e apresentando ciclos Tbcd, Tbc e Tcd de Bouma, intercalados com folhelhos de forma rítmica (ritmito), é interpretada como turbiditos clássicos. Os folhelhos laminados de coloração cinza-esverdeados, com laminação plano-paralela que encobrem a associação de fácies D (F8 e F9a) são interpretados como franja de lobos.

As associações de fácies determinadas no afloramento Bergamota são correlacionáveis ao modelo turbidítico de Mutti & Ricci-Luchi (1972) (Figura 41).

A associação de fácies A, aqui determinada, corresponde a um leque proximal (*inner fan*), devido à presença de diamictitos (F2), conglomerados (F3) contendo grandes clastos arrancados de folhelho e blocos de arenitos, arenitos médio a grossos, mal selecionados; com espessas camadas apresentando formas acanaladas e escavações profundas, indicando o desenvolvimento de fluxos de detritos coesos.

Neste modelo a associação de fácies B correlaciona-se ao leque intermediário (*middle fan*), caracterizado pelos arenitos mal selecionados, sem estratificações (F4, F5 e F8), interpretados como depósitos derivados de correntes de turbidez de alta densidade.

A associação de fácies C, caracterizado pela predominância de arenitos finos, mal selecionados, formando extensas camadas, com contatos suavemente ondulados, características estas que denotam o desenvolvimento de deposição por fluxo residual, é interpretada como o leque externo (*outer fan*).

A associação de fácies D, formada por arenitos finos, delgados, intercalados com siltitos e folhelhos, é interpretada como planície bacial (*basin plain*), localizada no ambiente distal turbidítico.

A seqüência obtida pelo empilhamento vertical de todas as associações de fácies do afloramento Bergamota, com a associação A, B, C e D da base para o topo, ilustra uma progressiva desativação do sistema deposicional, com provável afastamento da área fonte de sedimentos.

As associações de fácies determinadas neste estudo são correlacionáveis ao modelo de Bouma (2000), da seguinte forma: a associação de fácies A corresponde a um complexo de canais, a associação de fácies B e C correspondem ao leque intermediário (depósitos *levee/overbank*) e a associação de fácies A corresponde a um leque inferior (franja de lobos).

O afloramento Bergamota, que se apresenta como um corte quase perpendicular ao sentido de deposição, obtido através de medições de paleocorrentes, apresenta uma diminuição significativa e gradacional de granulometria dos sedimentos (*fining*) e também das espessuras das camadas (*thickening*) para o sentido WSW. Isso se deve ao fato de que todo o empilhamento sedimentar, originalmente horizontal, foi perturbado por forças tectônicas, o que causou a inclinação das camadas nesta área da bacia.

A diminuição da granulometria e o adelgaçamento das camadas, observadas globalmente no afloramento Bergamota, sugerem um afastamento gradativo da área fonte do Complexo Turbidítico Apiúna, neste ponto estudado.

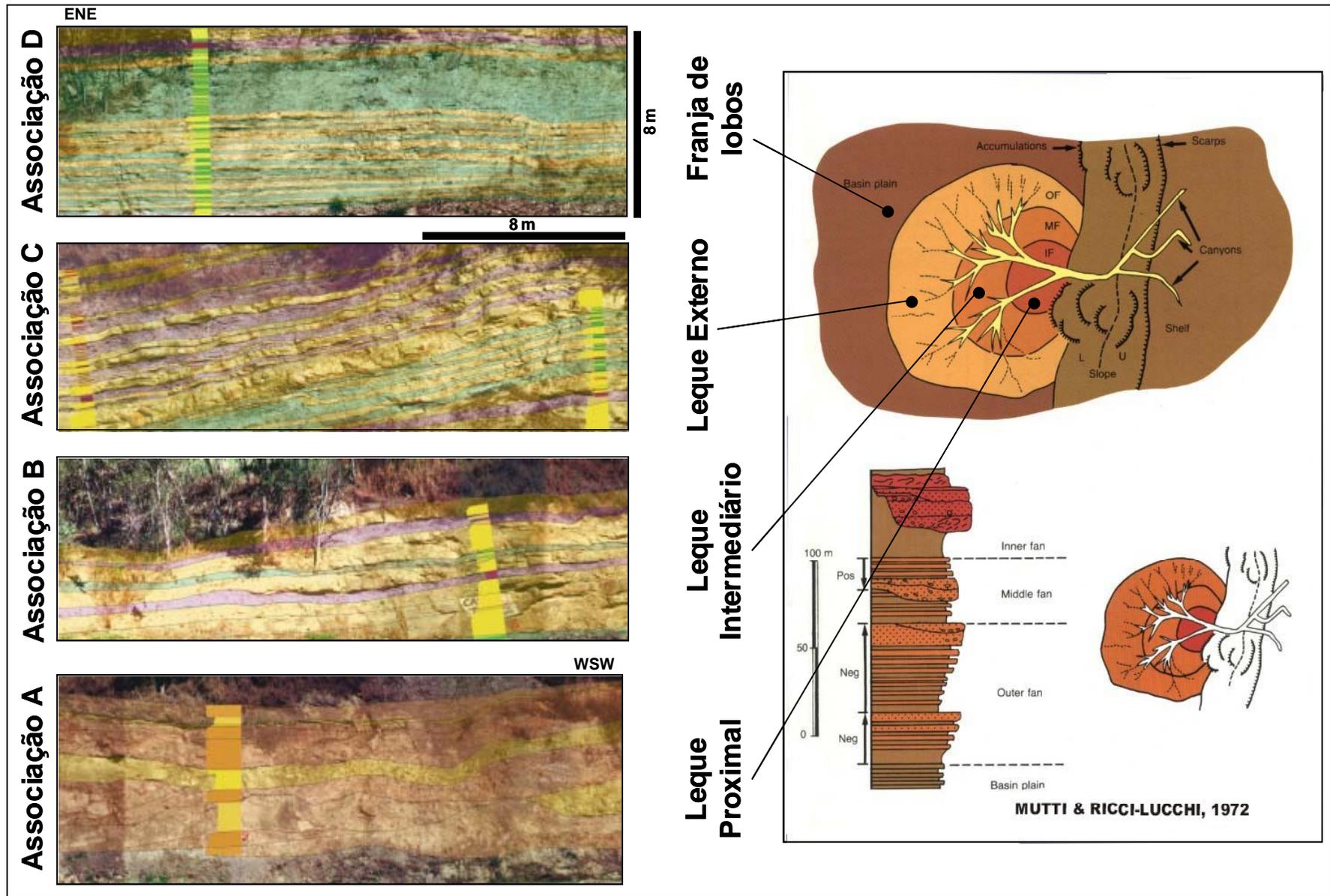


Figura 41: Correlação das associações de fácies estabelecidas com o Modelo de Mutti & Ricci-Lucchi (1972).

5 CONCLUSÕES

O adelgaçamento geral das camadas (*thinning*) e granodecrescência ascendente (*fining-up*) do afloramento Bergamota constitui um estágio turbidítico e uma seqüência de 3ª ordem segundo Mutti & Normark (1987).

A identificação das fácies de Mutti (1992) nas rochas expostas no Afloramento Bergamota e suas associações possibilitam a otimização da caracterização do arcabouço estratigráfico e a compartimentalização em quatro tipos de reservatórios, totalizando cerca de 30 metros de espessura de empilhamento sedimentar.

A avaliação da qualidade do reservatório foi realizada utilizando parâmetros texturais e geométricos das fácies, abstraindo-se os diagenéticos.

A parte basal do afloramento, caracterizada como um complexo de canais, é constituída predominantemente por conglomerados muito mal selecionados (fácies F3), o que diminui de maneira significativa a quantidade de espaços vazios no interior da rocha (porosidade), comprometendo a caracterização desta parte como um bom reservatório. Entretanto, devido à grande freqüência desta fácies, a parte basal torna-se um reservatório de qualidade razoável.

Na parte intermediária do afloramento, os turbiditos tabulares possuem características que definem este intervalo como um bom reservatório de hidrocarbonetos, tais como alta razão areia/folhelho, compostos por arenitos (fácies F4, F5 e F8) moderadamente selecionados, que formam camadas maciças, tabulares e com grande continuidade lateral.

A parte superior do afloramento não apresenta as características ideais de um bom reservatório, principalmente em função da baixa razão areia/folhelho (fácies F9a) observada nesta parte, pela característica heterolítica e também pelo fato de os corpos arenosos apresentarem pouca amplitude horizontal. Esta fácies pode ser um bom reservatório para fases gasosas.

Apesar de a seqüência Bergamota ter sido formada em um ambiente tectônico compressivo (bacia *foreland*), diferente de um ambiente tectônico distensivo/transcorrente, o presente estudo representa um caso análogo de depósitos de águas profundas e caracteriza-se como uma fonte de dados para a elaboração de modelos deposicionais, tendo em vista que as fácies sedimentares são as mesmas nos diferentes ambientes tectônicos. Portanto, a caracterização do arranjo das fácies, sua distribuição e suas freqüências são parâmetros que distinguem cada modelo deposicional em ambientes tectônicos distintos.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, C. J. & Carrasco, B. N. 1998. Geometry of turbidite deposits in a Precambrian foreland Brazilian basin. Extended abstracts vol, AAPG international conference and exhibition, november 8-11, Rio de Janeiro, Brazil, p. 742.
- AnaSeTe - Análise Seqüencial de Testemunhos (versão 3.226) 1996-200- CENPES/DIGER/SEGRES; cadastro MCT/SEPIN: 39.582-0 – PETROBRÁS S.A.
- Appi, C. J. 1991. Análise estratigráfica da seção metassedimentar do Grupo Itajaí no Estado de Santa Catarina. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro. 119 p. Dissertação de mestrado.
- Appi, C. J & Souza Cruz, C. E. 1990. Estratigrafia de Seqüências na bacia do Itajaí. *In: Cong. Brás. Geol. Anais... Natal, SBG. V. 1, p 93-106.*
- Bagnold, R. A. 1954. Experiments on a gravity free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London (A)*, 225, 49-63.
- Bagnold, R. A. 1962. Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents. *Royal Society of London Proceedings, Series A*, 265,315-319.
- Basei, M. A. S., Kawashita, K., Siga Jr., O. 1987. Idade, características litoestratigráficas e estruturas do Grupo Itajaí, SC. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas... Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1, p. 93-106.
- Bell, H. S. 1942. Density currents as agents for transporting sediments. *Journal of Geology*, 50,512-547.
- Bouma, A. H. 1962. In *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach of facies interpretation* (pp. 168). Amsterdam: Elsevier.
- Bouma, A H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models aplicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, V. 17, p. 137-143.

Bruhn, C. H. L. 1998. Petroleum geology of rift and passive margin turbidite systems: Brazilian and worldwide examples. AAPG International conference & exhibition, Course 6, Part 2: Deep-water reservoirs from the eastern Brazilian rift and passive margin basins, 12 chapters.

Corel Draw[®] versão 11.0

Daly, R. A. 1936. Origin of submarine canyons. *American Journal of Science*, 31, 410-420.

Della Fávera, J.C. 2000. Sedimentos de Águas Profundas: uma revisão dos conceitos sobre turbiditos e contornitos. 2000. Laboratório de análise de bacias e correlação geológica. Faculdade de geologia. UERJ. Cópia em CD.

Fisher, R. V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11, 273-274.

Forel, F. A. 1887. Le ravin sous-lacustre de Rhone dans le lac Lemman. *Bulletin de la Societe Vaudoise Science Naturelle*, 23, 85-107.

Gorsline, D. S., & Emery, K. O. 1959. Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 70, 279-290.

Heezen, B. C., & Ewing, M. 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *American Journal of Science*, 250, 849-873.

Kaul, P. F. T. & Teixeira, W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, southeastern Brasil: an outline of their geological evolution. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geological Evolution and Metalogenesis – ISAP. Anais do...Revista Brasileira de Geociências. São Paulo 12 (1-3): 172-182.

Krebs, A. S. J., Caldasso, A. L. S. & Lopes, R. C. 1988. Interpretação preliminar da seqüência deposicional da bacia de Itajaí na área da folha Botuverá, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, Anais...Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 592-605.

- Krebs, A. S. J. & Camozzato, E. 1990. Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na folha Botuverá, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, Anais...Natal: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1, p. 82-92.
- Kuenen, Ph H. 1937. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidse Geol. Meded.*, 8, 327-335.
- Kuenen, Ph H. 1950. Turbidity currents of high density. In *Proceedings of 18th International Geological Congress (1948), London (pp. 44-52) Reports*, pt.8.
- Kuenen, Ph H., & Migliorini, C. I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, 58, 91-127.
- Kuenen, Ph H. 1957. Sole markings of graded graywacke beds. *Journal of Geology*, 65, 231-258.
- Lowe, D. R. . 1979. Sediment gravity flows: their classification, and some problems of application to natural flows and deposits. In L.J. Doyle, O.H. Pilkey (Eds.), *Geology of Continental Slopes (pp. 75-82), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Vol. 27*.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II-depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Mangin, J.P. 1962. Traces de pattes d'oiseaux et flute casts associés dans une "facies flysch" du Tertiaire Pyrenéen. – *Sedimentology*, v. 1, p. 163.
- Macedo, M. H. F., BASEI, M. A. S., BONHOME, M. G. & KAWASHITA, K. 1984. Dados geocronológicos referentes às rochas metassedimentares do Grupo Itajaí, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 14, n. 1, p. 30-34.
- Microsoft OFFICE® versão 2000.
- Middleton, G. V. 1966. Experiments on density and turbidity currents-I: motion of the head. *Canadian Journal of the Earth Science*, 3, 523-546.

- Middleton, G. V., & Hampton, M. A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *Proceedings of Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles*. G.V. Middleton, A.H. Bowna . Eds.j. *Turbidites and deep-water sedimentation*, 1-38.
- Mutti, E. 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (southcentral Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, V 24, p. 107-131.
- Mutti, E. 1992. In *Turbidite sandstones* (pp. 275). Milan, Italy: Agip Special publication.
- Mutti, E., & Normark, W. R. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: J.K. Leggett, G.G. Zuffa (Eds.), *Marine clastic sedimentology: concepts and case studies* (pp. 1-38). London: Graham and Trotman.
- Mutti, E., & Ricci Lucchi, F. 1972. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *International Geology Review*, 20, 125-166 (English translation by T. H. Nilsen, 1978).
- Natland, M. L., & Kuenen, Ph H. 1951. Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents. In J.L. Hough (Ed.), *Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water* (pp. 76-107), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, V 01. 2.
- Normark, W. R. 1970. Growth patterns of deep sea fans. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 2170-2195.
- Normark, W. R. 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 912-931.
- Normark, W. R. 1991. Turbidite elements and the obsolescence of the suprafan concept. *Giornale di Geologia*, ser 3^a 53/2, 1-10.
- Normas para apresentação de trabalhos. 1995. Universidade Federal do Paraná – Biblioteca Central – 5. Ed – Curitiba: Ed. da UFPR. Partes 2, 6 e 7.

- Reading, H. G., & Richards, M. 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 792-822.
- Rosário, F. F. 1995. Depósitos Turbidíticos: evolução dos conceitos. Rio de Janeiro. (Trabalho de graduação – Geologia) – Instituto de Geociências, UFRJ.
- Rostirolla, S. P. 1991. Tectônica e Sedimentação da bacia do Itajaí, SC. Dissertação de Mestrado. UFOP. 132 p.
- Rostirolla, S. P., Alkmim, F. F. & Soares, P. C. 1992a. O Grupo Itajaí, Santa Catarina, Brasil: exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de antepaís. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.6, n.3/4, p.109-122.
- Rostirolla, S. P. & Alkmim, F. F. 1992. O Grupo Itajaí: hipótese de evolução geotectônica num contexto de bacia de antepaís (tipo *foreland*) Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, Anais...São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1, p. 550
- Rostirolla, S. P. & Figueira, E. G. 1995. Associações de fácies turbidíticas no Grupo Itajaí, SC: sedimentação de água profunda em uma bacia de antepaís. *Bol. Par. Geoc.* V.43, no prelo.
- Rostirolla, S. P. & Figueira, E. G. 1996. Fácies turbidíticas do Grupo Itajaí, SC: exemplo de sedimentação gravitacional com controle tectônico em uma bacia de antepaís. *Bol. Par. Geoc.* V.43, no prelo.
- Rostirolla, S. P., Soares, P. C. & Alkmim, F. F. 1992b. Análise Estrutural da Tectônica Deformadora da bacia do Itajaí, Santa Catarina, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.6, n.3/4, p.123-148.
- Rostirolla, S. P., Soares, P. C. 1992. Aspectos Estratigráficos do Grupo Itajaí, Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, Anais...São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 1, p. 453.

- Salamuni, R. Bigarella, J. J. & Takeda, F. K. 1961. Considerações sobre estratigrafia e tectônica da Série Itajaí. *Boletim Paranaense de Geografia*, v. 4/5, p. 188-201.
- Sanders, J. E. 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In G.V. Middleton (Ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation* (pp. 192-219), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Vol. 12.
- Shanmugam, G. Lehtonen, L. R. Straume, T. Syvertsen, S. E. Godgkinson, R. J & Skibeli, M. 1994. *Bull. Am. Ass. of Petroleum Geol. Bull*, V. 77. N. 7, 1241-1259.
- Stow, D. A.V. & Mayall, M. 2000. Deep-water sedimentary systems. New models for the 21st. Century. *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 125-135.
- Walker, R G. 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 932-966.

Anexo 1

