UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900009859

ANÁLISE PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DE
SEQÜÊNCIAS METASSEDIMENTARES (GRUPO AÇUNGUI),
NA REGIÃO DE IPORANGA E APIAÍ — SÃO PAULO

FERNANDO ALVES PIRES

Orientador: Prof. Dr. Gilberto Amaral

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

nome

ass.

Presidente:

Dr. Gilberto Amaral

Examinadores:

Dr. Riad Salamuni

Dr. Setembrino Petri

São Paulo
1990

RESUMO

A pesquisa desenvolvida estudou os indicadores paleoambientais e as relações estratigráficas das seqüências deposicionais Betari e Furnas-Lajeado (Pires, 1988), do Grupo Açung-ui (Proterozóico Inferior a Médio). Apresenta uma concepção dos ambientes de sedimentação através da interpretação dos processos sedimentares, análise de facies, análise sequencial e reconhecimento da estratigrafia através de conceitos genéticos e temporais.

A seqüência Betari é retrogradacional, associada a episódio transgressivo, e representada por sistemas turbidíticos do tipo II e III (Mutti & Normark, 1987).

A seqüência Furnas-Lajeado é progradacional e corresponde a um episódio regressivo. Compreende uma plataforma rasa sob o domínio de ondas que transiciona para o talude e áreas associadas (rampa carbonática).

A análise estrutural desenvolvida, acompanhada de mapeamento de detalhe, permitiu reconhecer 6 fases de dobramentos na área.

A seqüência Betari encontra-se na base, sobreposta pelos metassedimentos carbonáticos da seqüência Furnas-Lajeado. Ambas constituem um ciclo transgressivo-regressivo, com aproximadamente 2.000 metros de espessura.

ABSTRACT

Study of paleoenvironmental indicators and stratigraphic relations chips of the Betari and Furnas-Lajeado metasedimentary depositional sequences of the Açungui Group (Lower to Middle Proterozoic, Ribeira river valley, southern São Paulo, Brazil) has led both to the recognition of the sedimentary processes involved, facies analysis and sequence analysis and to the stablishment of a general stratigraphic setting on the basis of genetic and temporal concepts. The Betari sequence represented by type II and III turbiditic systems of Mutti and Normark, is retrogradational in character and associated with a transgressive episode. The Furnas-Lajeado sequence is progradational and related to a regressive episode, represented by wave-influenced, shallow platform to slope (carbonate ramp) sediments. Together these two sequences comprise a transgressive-regressive cycle, with the Betari sequence of the base and the Furnas-Lajeado sequence at the top, nearly 2000 metres in thickness.

Structural analysis and detailed mapping have revealed 6 phases of folging in area.

AGRADECIMENTOS

Ao longo dos quatro anos de "gestação" desta dissertação, inúmeras pessoas participaram, direta ou indiretamente, dedicando seu apoio e colaboração à realização deste estudo, e a elas quero expressar meus agradecimentos.

Ao Prof. Dr. Gilberto Amaral pela orientação do trabalho e principalmente pela confiança depositada.

Ao Prof. Dr. Setembrino Petri pela presteza, acompanhamento e incentivo dedicado a este trabalho.

Ao Prof. Rodi Avila Medeiros pelo incentivo dado ao trabalho e às excelentes bibliografias cedidas.

Ao companheiro Marcelo Alarsa pela agradável companhia nos trabalhos de campo, assim como a sua participação e dedicação às inúmeras fases do trabalho.

Ao Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto pelas proveitosas discussões e revisão da geologia estrutural da área.

Ao companheiro Alex U. G. Peloggia pela confecção dos excelentes desenhos, constantes nos anexos I, II, III e IV.

Ao colega Ginaldo A. da Cruz Campanha pelas discussões e incentivos oferecidos a este trabalho.

A Bibliotecária Cleide Maria V. de Freitas, chefe da Biblioteca do Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente, pela cuidadosa revisão da bibliografia.

Aos motoristas do Instituto Geológico-SMA, Celso Eliseu Scarparo e Job Jesus Batista, pelas inúmeras viagens ao Vale do Ribeira.

Ao colega Jairo Tadeu do Agrupamento de Petrologia da Divisão de Geologia e Recursos Minerais do Instituto de

Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT, pelas ótimas fotomicrografias.

Ao colega Cláudio Riccomini pelas sugestões apresentadas na elaboração do plano de pesquisa e escolha da área em que foram desenvolvidos os estudos desta dissertação.

A minha mulher, Ligia A. A. Mello pelo apoio dispendido durante a realização deste trabalho.

Aos amigos: Alberto P. Siciliano, Amélia J. Fernandes, Antonio Luiz Teixeira, James V. Ferreira, João Batista Novaes, Magda Bergman, Paulo C. Boggiani, Sandra Moni, Valdecir de Assis Janasi e Prof. Dr. Thomas R. Fairchild, que de uma forma ou de outra me auxiliaram na elaboração deste trabalho.

Ao Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente, através de seu diretor o colega Julian G. A. de Almeida, os meus sinceros agradecimentos pelo apoio oferecido.

A FAPESP-Fundação de Apoio a Pesquisa no Estado de São Paulo, que financiou parte deste trabalho.

INDICE

Capítulo I

I- Introdução e Objetivos.....	01
II-Localização, Acesso e Características físicas da área estudada.....	03
III- Materiais utilizados, Métodos, Técnicas e Nomenclatura.....	07
A - Materiais utilizados.....	07
B - Métodos, Técnicas e Nomenclatura.....	08
1 - Fase preliminar dos trabalhos.....	08
2 - Fase de campo.....	08
3 - Fase de escritório.....	10
4 - fase final de campo.....	11

Capítulo II

I - Trabalhos anteriores.....	12
A - Trabalhos Pioneiros e Nomenclatura do Grupo Açungui.....	12
B - Trabalhos Relevantes à Area Estudada.....	16
II- Contexto Geológico Regional.....	36

Capítulo III

I - Análise e Correlações Estruturais -.....	38
A - Estruturas Primárias.....	39
B - Descrição dos Elementos Estruturais Associados ao Dobramento.....	40
1 - Foliações	40
a) Foliação S1.....	41
b) Foliação S2.....	41
c) Foliação S3.....	42
d) Foliação S4.....	43
e) Foliações Tardias.....	43

2 - Lineações.....	44
a) Lineação L1.....	44
b) Lineação L2.....	45
c) Lineação L3	45
d) Lineação L4	45
C - Dobras	46
1 - Dobras D1.....	46
2 - Dobras D2.....	46
3 - Dobras D3.....	47
4 - Dobras D4.....	47
5 - Dobras Tardias.....	48
D - Falhas	50
1 - Falha da Figueira	50
2 - Falha das Arapongas.....	51
E - Compartimentação Estrutural.....	54
1 - Estruturação Regional.....	54
2 - Domínios Estruturais	54
a) Domínio I.....	54
b) Domínio II.....	61
c) Domínio III.....	66
d) Domínio IV.....	69
F - Conclusões	73
II- Metamorfismo.....	75

CAPITULO IV

SeqÜências Depositionais e Análise Paleoambiental-.	77
I - SeqÜência Betari.....	79
A - Litofacies.....	79
1 - Metaconglomerados.....	79
a) Facies essencialmente conglomeráticas	80
b) Facies Areno-conglomeráticas.....	81
2 - Metarenitos.....	83
a) Facies areno-pelíticas.....	84
b) Facies pelítico-arenosas.....	85
3 - Metarritmitos (Facies pelíticas).....	86
B - Associação de Facies.....	88

1 - Zona de transição canal-lobo.....	88
2 - Lobos.....	90
a) Porções proximais de lobos	93
b) Porções distais de lobos.....	94
3 - Depósitos de <i>Overbank</i>	94
C - Estágios de Crescimento/Sistemas Depositionais.	98
1 - Estágios de crescimento/Sistemas	
Depositionais da seqÜência Betari.....	103
II- SeqÜência Furnas-Lajeado.....	106
A - Litofacies.....	106
1 - Metacalcários.....	107
a) Facies A - (Turbiditos Arenosos).....	107
b) Facies B - (Tempestitos).....	108
c) Facies C - (Plataforma).....	111
d) Facies D - (Turbiditos Distais).....	112
e) Facies E - (Brechas intraformacionais/ metaconglomerados).....	113
2 - Metassedimentos terrígenos (Facies F)....	114
B - Associação de Facies/Interpretação Ambiental..	117
1 - Rampa Carbonática.....	117
2 - Plataforma Carbonática.....	119
3 - Transição Plataforma-Rampa.....	120
C - Modelo Depositional.....	122
 CAPITULO V -	
Estratigrafia e Sedimentação.....	129
 CAPITULO VI -	
Considerações Finais.....	135
 Bibliografia.....	139

ILUSTRAÇÕES

Este volume contém:

02 Tabelas numeradas em seqUência e intercaladas no texto;
30 Figuras numeradas em seqUências e intercaladas no texto;
32 Fotografias numeradas em seqUências e montadas no final do texto.

04 Anexos, com a seguinte numeração:

I - Mapa Geológico

II -Mapa de caminhamentos e de pontos descritos

III-Painel Representativo da SeqUência Betari

IV -Painel Representativo da SeqUência Furnas-Lajeado

TABUA DE ABREVIACOES

Tabcde - seqÜência de Bouma (1962) completa, onde:

- a - porção basal com granodecrescência ascendente ou maciça
- b - porção com estratificação plano-paralela.
- c - porção com *climbings*, microestratificações cruzadas ou laminações convolutas.
- d - porção com laminações plano-paralelas
- e - pelitos maciços ou levemente laminados.

Tabce, Tace, Tabc, Tace,

Tcde, Tce, Tde, Tae, Tac: seqÜências de Bouma incompletas.

Ta - camada contendo granodecrescência ascente.

Tc - Camada contendo *climbings*, microestratificações cruzadas ou laminações convolutas.

Te - camada pelítica com laminação plano-paralela.

Teh- porção pelítica da seqÜência de Bouma depositada por decantação (hemipelágica) do material em suspensão.

HCS - Estratificação Cruzada Hummocky.

(Hummocky Cross Stratification)

CAPITULO I

I - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O grupo Açungui consiste em uma faixa de sedimentos clásticos (terrígenos e carbonáticos). Intrusões básicas e prováveis vulcânicas máficas e félsicas associam-se a esses sedimentos. O conjunto sofreu metamorfismo regional de facies xisto verde baixa e localmente anfibolito, bem como migmatização e intrusões ácidas sin a pós-tectônicas. Foi afetado por deformações polifásicas gerando feições de dobramentos e disrupções diversas.

No final dos anos 60, Petri & Suguio iniciaram estudos visando a interpretação ambiental e estratigráfica das seqÜências metassedimentares do grupo Açungui, no Vale do Ribeira. No clássico trabalho "Sobre os metassedimentos do Extremo Sul do Estado de São Paulo" (1969), estabeleceram as primeiras interpretações paleogeográficas e paleoambientais para essas seqÜências. Ao longo desses vinte anos, muito pouco foi acrescentado neste particular. Diversos trabalhos foram produzidos sobre a geologia do Vale do Ribeira, no entanto a caracterização sedimentológica dessas unidades não foi enfocada.

Os mapeamentos geológicos na escala 1:50000 desenvolvidos pelo Programa Pró-Minério e as diversas publicações efetuadas nos últimos anos, enfocando os litotipos do Vale do Ribeira, possibilitaram um estágio de conhecimento favorável à interpretação dessas litologias, e com base nos conhecimentos atuais propõe-se o reestudo de parte dessas seqÜências.

A pesquisa aqui desenvolvida tem como objeto de estudos os indicadores paleoambientais e as relações estratigráficas das seqÜências deposicionais Betari e Furnas-Lajeado (Pires, 1988), do Grupo Açungui. Apresenta uma concepção dos ambientes de sedimentação através da interpretação dos processos sedimentares, análise de facies, análise seqÜencial e reconhecimento dos episódios, possibilitando o estabelecimento da estratigrafia através de conceitos genéticos e temporais.

Utiliza-se do conceito de Mitchun Jr et al. (1977) para seqUência deposicional, representada por "uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente associados, limitada no topo e na base por discordâncias ou descontinuidades deposicionais. Portanto traduz uma conotação cronoestratigráfica estabelecida por critérios físicos". O reconhecimento da seqUência deposicional caracteriza o episódio da sedimentação.

As interpretações paleoambientais e paleogeográficas prescindem da análise estrutural e deformacional dos litotipos e foram efetuadas no sentido de complementar os argumentos de natureza estratigráfica, assim como recuperar a posição original (horizontal) dos estratos sedimentares.

A finalidade principal deste trabalho é a caracterização dos ambientes deposicionais. Paralelamente, fornecerá dados que auxiliarão na elaboração de critérios de correlação estratigráfica e no esclarecimento de problemas tectônicos e estratigráficos ligados ao Grupo Açungui.

Na obtenção do mapa geológico, em escala 1:25000, foram compilados dados de afloramentos dos projetos: "Report on Geological Survey of Anta Gorda, phase 3" (1983). Convênio Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM/Metal Mining Agency of Japan-Japan International Cooperation Agency-MMAJ/JICA e "Geologia das Folhas Iporanga e Gruta do Diabo, na escala 1:50000" (1985) - SICCT/PRO-MINERIO, desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A - I.P.T..

II -LOCALIZAÇÃO, ACESSO E CARACTERISTICAS FISICAS DA AREA.

A área estudada compreende a porção NW da Folha Iporanga (SG-22-X-B-V-2) e pequena parte da porção sul da Folha Mina do Espírito Santo (SG-22-X-B-II-4), ambas em escala 1:50000, situadas no extremo sul do Estado de São Paulo, Vale do Ribeira (Figura 1). Possui uma área de aproximadamente 200 km².

O acesso à região, a partir da capital do Estado, pode ser feito através da Rodovia Régis Bittencourt (BR-116) até Jacupiranga. Nesta localidade toma-se o acesso à Caverna do Diabo, passando por Eldorado Paulista. Na localidade de André Lopes, próximo à Caverna do Diabo, toma-se estrada de terra, margeando o Rio Ribeira de Iguape, em direção de Iporanga. Ainda por estrada de terra toma-se a ligação Iporanga-Apiaí (SP-165), a qual corta a área no sentido SE-NW.

A área também, pode ser atingida pela rodovia Pres. Castelo Branco (SP-280) até o trevo de Cerquilha-Tatui, onde toma-se a SP-250 em direção a Apiaí. Nesta localidade toma-se a SP-165 em direção a Iporanga.

A rede viária da área restringe-se basicamente, à SP-165 que corta a área no sentido NW/SE. Além desta pode-se citar a estrada do Lajeado e a estrada que liga o Bairro de Furnas ao Bairro Arapongas, embora seja comum seu impedimento em épocas chuvosas. O restante da área só pode ser atingida a pé, através de trilhas, caminhos e principalmente pela rede de drenagem, por vezes, com animais de montaria.

A densidade de drenagem é variável com a litologia. Nos metassedimentos terrígenos é média a alta, predominando vales do tipo V, fechados e simétricos, com canais retos e pouco sinuosos. Nos metacalcários a densidade é baixa a média e predominam as estruturas associadas ao relevo cárstico: dolinas, sumidouros, lagos e cavernas, onde a percolação da água se dá predominantemente em subsuperfície.

O principal curso d'água da área é o Rio Betari, que

Figura 01 - Localização da área de estudo

empresta o nome ao expressivo vale que o condiciona. Os principais afluentes do Rio Betari possuem orientação preferencial SW/NE e normalmente estão condicionados pelos contatos litológicos. A drenagem secundária e parte da principal (inclusive o Rio Betari) possuem orientação N-NW.

A distribuição e desenvolvimento das formas de relevo possuem características próprias para as diferentes litologias, no entanto predomina um padrão geral de serras alongadas, com cristas retilíneas, entremeadas por relevos menos elevados, com

tropia principalmente para NE e subordinadamente NW, refletindo as diferenças litológicas .

As altitudes mais elevadas encontram-se nos metassedimentos terrígenos, em torno de 900 metros, representadas nas Serras do Manduri , do Sem Fim, da Anta Gorda, da Biquinha e da Onça Parda. Correspondem a áreas remanescentes do Planalto Guapiara (Ponçano *et al.* 1981), ou do Planalto Cristalino Ocidental de Almeida (1964).

O relevo mais rebaixado, entre as serras filíticas, é constituído por rochas carbonáticas (metacalcários), sobre as quais desenvolve-se relevo cárstico típico, com dolinas, sumidouros, lagoas e cavernas. Sua altitude média encontra-se em torno de 400-500 metros, alcançando excepcionalmente 694 metros na Serra dos Macacos. Este relevo, foi denominado de Planalto do Lajeado por Ponçano *et al.* (*op. cit.*).

O clima é classificado no grupo C de K pen (especificamente cfa), dos climas mesotérmicos. Segundo a classificação de Arthur Strahler, corresponderia ao grupo de climas controlados por massas de ar tropicais e polares, dentro do tipo subtropical úmido das costas orientais e subtropicais, dominados largamente por Massa Tropical Marítima. (SEPLAN, 1973, *apud* Campanha *et al.* 1985).

A pluviosidade da área encontra-se entre as mais altas do país, podendo alcançar índices superiores a 2000 mm anual. Não se caracteriza período seco, ocorrendo mesmo no inverno 20% da precipitação anual.

A ocupação do alto Vale do Ribeira, local onde se enquadra a área estudada, teve seu início no século XVI, através da mineração de ouro. Entre os anos de 1751-1755 os mineradores do Vale do Ribeirão Iporanga fundaram o Arraial de Santana de Iporanga, atual cidade de Iporanga situada a E da área estudada, a qual teve sua prosperidade associada ao ciclo do ouro na região. Com as reservas de ouro exauridas a cidade entrou em decadência.

A região do alto Vale do Ribeira possui um dos maiores potenciais minerais do Estado de São Paulo. Fato este reconhecido desde a realização da Expedição Científica da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, em 1908, quando se fez

referências sobre as jazidas de chumbo, cobre e ouro existentes. A comissão também cadastrou inúmeras cavernas e sítios arqueológicos existentes na região.

No entanto, esta região continua a registrar os mais altos índices de pobreza do Estado de São Paulo, comparáveis às regiões mais atrasadas do país.

A área de estudo apresenta-se quase completamente coberta por densa vegetação, característica da mata Atlântica, e encontra-se, em parte, delimitada pelo Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira-PETAR.

III - MATERIAIS UTILIZADOS, METODOS, TECNICAS E NOMENCLATURA

A - MATERIAIS UTILIZADOS

Dentre os materiais e instrumentos normalmente utilizados em trabalhos dessa natureza, cabe destacar a utilização dos produtos discriminados a seguir:

a) Fotografias aéreas na escala 1:25000 obtidas pela Terrafoto S/A - Atividade de aerolevantamento, para a Secretaria da Agricultura do Estado de São Paulo, em 1973.

b) Fotografias aéreas na escala 1:60000 obtidas pela Força Aérea Brasileira - FAB / United States Air Force- USAF, em 1966.

c) Folhas topográficas na escala 1:25000 montadas por redução das folhas topográficas na escala 1:10000, elaboradas pelo Departamento de Aguas e Energia Elétrica - DAEE, em 1954.

d) Folhas topográficas na escala 1:50000 de Iporanga (SG-22-X-B-V-2) e Mina do Espírito Santo (SG-22-X-B-II-4), confeccionadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, em 1987 e 1974 respectivamente.

A montagem e redução fotográfica em cronaflex de parte das folhas Iporanga e Mina do Espírito Santo (IBGE 1987, 1974) da escala 1:50000 para 1:25000, constitui-se na base planialtimétrica para os mapas apresentados.

B - METODOS, TECNICAS E NOMENCLATURA

1 - Fase preliminar dos trabalhos:

Os trabalhos foram iniciados no segundo semestre de 1986. Paralelamente à obtenção dos créditos exigidos pelo programa de pós-graduação, foram cumpridas as seguintes etapas:

a) Pesquisa Bibliográfica

Foram selecionados os principais trabalhos disponíveis na literatura geológica e analisados de forma a reconstituir a evolução histórica do conhecimento geológico do Grupo Açungui. Conjuntamente à pesquisa bibliográfica foi confeccionado um mapa de compilação para a área abordada.

Durante a confecção deste mapa geológico preliminar, compilado, foram reanalisados os dados constantes dos últimos projetos de mapeamento efetuados na área, com destaque para os projetos "Report on Geological Survey of Anta Gorda, phase 3" (1983) - convênio DNPM/MMAJ-JICA e "Geologia dos Folhas Iporanga e Gruta do Diabo" (1985) - SICCT/PRO-MINERIO.

b) Fotointerpretação Preliminar

Na fotointerpretação adotou-se os critérios usuais de textura, tonalidade, formas e relevo e padrões de lineamento, sintetizados em Soares & Fiori (1976).

Esta fotointerpretação preliminar gerou um mapa fotolitológico que, em complemento ao mapa de compilação, contribuiu para o planejamento da etapa de campo.

2 - Fase de Campo

A primeira fase de campo constituiu-se em um levantamento regional, no qual se estabeleceu as principais unidades regionais (seqUências deposicionais) e suas relações estratigráficas. Abrangeu estudos sobre uma área mais ampla, situada entre a localidade de Apiaí e a Serra das Andorinhas (sudeste de Iporanga). A síntese desse estudo regional pode ser encontrada em Pires (1988).

A partir desse levantamento regional, foi escolhida uma área para detalhamento, na qual consiste o enfoque desta dissertação.

Durante e após o levantamento regional, foi efetuada nova fase de pesquisa bibliográfica. Esta pesquisa aprofundou os conhecimentos sobre sedimentação associada a processos gravitacionais relacionados à deposição de leques submarinos, e forneceu as bases da interpretação dos dados colhidos na fase de campo que se seguiu.

Nesta segunda fase de campo, os trabalhos concentraram-se na região a ser detalhada. Durante os mesmos, procurou-se recobrir a área com uma densidade de caminhamentos mínima compatível com a escala de mapeamento. No entanto, devido à dificuldade de acesso, característica da área, nem sempre foi possível coletar dados compatíveis com a escala 1:25000 apresentada no mapa geológico. Apesar disso, optou-se por esta escala, devido a facilidade de representação dos dados.

Nesta fase foram revistos, com maior cuidado, todos os caminhamentos efetuados nos mapeamentos de semi-detelhe realizados pela MMJA/JICA (1983) e IPT (1985); além da realização de novos caminhamentos e descrição de novos pontos.

Os caminhamentos foram feitos a pé, procurando-se fazer e registrar as observações da maneira mais contínua possível, atentando-se não só para a caracterização das litologias e estruturas, mas também as suas variações e interrelações. Paralelamente, procedeu-se à coleta de amostras e, em locais críticos foram selecionadas amostras para análise petrográfica ou microestrutural.

A metodologia empregada na caracterização paleoambiental baseou-se na interpretação dos processos de sedimentação e classificação das facies. A posteriori foi efetuada a análise facioplógica, através da qual foram caracterizados os sistemas deposicionais. Com o conhecimento destes sistemas chegou-se à reconstrução paleogeográfica, condicionante da sedimentação. A separação de sistemas deposicionais, limitados por discordâncias ou descontinuidade deposicionais, expressa o episódio deposicional e encontra-se materializado na seqüência deposicional (Mitchum Jr *et al.* 1977).

3 - Fase de Escritório

a) Petrografia

Os estudos petrográficos em seções delgadas, objetivaram o esclarecimento e/ou determinação de estruturas e microestruturas, a caracterização petrográfica e mineralógica, bem como caracterizar o grau metamórfico.

A classificação e nomenclatura das rochas metamórficas foram baseadas em William *et al.* (1970), Winkler (1977), Grabau (1904, *apud* Grabau, 1932) e Pettijohn & Potter (1964), sendo as duas últimas acrescidas do prefixo meta.

A nomenclatura e classificação das rochas ígneas seguiram as recomendações da International Union of Geological Sciences - IUGS (1973).

Para a descrição das estruturas sedimentares foram utilizadas as obras de Pettijohn & Potter (1964), Reineck & Singh (1980) e Walker (1984).

b) Geologia Estrutural

Os dados estruturais foram coletados conjuntamente com a descrição e caracterização dos litotipos. Superfícies de clivagem e xistosidade, lineações e eixos de dobras, fraturas e falhas, foram medidas e descritas durante a fase de campo. A descrição das estruturas foi complementada por desenhos e fotografias.

c) Fotointerpretação Final

A partir dos dados de campo e laboratório, foi feita nova fase de fotointerpretação para auxiliar o fechamento dos contatos entre as unidades geológicas.

Nesta fase foram utilizadas, principalmente, as fotos 1:25000, mais precisas para a definição dos contatos geológicos. As fotos 1:60000 foram utilizadas para obter a visão de conjunto.

A passagem dos dados da fotointerpretação para a base plani-altimétrica, deu-se manualmente, com o intuito de se diminuir ao máximo a margem de erro.

4 - Fase Final de Campo

Com a análise dos dados em escritório e nova fotointerpretação da área, os dados de campo e escritório foram cruzados, obtendo-se uma interpretação semi-final. Uma fase final de campo foi feita, no sentido de redimir possíveis dúvidas surgidas na interpretação, solucionar problemas específicos do trabalho, assim como completar áreas carentes de dados.

Após esta fase procedeu-se a confecção do mapa geológico, preparação de figuras e esboços explicativos, bem como o texto final da dissertação.

CAPITULO II

I - TRABALHOS ANTERIORES

A grande quantidade de trabalhos versando sobre os litotipos do Vale do Ribeira, tanto em São Paulo como no Paraná, produziu uma profusão de esquemas estratigráficos e estruturais, assim como uma enormidade de denominações, formais e informais, de difícil compreensão aos menos familiarizados com a região.

Dessa forma, os trabalhos anteriores foram abordados priorizando os temas: pioneirismo, nomenclatura e estudos relevantes à área estudada.

A - TRABALHOS PIONEIROS E NOMENCLATURA DO GRUPO AÇUNGUI.

A importância econômica apresentada pelas rochas cristalinas e epimetamórficas do Paraná e sul-sudeste de São Paulo, despertou o interesse e investigações desde o período colonial. As primeiras referências escritas à geologia da região são atribuídas a Silva e Andrade (1805), seguidas por trabalhos de cunho bastante geral efetuados por diversos autores estrangeiros (Mawe, 1821; Spi & Martius, 1823, 1828 e 1831; *apud* Oliveira, 1927).

Em 1878 Derby, descreveu os metassedimentos presentes no Vale do Rio Açungui que supôs de idade ordoviciana e separados de um embasamento cristalino que considerou de idade arqueana.

Oliveira (1927) introduz a designação de "Série" Açungui para esses metassedimentos e da mesma forma que Derby (*op. cit.*), inclui os "Xistos cristalinos" no embasamento arqueano.

A primeira carta Geológica Paulista (Florence & Pacheco, 1929) não refletia esta diferenciação sugerida no Paraná, e atribuiu idade arqueana a todas as rochas cristalinas.

Moraes Rego (1933) distinguiu epimetamorfitos, próximos à cidade de São Paulo de gnaisses arqueanos do complexo cristalino. Denominou-os de "Série" São Roque e atribuiu-lhes

idade algonquiana. Como as rochas epimetamórficas do Paraná foram anteriormente definidas como "Série" Açungui, alguns autores adotaram, a princípio, o termo "Série" São Roque - Açungui para os epimetamorfitos paulistas enquanto a maioria manteve a designação "Série São Roque" para a faixa de rochas a N e W da cidade de São Paulo, limitando a "Série Açungui" aos epimetamorfitos do sul paulista em continuidade com a faixa paranaense.

Leonardos (1934) propôs aos filitos e metaconglomerados da região de Iporanga, a designação de Formação Iporanga, posteriormente substituída por "Série Ribeira" (Leonardos, 1941) e admitiu-a como pós-Açungui.

Em 1941, Octávio Barbosa apresentou a primeira subdivisão do pacote exposto na seção Apiaí-Iporanga e considerou os metaconglomerados da Formação Iporanga (Leonardos, 1934) como sobrepostos à "Série São Roque". O Topo da "Série" São Roque na região seria representado pelos "Gorutubitos" que foram considerados rochas metarrítmicas oriundas de alternâncias climáticas sucessivas.

No Paraná, durante a década de 40, foram efetuados diversos estudos específicos sobre seqüências litológicas localizadas ao norte de Curitiba. Destacam-se aqueles de Bigarella (1947a,b; 1948), versando principalmente sobre as rochas calcárias e separando a "Série Açungui" em três faixas paralelas de orientação NE.

São ainda deste período trabalhos de cunho mais regional, como os de Moraes Rego & Almeida (1946), onde foi aventada a possibilidade dos migmatitos e gnaisses dos arredores de Curitiba representarem termos basais da "Série Açungui".

Maack (1947) reestudou a "Série" Açungui e lhe atribuiu idade eoalgonqueana e posicionou a "Série" Ribeira de Leonardos (1941) no Cambro-Ordoviciano.

Este estágio de conhecimento está contido nos Mapas Geológicos dos Estados de São Paulo (Comissão Geográfica e Geológica, 1947) e do Paraná (Maack, 1953), respectivamente nas escalas 1:1000000 e 1:650000. No primeiro a região é apresentada como "Série São Roque" indivisa, enquanto o último já esboça uma subdivisão entre migmatitos e gnaisses do complexo cristalino

separados de "gnaiesses mais recentes", xistos e filitos supracrustais.

Na década de 50 Bigarella & Sallamuni (1956a,b,1958a,b) dividiram a "Série Açungui" na região norte de Curitiba em três formações distintas, com base em importantes discordâncias angulares erosionais, diferenças litológicas, e subordinadamente, nas estruturas singenéticas. Para a formação basal foi proposto o nome Setuva (Bigarella e Salamuni, 1956a,b; 1958a,b), aflorante no núcleo do anticlinal homônimo. A Formação Setuva seria composta por sericita quartzitos, quartzitos e filitos. Encontra-se sobre o embasamento mais antigo.

A Formação Capiuru (Bigarella & Salamuni, 1956a,b) encontra-se em discordância angular sobre a Formação Setuva e seria composta por quartzitos, dolomitos, filitos e itabiritos. Seria portadora de estruturas estromatolíticas, consideradas como do tipo *Collenia*.

A Formação Votuverava (Bigarella & Salamuni 1958a,b), considerada mais recente, estaria sobre a Formação Capiuru ou discordantemente, sobre a Formação Setuva. A Formação Votuverava incluiria filitos rítmicos, calcários, quartzitos, conglomerados e anfibolitos, tendo como feições distintivas, em relação à Formação Capiuru, o caráter mais calcítico das rochas carbonáticas, a menor possança dos quartzitos e o dobramento isoclinal mais complexo. O contato entre as duas formações é mal definido, mascarado por um manto de intemperismo. Este contato é tectônico, representado pela Falha da Lancinha, não reconhecida na época pelos autores.

Almeida (1956,1957) propôs a Formação Itaiacoca, situada na faixa NW da "Série Açungui", estendendo-se desde Castro (PR) a Itapeva (SP) e constituída por litologias muito semelhantes à Formação Capiuru, inclusive portadora de estruturas organógenas do tipo *Collenia* (descritas anteriormente por Almeida (1944)).

Bigarella & Salamuni (1958) consideraram a Formação Capiuru correlacionável à Formação Itaiacoca, devido a presença de estruturas estromatolíticas do tipo *Collenia* e o conteúdo litológico idêntico. Sintetizaram a estratigrafia da "Série Açungui" no Paraná, como segue:

=====	
-	- Formação Votuverava
- "Série Açungui"	-...Discordância(?).....
-	- Formação Capiu
-	-...Grande discordância.....
-	- Formação Setuva
=====DISCORDANCIA=====	
-	Complexo Cristalino
=====	

Marini, Trein & Fuck (1967) propuseram a categoria de grupo para a "Série Açungui" e à subdivisão de Bigarella & Salamuni (*op. cit.*) acrescentaram a Formação Agua Clara como unidade superior da seqÜência "para designar um pacote de rochas calcárias impuras que repousa em aparente discordância (?) sobre a Formação Votuverava". (Marini *et al.* pag. 81).

Piekarz (1981) definiu uma unidade com características vulcano-sedimentares, composta por quartzitos, rochas carbonáticas, xistos clásticos e orto-anfibolitos, a qual denominou seqÜência Perau. Considerou esta unidade basal do grupo Açungui, sobreposta a gnaisses e xistos associados da Formação Setuva.

Uma nova organização das unidades no Nordeste paranaense foi proposta por Fritzsons Jr *et al.* (1982) onde o Grupo Açungui foi limitado às formações Votuverava e Capiu, enquanto as formações Agua Clara e Perau passaram a constituir o Grupo Setuva.

Trabalhos adicionais sugerem outros esquemas estratigráficos, assim como propõem novas denominações de unidades formais e informais(Chiodi Filho *et al.* 1983; Campos Neto, 1983; Hasui, 1984a; etc.). No entanto considero que as principais unidades do Grupo Açungui foram abordadas.

B - TRABALHOS RELEVANTES A ÁREA ESTUDADA

Em 1934, Othon H. Leonardos criou a designação "Formação Iporanga" para uma série de rochas por ele encontradas, nos arredores de Iporanga. Considerou-as situadas no topo da série Açungui. Posteriormente em 1941, propôs a modificação daquela designação para Série Ribeira, por considerá-la mais extensa do que previu inicialmente. Considerou ainda, estes conglomerados como prováveis tilitos.

Geoffroy & Souza Santos, em 1942 estudaram a área de Apiaí-Itaiacoca/Furnas e propuseram a designação de "Gorutubitos" para as facies cíclicas presentes no flanco NW da Serra da Boa Vista. Definiram uma estrutura anticlinal, batizada como Anticlinal da Boa Vista em cujo núcleo ocorrem quartzitos e xistos, e nos flancos os tais gorutubitos. Ressaltam porém que no perfil Ferradura-Furnas (Apiaí-Iporanga), não observaram os Gorutubitos no flanco SE da Serra da Boa Vista e consideraram o contato entre os quartzitos e os calcários de Furnas, tectônico e representado por expressiva falha.

O primeiro perfil geológico publicado (Figura 2), cortando integralmente a área estudada, foi efetuado por Octávio Barbosa e apresentado no Primeiro Congresso Anual da Sociedade Brasileira de Geologia, em novembro de 1947 e republicado em 1948, na revista Mineração e Metalurgia. Este perfil foi realizado na estrada Apiaí-Iporanga, logo após a sua abertura, e nele encontram-se distintas as principais unidades litoestratigráficas presentes na área. O. Barbosa (1948), propôs a extinção da Série Ribeira por considerar os metassedimentos dessa série pertencentes à Série Açungui, definida anteriormente.

Petri & Suguio (1969) estudaram as seqüências metassedimentares do sul de São Paulo, enfocando os ambientes de sedimentação. Reconheceram as várias unidades do Grupo Açungui como subdivididas no Paraná. Consideraram, porém as Formações Votuverava e Capiçu como facies heterópicas, penecontemporâneas, pelo menos, parcialmente. A caracterização das seqüências observadas permitiu aos autores definir ambientes de sedimentação próximos à linha de costa, em água pouco profunda de uma bacia

FIGURA 02 - Seção Geológica entre Iporanga e Apiaí segundo Octávio Barbosa (1948).

marinha, cujas bordas se situariam a NW e W da área por eles estudada. Caracterizaram ambientes continentais na Formação Itaiacoca e admitiram um aumento progressivo da profundidade dos mares no sentido NW para SE. Para a área específica deste trabalho consideraram ser ambiente plataformar, de água pouco profunda, não litorâneo.

O Projeto Ribeira executado pela PROTEC - Projetos Técnicos e Obras de Engenharia Ltda, em 1973, consistiu na cartografia geológica das folhas Apiaí, Capão Bonito, Cerro Azul, Eldorado, Guapiara e Itararé, em escala 1:100000 e publicadas na escala 1:200000. Estes levantamentos foram sintetizados por Melcher *et al.* (1973), onde relatam a dificuldade em separar o Grupo Açungui do Complexo Migmatítico, considerado indiviso em São Paulo. Melcher *et al.* (*op. cit.*) com base nos dados de Cordani & Bittencourt (1967) e Cordani & Kawashita (1971), propõem um esquema evolutivo para o Cinturão Ribeira (Almeida, 1973), com desenvolvimento no final do Pré-Cambriano e início do Eo-Paleozóico.

Daitx (1980) delimitou a seqüência Betari-Iporanga correlacionável à Formação Iporanga de Leonardos (1934). Considerou-a, supostamente, molássica, tarditectônica, de ocorrência restrita ao longo da Falha da Ribeira e contiguamente a sul da Falha da Figueira.

A Metal Mining Agency of Japan/Japan International Cooperation Agency - MMAJ/JICA (1981, 1982, 1983) desenvolveu mapeamento de semi-detulhe (1:25000) nas áreas limítrofes entre os Estados de São Paulo e Paraná, envolvendo campanha de sondagens, geofísica, análises químicas, determinações isotópicas e análises geocronológicas. Consideraram o Grupo Açungui de idade proterozóica indiferenciada, incluindo além dos ectinitos, rochas gnáissicas e migmatíticas com passagens transicionais ou contatos tectônicos com as seqüências I, II e III. A formação Açungui III, foi subdividida em sete membros constituídos alternadamente por rochas carbonáticas e terrígenas.

Campos Neto (1983) estudou o Grupo Açungui entre Apiaí e Barra do Turvo (SP) e distinguiu sete seqüências litoestratigráficas (Figura 3), as quais designou informalmente:

-Seqüência Rio Pardo: constituída por alternância de

quartzitos e filitos englobando uma facies dolomito/quartzítica na Serra da Bandeira. Interpretou o ambiente deposicional como marinho nerítico, com zonas litorâneas e sublitorâneas.

-SeqÜência Ribeirão das Pedras: seria eminentemente pelítica com leitos químicos e possíveis emanações vulcânicas; depositada em ambiente marinho, calmo e profundo.

-SeqÜência Iporanga: separada em dois conjuntos: Filitos siltosos e rítmicos com intercalações de anfibolitos, metamargas e calcários constituiriam a base. O pacote superior seria constituído por metaconglomerados na base, seguidos por filitos com leitos centimétricos de quartzitos e por filitos listrados e rítmicos.

+ -SeqÜência Betari : constituída por metaconglomerados, metarenitos, metassiltitos, quartzitos e filitos que exibem mudanças laterais de facies.

-SeqÜência Furnas-Lajeado : Corresponde a uma alternância cíclica de calcário calcioxistos dispostos em duas fácies:

-Facies Lajeado: meridional, com predominância de calcários cinza escuros, finos, cristalinos e bem estratificados.

-Facies Furnas: constituída por calcários cinza médio, laminados e acamados em bancos espessos e maciços. Considera os calcários lenticulares e envolvidos por calcioxistos e margas.

+ -SeqÜência Serra da Boa Vista: Constituída de quartzitos mal classificados e metarrítmitos.

-SeqÜência do Gorutuba: Corresponde a uma unidade detrítica carbonatada com leitos cálcio-silicáticos e corpos anfibolíticos estratigraficamente arranjados em dois conjuntos: o superior, composto por rochas calciossilicatadas com finas intercalações de *cherts* no topo, e o inferior, com metarrítmitos, calcioxistos meta- margas com lentes de calcário.

Discutiu ainda as relações estruturais dessas seqÜências, caracterizando quatro fases deformacionais para a área.

Hasui *et al.* (1983, 1984b), admitiram principalmente um embasamento gnáissico arqueano, afetado por extenso evento de cisalhamento dúctil-horizontal e englobaram a maior parte das

Figura 03 - Coluna litoestratigráfica da região de Apiaí-Iporanga, na porção à NW da Falha da Figueira, segundo Campos Neto (1983).

supracrustais nesse embasamento arqueano.

Hasui *et al.* (1984c) reordenaram toda a estratigrafia na região sudeste de São Paulo e parte do Paraná, onde admitiram que as seqÜências mais jovens, não afetadas pelo evento de cisalhamento dúctil-horizontal, restringem-se a três faixas estreitas e alongadas: a noroeste, o Grupo Itaiacoca (correspondente à Formação Itaiacoca de Almeida, 1956, 1957); a sudeste, o Grupo Capiçu (Correspondente, em parte, à Formação Capiçu de Bigarella & Salamuni, 1956a,b); e na faixa central o Grupo Açungui (Correspondente à formação Açungui III da MMJA/JICA (1982, 1983) e à seqÜência Antinha (Dias & Salazar Jr, 1983).

Hasui *et al.* (1984c) propuseram a divisão formal do Grupo Açungui em cinco formações, correspondendo da base para o topo, às formações Betari, Bairro da Serra, Água Suja, Furnas e Serra da Boa Vista; correlacionáveis em parte, com as seqÜências Betari, Furnas-Lajeado e Serra da Boa Vista de Campos Neto (1983). Hasui *et al.* (1984b), definiram ainda a Faixa de Dobramento Itapeva, Faixa de Dobramento Apiaí e Maciço Catas Altas correspondentes respectivamente à bacia de acumulação de sedimentos Itaiacoca e Açungui e ao bloco alto entre essas bacias, representado por rochas gnáissicas com intercalações metassedimentares restritas, correlacionáveis ao Complexo Setuva.

Chiodi Filho (1984) em trabalho de síntese e revisão do conhecimento sobre os grupos Açungui e Setuva, propôs um modelo de evolução onde as seqÜências do Grupo Setuva estariam vinculadas a uma estrutura intra-plataformal linear tafrogênica e supostamente do tipo aulacógeno. Posteriormente, foram afetadas por processos metamórficos e deformacionais no tempo Uruaçuano (1.000 - 1.600 Ma). Chiodi Filho (*op. cit.*) considerou a deposição do Grupo Açungui, representado pelas formações Votuverava, Iporanga e Capiçu, associado ao ciclo Brasileiro, e sugeriu que esta deposição foi condicionada a uma estrutura *rift* particular (Figura 4), limitada ao norte pela Falha do Espírito Santo e ao sul pelas Falhas da Figueira e Ribeira. Ao sul da Falha da Ribeira, considerou as formações Votuverava e Capiçu como facies correlatas de um estágio de sinéclise para o qual teria evoluído à estrutura *rift* original.

Figura 04 - Evolução tectono-geológica dos grupos Setuva e Açungui em seções esquemáticas, segundo Chiodi Filho (1984).

Seguiram-se fases deformacionais, intrusões de granitos e deposição de molassas brasileiras. Propôs ainda, a divisão da Formação Votuverava na região de Apiaí-Iporanga em seis membros (Figura 4).

Campanha *et al.* (1985, 1986), a partir dos mapeamentos geológicos efetuados nas folhas de Gruta do Diabo e Iporanga (SP), escala 1:50000, reconheceram três unidades principais: o Grupo Açungui, o Complexo Setuva e o Complexo Pré-Setuva. O Grupo Açungui foi considerado como compreendendo três unidades litoestratigráficas principais: O Subgrupo Lajeado, a Formação Iporanga e a Formação Perau. O Subgrupo Lajeado corresponderia à formação Açungui III da MMAJ/JICA (1983) e englobaria o Grupo Açungui *sensu strictu* de Hasui *et al.* (1984a); e a Formação Votuverava de Chiodi Filho (1984), na porção situada a NW da Falha da Figueira; seria correlacionável à seqüência Antinha no Paraná (Dias e Salazar Jr, 1983). Propuseram a divisão do subgrupo em sete formações, com as seguintes denominações da base para o topo: Formação Betari, subdividida em membro inferior e superior, Formação Bairro da Serra, Formação Agua Suja, Formação Mina de Furnas, Formação Serra da Boa Vista, Formação Passa Vinte e Formação Gorutuba. Intercalado a esta última, encontra-se um corpo de intrusivas básicas (Gabro de Apiaí) (figura 5). A

Formação Iporanga corresponderia à Formação Iporanga de Leonardos (1934b), à seqüência Betari-Iporanga de Daitx (1980), à formação Açungui II da MMAJ/JICA (1983) na folha Iporanga e a seqüência Iporanga de Campos Neto (1983). A Formação Perau corresponderia à definição original de Piekarz (1981), englobando a seqüência Rio das Pedras de Campos Neto (1983).

Hasui (1986), em seu trabalho de síntese "Novo Modelo Geológico do Vale do Ribeira", identificou na área duas grandes unidades crustais, os blocos Vitória e São Paulo. Ao bloco Vitória relacionou o Complexo Costeiro e as supracrustais do Grupo Setuva e ficaria limitado ao sul do lineamento Lancinha-Itapeúna. Ao bloco São Paulo relacionou o Complexo Apiaí-Mirim e o Grupo Ribeira. A designação de Complexo Apiaí-Mirim seria para as rochas que representam o embasamento gnáissico-granitóide mais

Figura 05 - Coluna estratigráfica para o Subgrupo Lajeado, segundo Campanha et al. (1985).

CAMBRO- ORDOVICIANO		Granitóides; depósito de sedimentos imaturos na área da Fm. Antinha			
P R O T E R O Z O I C O	S U P	GRUPO AÇUNGUI			
	M E D I O	Fm. Capiru	Sub-Gr. Lageado	Fm. Antinha	Fm. Itaiacoca
		Granitóides, Grupo Castro, Fms. Camarinha, Guara- tubinha e Quatis, ocorrências de Capão Bonito, Guapiara-Araçáiba.			
ARQUEANO		GRUPO SETUVA		GRUPO RIBEIRA	
		COMPLEXO COSTEIRO		COMPLEXO APIAI-MIRIM	

Figura 06 - Coluna Estratigráfica Geral para o Vale do
Ribeira e adjacências, segundo Hasui (1986).

antigo. O Grupo Ribeira englobaria as formações Agua Clara, Perau e Votuverava e a seqÜência Abapã (Trein *et al.*, 1985). As seqÜências de supracrustais metapsamo-pelíticas, com marmóres associados, que constituem as formações Itaicoca, Antinha e Capiçu e o Subgrupo Lajeado, constituiriam o Grupo Açungui e seria mais jovem que o Grupo Ribeira (figura 6 e tabela 1).

Campanha *et al.* (1987) discute a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí e consideram a hipótese do Maciço Catas Altas se constituir num arco magmático, associado a fusão de crosta oceânica subductada. As formações Iporanga e Perau, sugerem uma área de *melange* correspondente a uma zona de sutura, relacionada com a subducção de placa oceânica de SE para NW. Interpretam a Formação Itaicoca e o Subgrupo Lajeado como sedimentos da antiga plataforma continental, separadas pela ascensão do arco magmático. Consideram, segundo a nomenclatura tectônica clássica, a Formação Itaicoca e o Subgrupo Lajeado correspondentes às regiões miogeossinclinais, enquanto que as formações Iporanga e Perau às regiões "eugeossinclinais" da faixa.

Soares (1987), nos estudos desenvolvidos no Pré-Cambriano paranaense e áreas adjacentes no Estado de São Paulo, propõe uma classificação estratigráfica, baseada em complexos litoestratigráficos, como segue:

1o.) Paragnaisses com intercalações de muscovita quartzitos, xistos básicos e calcioxistos da parte inferior da Formação Setuva, na conotação original de Bigarella & Salamuni (1958); englobam litologias polideformadas e polimetamorfizadas, tendo atingido a facies anfibolito, com fenômenos de retrometamorfismo e de desenvolvimento de xistosidade. Assentam-se sobre migmatitos e granulitos da região costeira através de falhas de baixo ângulo redobradas;

2o.) Muscovita quartzitos, biotita-granada xistos, anfibólio xistos, calcioxistos e mármores das unidades Agua Clara (Pontes, 1982), Perau (Piekarz, 1981) e unidades Açungui-I, Açungui-II, e Açungui-III, (JICA, 1983), englobam litologias polideformadas, com metamorfismo regional de facies xisto verde, zona de biotita até estauroлита e fenômenos de retro-

IDADE		PROCESSOS	Eventos termo-tectônicos
CAMBRIA- NO-ORDO- VICIANO		Algumas intrusões ácidas, jogo de falhas, alguns depósitos imaturos.	Brasiliano
P R O T E R O Z O I C O	S U P .	Implantação das bacias Itaiacoca, Antinha, Lageado e Capiu em condições ensiâlicas, seguidas de cerragem, metamorfismo e dobramento.	
	M E D I O	Tectônica rúptil com elevação de isothermas: deposição de sedimentos imaturos, vulcanismo ácido-intermediário, intrusões graníticas, falhas transcorrentes.	Reativação mesoprote-rozóica.
	I N F .	Rotação continental: processo de cisalhamento dúctil de alto ângulo, milonitização, transposição, virgação de estruturas preexistentes, recristalização metamórfica, remobilização.	Transamazônico.
A R C H E A N O	Cavalgamento do bloco Vitória sobre o São Paulo: processo de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, milonitização, transposição, imbricações, recristalização metamórfica, remobilizações.		Jequiê
	Implantação de bacia e formação do Gr. Setuva	Implantação de bacia e formação do Gr. Ribeira.	
	Metamorfismo de alto grau Formação do Complexo Costeiro	Metamorfismo de grau médio Formação do Complexo Ribeira	

TABELA 01 - Síntese da evolução Geológica segundo Hasui (1986).

metamorfismo e de metamorfismo termal, superpostos. Assentam-se sobre uma zona cisalhada de rochas gnaíssicas fortemente milonitizadas;

3o.) Metarenitos arcóseos, metassiltitos, filitos, metacalcários, metadolomitos, metavulcânicas intermediárias, das unidades Capiru, Votuverava e Itaiacoca. Englobam litologias pouco alteradas termo-dinamicamente, porém com evento deformacional intenso, contínuo, mas heterogêneo, associado a metamorfismo na facies xisto verde, zonas de clorita e início de biotita, sucedidas por metamorfismo termal. Assentam-se sobre todas as rochas dos complexos descritos e seus embasamentos por falhas de cavalgamento;

4o.) Conglomerados, arenitos e pelitos, com anquimetamorfismo, deformação moderada, associados a dobramento fechado descontínuo e heterogêneo; corresponde à "Formação Camarinha" e "seqÜência Antinha" (Dias e Salazar, 1987);

5o.) Conglomerados, arenitos, siltitos, vulcânicas félsicas e raramente básicas e intermediárias, não metamórficas, fracamente deformadas, correspondentes aos grupos Castro e Guaratubinha.

Considera o contato entre os diferentes complexos litoestratigráficos tectônicos e definidos, em alguns casos, como zonas de cisalhamento de baixo ângulo, contemporâneas ou anteriores ao último evento termodinâmico. O Complexo Votuverava-Itaiacoca-Capiru (Soares *op. cit.*), sugere ser correlacionável em São Paulo, à Formação Itaiacoca (Almeida 1956, 1957) e ao Subgrupo Lajeado (Campanha *et al.* 1986) e correlacionável, portanto, à área desta dissertação. Neste Complexo, aquele autor distinguiu as seguintes seqÜências: seqÜência terrígena quartzosa inferior; seqÜência pelítica-carbonática com intercalações vulcânicas básicas a intermediárias; e seqÜência psamítica quartzo-feldspática, superior, em discordância com as demais. A tectônica deformadora inclui os eventos posteriores à deformação dúctil contínua e homogênea (cavalgamento, transpressão e transtensão) que afetou os complexos inferiores. Considera como característica fundamental a intensa deformação que sofreu o complexo por cisalhamento dúctil-rúptil, contínuo e heterogêneo, de baixo ângulo, com intenso transporte ao longo dos planos de

Figura 07 - Mapa Geológico simplificado da região de Apiaí - Iporanga (Sp).

LEGENDA

- 1- Dique básico do Betari
- 2- Granito Itaoca
- 3- Gabro de Apiaí
- 4- Seqüência Gorutuba-Passa Vinte
- 5- Seqüência Serra da Boa Vista
- 6- Seqüência Furnas -Lajeado
- 7- Seqüência Betari
- 8- Seqüência Iporanga
 - 8a- Metaconglomerados polimíticos
 - 8b- Metarenitos, metassiltitos e filitos
- 9- Complexo Turbidítico Rio das Pedras
 - 9a- ritmicos
 - 9b- filitos homogêneos
 - 9c- metabásicas

CONVENÇÕES

- Traços de foliações
- Anticlinal, Sinclinal
- Diques
- Falha inferida
- Falha inversa
- Estradas
- Drenagens

foliação subhorizontais, às vezes concentrados em *shear zones* e às vezes espaçados. Afirma que este fenômeno lenticularizou as unidades e as reempilhou em todas as escalas, num sistema deformacional de cavalgamento.

Pires (1988) utilizou o conceito de Mitchum JR *et al.* (1977) para seqÜência deposicional "*representada por uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente associado, limitada no topo e na base por discordâncias ou descontinuidades deposicionais*" e definiu 5 seqÜências deposicionais e 1 complexo turbidítico (Mutti & Normark, 1987) na região de Apiaí-Iporanga (figura 7). Essas unidades refletem episódios transgressivos e regressivos e foram agrupadas por associações particulares de tipos distintos de rochas.

São elas: complexo turbidítico Rio das Pedras, seqÜência Betari, seqÜência Furnas Lajeado, seqÜência Serra da Boa Vista, seqÜência Gorutuba-Passa Vinte e seqÜência Iporanga.

Complexo Turbidítico Rio das Pedras

Corresponde à seqÜência Rio das Pedras de Campos Neto (1983), à formação Açungui I da MMJA/JICA (1983) e a Formação Perau de Campanha *et al.* (1986).

É constituído predominantemente por bandas de metassiltitos e filitos alternadas, de espessura variando desde alguns milímetros até no máximo 5 centímetros, dispostas em forma rítmica e microgradadas; filitos roxos homogêneos (metargilitos); intercalações subordinadas de calciofilitos, mármore, metaconglomerados oligomíticos; e metabásicas.

Os metarritmitos microgradados do complexo Rio das Pedras representam facies turbidíticas distais de um leque submarino/planície bacinal, assim como os filitos homogêneos (metargilitos) sugerem representar deposição hemipelágica típica da planície bacinal (*basin plain*). As eventuais facies arenosas e/ou conglomeráticas intercaladas neste complexo representam fluxos turbidíticos de alta densidade que alcançam maiores distâncias da área fonte.

Os metassedimentos do complexo Rio das Pedras,

depositados em águas relativamente profundas, sugerem ser os representantes distais (franjas de porções externas de leque submarino/ planície bacinal) das seqÜências descritas abaixo.

SeqÜência Betari

Os litotipos da seqÜência Betari correspondem ao membro SI da formação Açungui III MMJA/JICA (1983), seqÜência Betari de Campos Neto (1983) e Formação Betari de Campanha *et al.* (1986) (tabela 2).

Caracteriza um episódio transgressivo. Sua porção basal é constituída por metarenitos cinza de granulação média à grossa, mal selecionados; metaconglomerados oligomíticos contendo seixos de quartzo e quartzito e matriz areno-argilosa, às vezes arcossiana; metarenitos arcossianos; e intercalações centimétricas e métricas de metarenitos finos, metassiltitos e eventualmente filitos. Sobre este pacote observam-se predominância de metassiltitos e filitos com bandas centimétricas e decimétricas, com eventuais intercalações de metarenitos finos. Tais aspectos evidenciam um *thinning/fining-up* típico de seqÜência retrogradacional em leque submarino.

Possui como estruturas primárias predominantes: gradação normal, estratificação plano paralela, migração de ondas (*climbings*), marcas de sola (principalmente corte e preenchimento) e sobrecarga (*flame*).

Os metassedimentos psamíticos/rudáceos da base representam canais e facies associadas em porções proximais e médias de leques submarinos (*inner e middle fan*) e as porções superiores, predominantemente metapelíticas, facies externas de leques submarinos (*outer fan*).

SeqÜência Furnas-Lajeado

São calcarenitos/calcilutitos impuros, predominantemente calcíticos, cinza escuros, geralmente bandados, com intercalações de calcioxistos, metassiltitos e filitos

Na base da seqÜência os metacalcários apresentam-se

bandados centimetricamente e decimetricamente ou em camadas métricas a submétricas exibindo granodecrescência ascendente e ondulações métricas, truncadas originadas pela ação de ondas de tempestade (*hummocky*). Ocorrem feições associadas a deslizamentos (brechas intraformacionais) e seqüências de Bouma incompletas (Tae, Tce); além de intercalações subordinadas de calcioxistos e metassiltitos.

Na porção intermediária da seqüência, as intercalações de calcioxistos tornam-se mais freqüentes e camadas métricas de filitos homogêneos são comuns.

Na porção superior, são predominantemente calcarenitos, apresentando estruturas características de deposição acima do nível normal de ondas, tais como ondas truncadas com comprimento de onda inferior a 20 centímetros, laminação cruzada e *climbings* são comuns.

A seqüência representa um episódio regressivo, onde a porção superior, caracterizada por uma plataforma carbonática rasa, avança sobre sedimentos depositados em águas mais profundas (base), com turbiditos carbonatados.

Seqüência Serra da Boa Vista-

O topo e a base da seqüência são constituídos por camadas métricas de metarenitos de granulometria média, grossa e, às vezes conglomerática. Apresentam gradação normal e intercalações de camadas centimétricas de filito cinza esverdeados (Te). Localmente possuem micas detríticas (biotita e/ou muscovita).

A porção central da seqüência é caracterizada por metarenitos finos a médios, metassiltitos e filitos, com bandas de espessura centimétrica a decimétrica, por vezes contendo cloritóide e magnetita. Possui intercalações de camadas métricas de metarenitos de granulometria média ou conglomeráticos.

Os processos envolvidos na deposição da seqüência são predominantemente gravitacionais, associados a correntes de turbidez. Sugere-se que sua deposição ocorreu em áreas relativamente proximais de um leque submarino.

Encontra-se sobreposta A seqüência Furnas-Lajeado e

sotoposta à seqÜência Gorutuba-Passa Vinte.

SeqÜência Gorutuba-Passa Vinte

A base da seqÜência é representada por metassedimentos clásticos carbonáticos-terrígenos com predominância de mármore bandados impuros, alternados em camadas cinza claras e escuras, e subordinadamente calcioxistos, metamargas, metarenitos de granulometria média à grossa e filitos.

A porção superior é caracterizada principalmente por metarritmitos, com espessura dos estratos variando desde submilimétricos a centimétricos, ressaltados pela diferença de composição e tonalidade. São classificados em metassiltitos, filitos, calciofilitos, mármore e rochas calciossilicatadas (gorutubitos).

Esta seqÜência caracteriza um evento transgressivo, onde a base da seqÜência representa ambiente plataformar de águas rasas sob a influência de marés. A interpretação é subsidiada pela presença de ondulações truncadas com comprimentos de ondas inferiores a 20 centímetros, associadas a *wavys* e micro-sigmóides, em associação com laminações criptoalgálicas.

Em direção ao topo da seqÜência ocorrem intercalações expressivas de filitos, sugestivas de aumento da profundidade do nível do mar.

Os metarritmitos do topo da seqÜência, devido à extrema ritmicidade e grande espessura, muito provavelmente, representam porções distais de um leque submarino, isto é, turbiditos distais carbonatados.

Encontra-se sobreposta à seqÜência Serra da Boa Vista .

SeqÜência Iporanga

Corresponde em parte: à Formação Iporanga de Leonardos (1934b), à seqÜência Betari-Iporanga de Daitx (1980), à formação Açungui II da MMJA/JICA (1983), à seqÜência Iporanga de Campos Neto (conjunto superior) (1983), e à Formação Iporanga de Campanha *et al.* (1986)

E constituída por metarenitos de granulação média à

grossa, por vêzes conglomeráticos; metassiltitos; metarritmitos; metaconglomerados polimíticos, com seixos, blocos e matacões (5-40 cm) de metassiltitos, quartzitos, quartzo, metaconglomerados polimíticos e oligomíticos, filitos, gnaisses e granitos. A moda dos seixos dos metaconglomerados encontra-se entre 5 a 10 centímetros, sendo os maiores (30-40 cm) essencialmente de metassiltitos e de metaconglomerados oligomíticos.

Os metaconglomerados polimíticos, desorganizados e organizados, da seqÜência Iporanga indicam, respectivamente, deposição por processos de fluxos de detritos (*debris flow*) e turbidez associados, e em conjunto com os metarenitos de granulação média, grossa e conglomeráticos representam facies canalizadas em porções proximais de leques submarinos (*inner fan*), ou seja, depósitos turbidíticos proximais.

A seqÜência Iporanga encontra-se sobreposta à seqÜência Rio das Pedras. Pires (1988) considerou a seqÜência Iporanga como um sistema turbidítico mais jovem, sin-tectônico à primeira fase deformacional que afetou a área e posicionou-a no topo da coluna estratigráfica.

Nas seqÜências Betari e Furnas-Lajeado foram desenvolvidos estudos de detalhe e representam a área enfocada nesta dissertação.

Pires (1988)	Geoffrey e Souza San- tos (1942)	Barbosa (1942)	MMJA/JICA (1983)	Daitx et al. (1983)	Campos Neto (1983)	Hasui et al (1984)	Chiodi Filho (1984)	Campanha et al. (1986)		
Seqüência Iporanga	—	Série Açungui	formação Açungui II	Seq. Betari- Iporanga	Seqüência Iporanga superior	Complexo Setuva (?)	Formação Iporanga	Formação Iporanga		
Seqüência Gorutuba- Passa Vinte	Formação Gorutubito	Gorutubi- tos	Membro S4	Membro 4	Unidade Terrígena S4	Seqüência do Gorutuba	Compl. Setuva	Membro CT	Formação Gorutuba	
	Calcário das Fur- nas	Calcário Passa Vinte	Membro L4		Unidade Carbon. L4		Membro C3	Formação Passa Vinte		
Seqüência Serra da Boa Vista	Quartzitos da Serra da Boa Vista	Quartzitos Água Limpa	Membro S3	Membro 3	Unidade Terrígena S3	Seqüência Serra da Boa Vista	Formação Serra da Boa Vista	Membro T2	Formação Serra da Boa Vista	
Seqüência Furnas- Lajeado	Calcário das Furnas	Calcário Furnas	Membro L3		Unidade Carbon. L3	Seq. Furnas-Lajeado	Fácies Furnas Fácies Lajeado	Formação Furnas	Membro C2	Formação Mina de Furnas
	xistos da Serra do Tatu	xistos da Serra do Tatu	Membro S2	Membro 2	Unidade Terríg. S3			Formação Água Suja	Membro T1	Formação Água Suja
	Calcários Lajeado	Calcários Lajeado	Membro L2		Unidade Carbon. L2			Formação B9 da Serra	Membro C2	Formação B9 da Serra
Seqüência Betari	Xistos da Serra do Tatu	Xistos da Serra do Tatu	Membro S1	Mb. 1	Unidade Terríg. S1	Seqüência do Betari	Formação Betari	Membro T1	Formação Betari	
complexo turbidítico Rio das Pedras	—	Série Ribeira (?)	formação Açungui I	—	Seq. Rio das Pedras	Complexo Setuva	Formação Perau	Formação Perau		
					Seqüência Iporanga inferior					

Tabela 02- Córrelações entre as subdivisões propostas para o Grupo Açungui, na região de Apiaí e Iporanga (Sp).

II - CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

O Grupo Açungui está incluído na Faixa de Dobramentos Apiaí, definida por Hasui, Carneiro e Coimbra (1975). As Faixas de Dobramentos Apiaí e São Roque e o Maciço de Joinville constituem a porção central da Província Mantiqueira de Almeida *et al.* (1977).

O Grupo Açungui *sensu lato* inclui várias seqüências supracrustais dobradas superpostas a um embasamento de natureza siálica. Suas principais litologias são constituídas de metassedimentos psamíticos, pelíticos e rudáceos e rochas químicas e clasto-químicas carbonáticas. O conjunto sofreu intrusões básicas e contém prováveis intercalações de vulcânicas máficas e félsicas, assim como extensa área de exposição de rochas granitóides, sin a tardi-tectônicas e localmente áreas migmatizadas.

Exibe grande diferenciação metamórfica. Nas seqüências basais, o metamorfismo regional atingiu a facies anfíbolito; porém os níveis médios e superiores apresentam quase sempre metamorfismo regional de facies xisto verde e mesmo anquimetamorfismo. Metamorfismo de contato é freqüente junto às intrusões graníticas.

O metamorfismo, a grosso modo, é crescente no sentido de NW para SE.

Os limites com as unidades adjacentes são marcados, na maior parte, por extensas zonas de falhamentos transcorrentes, representadas pela Falha de Taxaquara, a norte, que o separa do Grupo São Roque, e pela Falha de Cubatão-Lancinha a Sudeste que colocou os metamorfitos do Açungui em contato com as rochas do Complexo Costeiro. A oeste encontra-se em discordância angular sob as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, e a NE, verticalmente e horizontalmente, transiciona para terrenos de médio a alto grau de difícil separação com o embasamento.

A idade dos sedimentos originais não está estabelecida, pois as datações paleontológicas não permitem estabelecer cifras seguras (Fairchild, 1977) e as radiométricas, disponíveis, apontam os processos termotectônicos superimpostos.

Damasceno e Bittencourt (1968, *apud* Melcher *et al.*

1973), conseguiram idades Pb modelo, em galenas do Vale do Ribeira, da ordem de 1100 m.a.

A Metal Mining Agency of Japan/Japan International Cooperation Agency - MMAJ/JICA (1983) obteve idades Pb/Pb de 1400 m.a. em galenas singenéticas da região do Perau (Açungui I) e 1200 m.a. para galenas remobilizadas, em mármores da formação Açungui III.

Cordani e Kawashita (1971) através de isócronas Rb-Sr em rocha total de variedades graníticas intrusivas, consideraram a fase tardi-tectônica em 610 ± 50 m.a. e fase pós-tectônica em 540 ± 10 m.a.

Batolla Jr et al. (1981) obtiveram para as seqüências basais, na região do Perau, sete idades Rb-Sr, escalonadas entre 1201 ± 31 e 2146 ± 92 m.a. Estas determinações radiométricas, de rochas não cogenéticas, enquadram-se entre duas isócronas de referência (1170 m.a. com $R_0=0,708$ e 1330 m.a. com $R_0=0,716$). Os valores citados são próximos da idade de 1395 ± 145 m.a. obtida para os gnaisses blastomiloníticos do Setuva. Estes autores consideram que tal coincidência evidencia uma rehomogeneização isotópica provocada durante a intensa diaftorese que envolveu também os ectinitos. Ressaltam ainda que os ectinitos exibem idades tanto mais elevadas quanto mais distantes se encontram das rochas subjacentes, ou sejam, os gnaisses do Setuva. Desse modo sugerem a gênese dessas seqüências em tempos transamazônicos, ou seja no Proterozóico Inferior.

Silva et al. (1981) obtiveram idade de 675 ± 41 m.a. para o Gabro de Apiaí, intercalado a metassedimentos da região de Apiaí.

Hasui et al. (1981) conseguiram isócronas de 640-650 m.a. em granitóides sin-tectônicos do Complexo Piedade e para maciços pós-tectônicos obtiveram idade de 540-560 m.a.

A partir desses dados, alguns autores tem considerado uma idade mínima de 1400 m.a. para a deposição do Grupo Açungui e posterior evolução até o Cambro-Ordoviciano.

CAPITULO III

I - ANALISE E CORRELAÇÕES ESTRUTURAIS

Os eventos deformacionais que afetaram a área estudada, apresentam graus variados de intensidade e complexidade.

A análise estrutural desenvolvida, teve como principal objetivo, complementar os argumentos de natureza estratigráfica, assim como recuperar a posição original dos estratos sedimentares e, juntamente com os procedimentos da análise ambiental, estabelecer a paleogeografia da área estudada.

A metodologia utilizada para a análise e correlação dos elementos estruturais segue os preceitos estabelecidos em Turner e Weiss (1963), Hobbs *et al.* (1976), Roberts (1977) e Sá & Hackspacher (1982, 1983).

A análise estrutural compreende dados obtidos através do estudo de afloramentos e amostras, complementados por estudos ao microscópio.

A correlação estrutural foi efetuada através da análise de domínios e das relações litoestratigráficas observadas, utilizando-se da confecção de perfis de detalhe e do emprego de estruturas sedimentares para a determinação da polaridade das camadas.

O tratamento estatístico de medidas de orientação de elementos estruturais, assim como a descrição e interpretação, foram feitos setorizadamente, segundo domínios estruturais (Turner e Weiss, 1963). Os domínios foram escolhidos e listados quanto à homogeneidade de um ou mais atributos, e abrangem o tratamento da quase totalidade das medidas coletadas em campo.

A ordem de geração de estruturas foi estabelecida, segundo critérios de superposição, como interferência entre acamamento sedimentar, foliações plano-axiais a dobras e lineações e eixos de dobras.

Para o agrupamento das estruturas não foi utilizado o conceito de "grupos de estilos" no sentido de Hobbs *et al.* (1976), procedimento que não associa necessariamente feições estruturais de mesma geração. O comportamento dúctil diferenciado

das litologias, o posicionamento em níveis estruturais e metamórficos e em estruturas maiores, são apenas alguns dos fatores que podem determinar grupos de estilos diferentes para um mesmo evento deformacional, ou estilos semelhantes para eventos diversos (Hopwood, 1974; Willians *et al.* 1970; Willians, 1985).

As gerações de dobras e respectivas foliações plano axiais, quando citadas, (fase D1, D2, S1, S2, S3, etc) não possuem significado relativo às fases e aos ciclos orogênicos, mas ao seqüenciamento estabelecido através de critérios de superposição e interferência das estruturas (Sá & Hackspacher, 1982, 1983).

A - ESTRUTURAS PRIMARIAS

As estruturas primárias representam feições anteriores ao metamorfismo e deformação tectônica, que se mantiveram preservadas ou que sofreram alterações pouco significativas sob a ação desses fenômenos.

As estruturas primárias encontram-se bem preservadas na área de estudo, estando o acamamento sedimentar presente por toda a área e foi designado aqui de So.

O baixo grau de metamorfismo é o fator determinante na preservação das estruturas sedimentares, devido ao menor índice de dissolução e remobilização. Nesse aspecto, pode-se associar a preservação de estruturas sedimentares com a textura das rochas. Em geral, as estruturas sedimentares encontram-se bem preservadas nos litotipos areno-siltosos, o que não acontece nos metassedimentos argilosos (filitos), onde o metamorfismo e a deformação tectônica quase sempre mascaram as estruturas sedimentares.

A área é relativamente privilegiada na preservação de estruturas sedimentares, porém, as estruturas descritas são enfocadas em outro capítulo, onde são abordadas conjuntamente com a interpretação ambiental.

B - DESCRIÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS ASSOCIADOS AO DOBRAMENTO

1 - Foliações

Clivagem, xistosidade ou foliação correspondem a estruturas planares distintas da estratificação sedimentar. Correspondem a uma intensa (ou local) anisotropia planar secundária que se desenvolve nas rochas submetidas a certos tipos de deformação. Essa anisotropia pode ser materializada pelo rearranjo (achatamento e rotação) dos grãos constituintes da rocha, por dissolução por pressão, pela recristalização ou crescimento de novos minerais, ou por dislocações na rede cristalina (cisalhamento).

A utilização do termo foliação (*lato sensu*) para designar tais feições planares, advém do fato de ser um termo genérico e abrangente.

Campos Neto (1981), tomando Wilson (1961) como base, diferenciou três conjuntos de estruturas planares, resguardando alguns termos classicamente utilizados.

- CLIVAGEM: Separação da rocha em folhas ou planos paralelos, onde não há recristalização orientada de novos minerais, ou achatamento e reorientação de minerais pré existentes. É uma estrutura descontínua e não penetrativa.

- XISTOSIDADE: intensa anisotropia planar penetrativa, definida pelo achatamento e reorientação dos minerais pré-existentes e cristalização orientada de novos minerais, sobretudo de minerais micáceos epizonais.

- FOLIAÇÃO: estrutura planar caracterizada por intensa cristalização orientada de minerais metamórficos, perfeitamente individualizados a olho nu. O achatamento e reorientação também estão presentes.

A seguir, são resumidamente descritos os tipos de estruturas planares reconhecidos na área estudada.

a) Foliação S1

Um aspecto importante a respeito da foliação S1 é o paralelismo com os planos de estratificação (So). Corrresponde à orientação planar de minerais micáceos (sericita), muitas vezes resgatada através de arcos poligonais, gerados na foliação S2.(Foto 01).

E observável em metacalcarenitos com grânulos ou seixos com forte estiramento mineral, contidos no plano desta foliação.

Quando ocorre totalmente paralelizada ao So, torna-se de difícil identificação. Entretanto, é bastante clara quando se encontra em pequeno ângulo, respondendo por forte deslocamento da rocha (ponto 81), assim como conspícuo estiramento mineral.

A foliação S1 apresenta-se, localmente, como foliação milonítica, associada à *Shear zones* de baixo ângulo, e desenvolvidas, provavelmente, nos estágios finais da deformação D1.

Outro fator que realça a presença pretérita da foliação S1, é o caráter diferenciado da foliação S2, presente na maioria dos afloramentos, pois normalmente foliações diferenciadas só se desenvolvem se existir foliações anteriores.

b) Foliação S2

É a principal foliação presente na área e penetrativa em todos os domínios estudados. Em geral apresenta-se como uma foliação fina diferenciada, com mergulhos geralmente altos e predominantemente para NW.

Encontra-se presente em todas as litologias, porém apresenta-se melhor preservada nos litotipos mais competentes, tais como metarenitos, metaconglomerados e metacalcarenitos, onde é representada por forte clivagem.

Nos metapelitos encontra-se preservada principalmente nos "*microlithons*" de S3, e corresponde a uma clivagem diferenciada, discreta, com bandamento (Bonaudale *et al.* 1982), ou bandamento diferenciado fino no sentido de Hobbs *et al.* (1976)

Esta foliação mostra-se como um conjunto de planos

muito próximos entre si, e apenas em situações especiais ou na análise ao microscópio, é possível perceber seu caráter diferenciado.

Sombras de pressão, associadas a cristais rígidos como cloritóides e opacos, são bastante comuns e foram geradas concomitantemente à geração de foliação S2, e por isso, apresentam-se contidos na mesma (Foto 02).

A foliação S2 apresenta-se, predominantemente, com direções em torno de N30-50E e mergulhos altos.

c) Foliação S3

A foliação S3 apresenta-se como uma estrutura penetrativa em quase todos os domínios, no entanto associa-se principalmente aos litotipos menos competentes, ou seja, os metapelitos, geralmente obliterando a estruturação prévia da rocha.

No geral, mostra-se como um bandamento diferenciado espaçado, no sentido de Hobbs *et al.* (1976), ou clivagem de crenulação discreta, onde os planos da foliação se encontram com espaçamento milimétrico à centimétrico. Por vezes pode desenvolver uma clivagem de crenulação zonal, ou mesmo apresentar-se como filmes descontínuos onde se concentram cristais de sericitas visíveis em amostra de mão e apresentando brilho característico (Fotos 03 e 04).

É uma foliação que apresenta forte anastomosamento dos planos, e conseqüentemente *microlithons* irregulares contendo as foliações pretéritas S1 e S2.

Possui caráter de dispersão em leque e constitui-se como foliação plano-axial em dobras abertas de dimensões centimétricas a métricas. onde a superfície dobrada contém a foliação S2.

A variabilidade com que se apresenta a foliação S3, desde clivagem de crenulação zonal até bandamento diferenciado, provavelmente, reflete diferentes posições na estrutura do dobramento e conseqüentemente as condições metamórficas. No entanto, devido a pequena escala das dobras D3, não foi possível efetuar estas correlações.

Possui orientação, predominantemente, em torno de E-W e mergulhos variados.

d) Foliação S4

A superfície S4 não é uma foliação penetrativa, apresentando-se apenas em alguns domínios, e restrita a alguns poucos afloramentos.

Caracteriza-se por uma foliação pouco conspícua e, localmente, apresenta-se como clivagem com espaçamento entre 1,0 - 1,5 centímetros, alcançando máximos de 2 a 3 centímetros.

Ao microscópio, principalmente em metapelitos afetados fortemente pela foliação S3, a foliação S4 surge como uma clivagem de crenulação, com espaçamento milimétrico, melhor observada nas bandas micáceas geradas na deformação D3 (Foto 05).

Localmente, junto aos metapelitos, pode traduzir-se em clivagem de crenulação discreta, bem desenvolvida, obliterando fortemente as estruturas anteriores.

Possuem orientação , predominantemente, em torno de N50E, e mergulhos altos.

Constitui-se como foliação plano-axial de dobras abertas a suaves, que afetaram a superfície S3.

e) Foliação Tardias

Foram distinguidas, ainda, duas fases deformacionais tardias na área, uma com orientação NW e planos axiais subverticalizados, e outra com eixos para NE e planos axiais subhorizontalizados. contudo, não foi possível hierarquiza-las devido a ausência de feições de superposição conclusivas.

A fase NW encontra-se presente por toda a área, desenvolvendo foliação, principalmente, nos domínios III e IV. Apresenta-se, em geral, como uma clivagem espaçada, com planos distanciados entre 0,5 a 4 centímetros, com médias entre 2 e 3 centímetros.

Localmente (ponto 60 e 61) apresenta-se bem desenvolvida, constituindo-se numa foliação, com os planos

preenchidos por óxidos de Fe, e com espaçamento subcentimétrico a milimétrico.

Importantes fotolineamentos com direção NW, sugerem relacionar-se com esta deformação. Dentre eles o mais importante é o Vale do Rio Betari, que contém o dique de diabásio do Betari (Foto 06).

A fase NE, contém uma foliação, a qual, apresenta-se localmente como uma clivagem, com espaçamento desde 4 - 5 até 15 - 20 centímetros. Caracteriza-se por mergulhos baixos tendendo à horizontalização, e encontra-se plano-axial em dobras abertas, de planos axiais subhorizontais, e que afetam as superfícies S2, S3 e S4.

2 - Lineações

O termo lineação é usado para descrever qualquer estrutura linear que ocorre repetidamente numa amostra de rocha (Hobbs *et al.* 1976). Diversos tipos de elementos lineares de trama estão reunidos sob essa designação. No presente estudo, além dos eixos de dobras, as lineações mais comuns são as lineações de intersecção e de crenulação, e subordinadamente lineações minerais.

a) Lineação L1

Corresponde a uma lineação de estiramento mineral, normalmente contida no plano de So/S1. É visível principalmente nos litotipos psamíticos, ou rocha com grânulos, como é o caso de algum metacalcarenitos da seqÜência Furnas-Lajeado, onde estes se encontram fortemente achatados e estirados, desenvolvendo uma lineação de estiramento, contida no plano S1 e com direção NW-SE. Nos raros locais onde o S1 se desenvolve em ângulo com o S0, esta lineação está melhor caracterizada.

Esta lineação é de rara observação em campo, e sugere estar associada a áreas de intensa deformação, da fase D1.

b) Lineação L2

A lineação L2 caracteriza-se, principalmente, como lineação de intersecção entre as superfícies S2 e So/S1. Localmente pode se mostrar como lineação de crenulação fina, associada com o bandamento diferenciado fino desenvolvido pela deformação D2.

Em alguns locais é possível verificar o crescimento da sericita nesta lineação.

Possui, predominantemente, mergulhos baixos com caimentos tanto para NE como para SW.

c) Lineação L3

Esta lineação caracteriza-se, principalmente, como lineação de intersecção, tanto com o plano So/S1, como com o plano S2. Mostra-se como lineação espaçada milimetricamente a centimetricamente, quando contida na superfície So/S1, apresenta-se em geral, afetando a lineação L2.

Em zonas onde a superfície S3 se porta como crenulação discreta espaçada, a lineação L3 caracteriza-se por uma lineação de crenulação, grossa e com espaçamento variável, com padrão anastomosado, geralmente correspondendo a eixos de microdobras.

Eixos de dobras centimétricas a métricas, associadas à deformação D3, foram considerados juntamente com a lineação L3.

d) Lineação L4

A lineação L4 corresponde, principalmente, aos eixos de dobras abertas e simétricas, de dimensões métricas a centimétricas, geradas no dobramento D4. Subordinadamente corresponde a lineações de intersecção entre a superfície S4 e S3.

C - DOBRAS

1 - Dobras D1

As dobras D1 são relativamente raras e de difícil observação. São definidas pela presença de foliação S1 em posição plano axial e afetam exclusivamente a estratificação reliquiar (So).

Possuem dimensão centimétrica a submétrica, e encontram-se, normalmente, contidas nos estratos menos competentes.

São dobras recumbentes, fechadas a cerradas ou isoclinais, com forte espessamento do ápice e normalmente com flancos estirados, podendo ser classificadas como dobras da subclasse 1c e classe 3 de Ramsay (1967). Localmente podem estar associadas com processos de transposição (Foto 07).

Exposições dessas dobras podem ser encontradas nos pontos IP - 816, 863, 81, 407A, 865 entre outros.

Em associação com a deformação geradora das dobras D1, foram geradas importantes zonas de cisalhamento de baixo ângulo. O contato NW da área, entre as seqüências Furnas-Lajeado e Serra da Boa Vista, contém importante zona de rochas miloníticas, originada, provavelmente por esta deformação, que por sua vez encontra-se afetada pela deformação D2.

2 - Dobras D2

São as dobras mais comuns na área estudada e afetam tanto a foliação S1 como o acamamento reliquiar. Apresentam-se desde a escala microscópica até a decamétrica. Constituem o principal dobramento da área, responsável pela estruturação regional dos litotipos em sinformes e antiformes. (Veja perfis geológicos no anexo I).

Constituem um dobramento acilíndrico, cônico, podendo localmente, possuir padrão cilíndrico. Possuem estilos variados, apresentando-se como dobras assimétricas, simétricas, abertas, fechadas, isoclinais, inversas, em cúspide, etc, porém normalmente possuem espessamento apical, podendo ser

classificadas como dobras da subclasse 1c de Ramsay (1967) (Fotos 8, 9 e 10).

Contém como foliação plano axial a foliação S2, normalmente com mergulhos fortes para NW, indicando a vergência do dobramento para SE.

Os eixos possuem mergulhos subhorizontalizados, com predominância do caimento, tanto para NE, como para SW, no entanto, outras direções podem ser encontradas.

A interferência entre as dobras D2 e D1, homoaxiais, resulta num padrão em laço, isto é, uma figura de interferência do tipo 3 de Ramsay (1967) (Fotos 11 e 12).

3 - Dobras D3

As dobras D3, que afetam a foliação S2, são raras, sendo principalmente reconstituídas através de medidas tomadas sucessivamente nos afloramentos. A observação sistemática da relação entre as foliações plano axiais e as superfícies dobradas, possibilitou a reconstituição do dobramento D3.

Constituem um dobramento acilíndrico com dobras abertas e isópacas, com dimensões centimétricas, métricas e hectométricas, com predomínio das centimétricas e métricas (Foto 13). Possuem a foliação S3 como foliação plano axial, a qual se apresenta disposta em leque, quando analisada no perfil das dobras .

O dobramento D3 não afeta, ou afeta muito pouco a estrutura geral da área. Segundo Roberts (1977), quando as dobras anteriores são maiores em escala que as dobras posteriores, as dobras menores se superpõem às dobras antigas sem afetarem a estrutura geral, o que parece bastante sugestivo neste caso, devido à diferença de tamanho entre este dobramento e o dobramento anterior D2.

4 - Dobras D4.

São dobras abertas a suaves, localmente desarmônicas (Fotos 14 e 15). Normalmente não apresentam foliação plano axial, mas quando presente caracteriza-se por uma clivagem

espaçada ou foliação pouco conspícua, correspondendo à foliação S4.

Possuem dimensões centimétricas a métricas e regionalmente respondem por ondulações suaves do acamamento reliquiar.

Um sistema de *kink bands* com pequenas falhas associadas, constituindo-se em um conjugado de deformação (?), pode estar associado à deformação D4. No entanto, a geração dos *kinks* pode constituir-se em um evento à parte, pois as relações com as dobras D4 não estão bem esclarecidas.

5 - Dobras Tardias

Foram reconhecidas duas fases de dobramentos tardios, uma fase NW e outra NE.

As dobras da fase NW não foram observadas no campo, tendo sido reconstituídas através de medidas tomadas sucessivamente nos afloramentos. A observação sistemática das relações entre a foliação tardia NW, com direção predominantemente N50-60W e mergulhos verticalizados, e as superfícies e lineações pretéritas dobradas, possibilitou a reconstituição desse dobramento, principalmente em escala hectométrica.

O tratamento estatístico dos dados em diagrama de Schmidt-Lambert, demonstra a presença desse dobramento (Figuras 12, 13, 15, 16 e 20). Maiores detalhes serão apresentados no item de compartimentação estrutural.

Possuem eixos subhorizontalizados com caimento para NW, e são responsáveis, juntamente com a deformação D2, pela estruturação dos contatos entre os litotipos, representados no mapa geológico.

As interferências entre as dobras tardias NW e D2, consistem num padrão em caixa de ovos, isto é, uma figura de interferência do tipo 1 de Ramsay (1967).

As dobras tardias geradas pela fase NE, são abertas com eixos e plano axiais subhorizontais e, portanto, de caráter recumbente (Foto 16). Nem sempre apresentam foliação plano axial,

e quando presente constitui-se de clivagem espaçada, com espaçamento entre 4-5 até 15-20 centímetros. Aparentemente foi o último evento deformacional que afetou os litotipos da área enfocada, porém a relação de superposição com a deformação tardia NW, não é conclusiva.

D - FALHAS

Os principais falhamentos encontram-se nos limites sudeste e noroeste com direções NE-SW.

O falhamento sudeste encontra-se representado pela Falha da Figueira e o noroeste pelo contato tectônico entre a seqÜência Furnas-Lajeado e a seqÜência Serra da Boa Vista, sobreposta, e denominado, neste trabalho, como Falha das Arapongas.

Falhas tardias com rejeitos centimétricos a métricos, horizontais ou verticais, foram observadas por toda a área, no entanto, movimentos significantes associados às mesmas, não foram observados.

1 - Falha da Figueira

A Falha da Figueira, como representada nos mapas geológicos do Projeto de Integração e Detalhe-CPRM/DNPM (1981); MMAJ/JICA (1983) e IPT/PRO-MINERIO (1984), consiste em forte lineamento fotogeológico realçado pelos mergulhos verticalizados do acamamento sedimentar. Na verdade, a Falha da Figueira está localizada a sul do expressivo lineamento fotogeológico, e é responsável pelo contato entre os metacalcários da seqÜência Furnas-Lajeado e os metassedimentos da seqÜência Iporanga e complexo turbidítico Rio das Pedras (Pires, 1988). Na região de Bombas encontra-se bem marcada morfologicamente pela crista alongada da Serra do João Ferreira.

Apresenta uma foliação de transposição em associação com dobras isoclinais, intrafoliais e localmente dobras em bainha resultantes, provavelmente, da reorientação de dobras D1.

Esta deformação não é exclusiva da zona de falha e é possível percebê-la a partir do topo da seqÜência Betari, nas proximidades do lineamento da Figueira, (ponto 60), estendendo-se em direção SE pela seqÜência Iporanga e complexo turbidítico Rio das Pedras. Corresponde à deformação D2, com estilo deformacional diferenciado da área a NW, estilo este, resultante da mudança brusca da competência mecânica dos estratos (predominantemente metapelitos).

Sendo assim, a Falha da Figueira representa uma zona de cisalhamento dúctil, gerada concomitantemente à deformação D2, provavelmente estimulada pela descontinuidade existente no contato entre as seqÜências Furnas-Lajeado e Iporanga.

Nos vários perfis levantados cortando esta falha, não foram constatadas rochas cataclásticas, isto é, brechas tectônicas ou milonitos e sim um aumento na intensidade da deformação D2.

Através da observação sistemática das relações entre as superfícies So, S1 e S2 foi possível reconstruir a posição original dos estratos e elaborar uma interpretação da provável evolução da Falha da Figueira (Figura 21). Originalmente, o contato entre as seqÜências Furnas-Lajeado e Rio das Pedras seria uma superfície de cavalgamento (Figura 08), responsável por grande deslocamento horizontal, que colocou porções relativamente proximais da bacia junto às regiões distais. Posteriormente, esta descontinuidade foi retomada pela deformação D2, gerando uma zona de cisalhamento dúctil. Soares (1987) mostrou evidências estruturais de deslocamentos horizontais na base da Formação Votuverava, em metaconglomerados correlacionáveis à seqÜência Betari, e aflorantes na Mina da Barrinha, norte do Paraná (Figura 08), reforçando esta interpretação.

2 - Falha das Arapongas

O limite noroeste da área, representado pelo contato entre as seqÜências Furnas-Lajeado e Serra da Boa Vista, é de caráter tectônico, representado por rochas cataclásticas com espessura mínima de 4-5 metros. No contato a rocha se encontra bastante fragmentada e moída com fragmentos centimétricos (< 3cm) e matriz fina, contendo forte estiramento mineral, no sentido NW-SE (Foto 17). Esta zona cataclástica encontra-se dobrada pela deformação D2. Pequenas dobras isoclinais e intrafoliais, com eixos e flancos subhorizontalizados, podem ser observadas dentro da zona cataclástica.

Os metacalcários do topo da seqÜência Furnas-Lajeado apresentam alto grau de recristalização, brechação e localmente,

Figura 08 - Relações entre as formações Votuverava e Água Clara na área da Mina da Barrinha, distrito de Adrianópolis (Pr), segundo Soares (1987).

encontram-se intensamente deformados e, por vezes, exibindo dobras em bainha (Fotos 18 e 19).

Com base nestes aspectos, o contato entre estas seqUências sugere uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, que evoluiu, progressivamente, para uma zona rúptil, com deslocamento de NW para SE e, associada provavelmente à deformação D1.

Esta falha foi citada anteriormente por Geoffroy & Souza Santos (1942) e Barbosa (1942). Veja figura 2.

E - COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL

1 - Estruturação regional

O mapa geológico (Anexo I) permite visualizar uma grande estrutura anticlinorial, com fechamento na porção NE. Dobramentos secundários importantes estão representados por anticlinórios e sinclinórios abertos, com traços axiais, predominantemente com direção N50-60E e caimentos variados, tanto para SW como para NE.

Esta estrutura anticlinorial foi gerada durante a deformação D2, possuindo como foliação plano axial a superfície S2 (Figura 09).

Conforme se pode observar no mapa geológico, estas estruturas encontram-se nitidamente afetadas por deformações superpostas, dentre elas a mais importante é a deformação tardia NW, com traço axial N50-60W, e caimento para NW, responsável conjuntamente com a deformação D2 pela estruturação em mapa dos contatos geológicos. A superposição da deformação tardia NW sobre as estruturas regionais D2, gerou domos e bacias suaves, porém importantes, na estruturação dos contatos em mapa.

2 - Domínios Estruturais

Os domínios estruturais foram estabelecidos, segundo os critérios de Turner e Weiss (1963), e tomam como base a homogeneidade dos elementos estruturais.

Foram delimitados quatro domínios estruturais, representados na figura 10.

No tratamento estatístico das estruturas planares e lineares, utilizou-se diagrama de igual área ou de SCHIMIDT-LAMBERT.

a) Domínio I

Este domínio é definido por apresentar, predominantemente, o acamamento reliquiar (So) mergulhando para

Total de medidas- 866

Figura 09 - Estereograma Schmidt-Lambert exibindo o acamamento S0//S1 em toda a área estudada.

Figura 10 - Mapa de Domínios Estruturais

NW, constituindo um monoclinal na área estudada. Na verdade representa parte do flanco sul do Sinclinal do Calabouço, gerado provavelmente na deformação D2, situado a NW da área estudada.

Esta "estrutura monoclinal" encontra-se afetada pelos dobramentos posteriores, representados por dobras métricas a centimétricas D3 e dobras abertas a suaves geradas na fase D4. Dobras secundárias D2 também foram observadas.

A análise dos polos da superfície S2 (figura 12), indica uma concentração em círculo mínimo (quase círculo máximo), evidenciando o dobramento acilíndrico (D3) que afeta estas superfícies. Apresentam ainda forte dispersão em torno de círculo mínimo, com geratriz a N10W/50°, correspondendo ao dobramento acilíndrico de geração tardia.

Por sua vez, a superfície S3 (figura 13) distribui-se preferencialmente segundo círculo mínimo com geratriz em N79E/38°, correspondendo a interferência da fase D4. Possui também, forte dispersão das medidas para W, configurando segmentos de círculos mínimos com geratriz a N7W/25°, denotando novamente a presença da fase tardia NW.

A análise da polaridade das camadas, através do emprego de estruturas sedimentares, indica sempre flanco normal.

• S_0 (123 medidas)

Figura 11 - Estereograma Schmidt-Lambert contendo o acamamento sedimentar S_0 no domínio I.

Figura 12 - Estereograma Schmidt-Lambert para as lineações e polos da foliação S_2 , no domínio I.

Figura 13 - Estereograma Schmidt-Lambert para as lineações e polos da foliação S3, no domínio I.

b) Domínio II

Este domínio representa um sistema sinclinal, conhecido informalmente como Sinclinal do Bairro da Serra.

Admite a superfície S2 como plano axial (figura 14) e possui o traço axial em torno de N60E e caimentos para NE e SW. A possível guirlanda que contém os polos de S2, é devido aos dobramentos D3 e D4, homoaxiais, superimpostos. Constitui uma estrutura aberta, com dobras fechadas na posição de charneira.

Na figura 15 observa-se a dispersão das medidas de S2, constituindo uma guirlanda SE/NW, com respectivo eixo construído em S38W/22°. Por outro lado apresenta ainda forte dispersão, contida em segmentos de círculos mínimos com geratriz a N20W/40°, compatível com a deformação tardia (NW) superimposta. As lineações L2 e L3 concentram-se nos quadrantes NE e SW, denotando redobramento.

Na figura 16 os polos da superfície S3 concentram-se ao longo de círculo mínimo, com eixo construído em N41E/29°. Apresentam, ainda, fuga para W, onde os segmentos de círculos mínimos, que a contém, possuem geratriz em N8W/9°. Este comportamento geométrico da superfície S3 sugere a presença de duas fases de dobramentos superpostas, posteriores à fase D3, que corresponde à fase D4, de direção NE e a fase tardia NW.

Finalmente, a figura 17 mostra a fase D4, exibindo dispersão das superfícies planares e concentração das L4 no quadrante SW.

As fases deformacionais D2, D3 e D4 são coaxiais e o tratamento estatístico dos dados é elucidativo, demonstrando que ocorre uma somatória dos efeitos dessas fases, realçando a última fase coaxial D4.

- $S_0//S_1$ (243 medidas)
- S_2
- ✱ $B_2-N44 E/21^\circ$

Figura 14 - Estereograma de Schmidt-Lambert, exibindo $S_0//S_1$ e S_2 , no domínio II.

- S_2 (53 medidas)
- $B_2 \text{ e } L_2$
- $B_3 \text{ e } L_3$
- ⊖ $B_2 - S \ 38 \ W / 22^\circ$
- ⊕ $B_1 - N \ 20 \ W / 40^\circ$

Figura 15 - Estereograma Schmidt-Lambert para as lineações e polos da foliação S_2 , no domínio II.

- S₃ (132 medidas)
- S₄ -
- S₅ -
- ⊖ B₄
- ⊙ B_x - N 41 E / 29°
- ⊕ B_T - N 08 W / 19°

Figura 16 - Estereograma Schmidt-Lambert para as lineações e polos da foliação S₃, no domínio II.

Figura 17 - Estereograma Schmidt-Lambert para as lineações e polos de clivagem S_4 , no domínio II.

c) Domínio III

Corresponde à estrutura anticlinorial, informalmente conhecida como anticlinal da Serra do Manduri. É constituída por sinclinais e anticlinais abertos (domínio dos metaconglomerados e metarenitos) e por dobras em cúspides nos domínios dos metapelitos.

Possui o traço axial em N52-60E e caimentos para NE e SW. Contém a superfície S2 como plano axial (figura 18), com eixo construído em N40E/5°, concordante com as L2 medidas. A distribuição dos polos de S2 na figura 18 demonstra a presença de dobramento superposto coaxial a fase D2, podendo ser tanto a fase D3 como a D4, porém devido a diferença de escala (dobras menores) destes dobramentos, estes afetam muito pouco a estruturação da área.

A figura 19 mostra as L2 concentradas em torno de N40E e S40W, e caimentos subhorizontalizados, admitindo dobramento superposto aberto, representado pela superfície St que corresponde ao seu plano axial. O eixo tardio construído encontra-se em N50W/4°.

° S_0/S_1
 ° S_2
 ⊖ $B_2-N40E/05^\circ$

Figura 18 - Estereograma de Schmidit-Lambert, para as superfícies S_0/S_1 e S_2 , no domínio III.

- S_2 (30 medidas)
- B_2 e L_2
- ◊ S_3
- S_T
- ⊗ B_T -N 50W/05°

Figura 19 - Estereograma Schmidit-Lambert para as lineações L_2 e polos da foliação S_2 , no domínio III.

d) Domínio IV

Este domínio corresponde a uma estrutura complexa, representada, a nível de afloramentos, por um flanco inverso. Esta feição é demonstrada através das relações entre as foliações So/S1 e S2, bem como através da análise da polaridade das camadas, com base em estruturas sedimentares (principalmente granodecrescência ascendente e *climbings*).

A figura 20 apresenta as estruturas medidas neste domínio, onde se nota a superfície S2, plano axial ao dobramento, mergulhando menos que a So/S1. As L2 concentram-se em torno de S50W.

Forte bandamento diferenciado, considerado localmente como S3, é encontrado afetando os litotipos.

Uma clivagem espaçada, localmente uma foliação com espaçamento milimétrico e direção N50-60W, penetrativa neste domínio, afeta as estruturas anteriores. Corresponde em escala regional, ao plano axial da deformação tardia NW.

Por último, a superfície tardia NE, caracterizada por uma clivagem espaçada subhorizontalizada e plano axial às dobras abertas e recumbentes. Como já foi colocado anteriormente a hierarquização das fases tardias não foi possível estabelecer por falta de dados conclusivos.

A figura 21 apresenta um esquema interpretativo deste domínio, estabelecido através da observação sistemática das relações entre os elementos estruturais e a polaridade das camadas.

Figura 20 - Estereograma de Schmidt-Lambert exibindo as lineações e polos de superfícies no domínio IV.

Figura 21 - Esquema interpretativo do domínio IV.

Figura 22a,b,c,d - Estereogramas de Schmidt-Lambert para as
 lineações e polos de superfícies medidas em toda a área estudada.
 a- 335 polos de S2 b- 414 polos de S3
 c- 64 polos de S4 d- 42 polos de S_T.

F - CONCLUSOES

Foram caracterizadas 6 fases de dobramentos superimpostos na área estudada.

A primeira deformação D1 é caracterizada por uma foliação paralela a subparalela ao acamamento reliquiar e contém, localmente, forte estiramento mineral. Dobras D1 não são comuns, e zonas de cisalhamento de baixo ângulo encontram-se intimamente ligadas a esta deformação, caracterizando um sistema de cavalgamentos, cujo transporte deu-se para o quadrante SE.

A segunda fase de dobramentos desenvolveu dobras abertas a fechadas, em todas as escalas representadas, e constitui a principal deformação que afetou a área, responsável pela estruturação principal dos contatos.

A terceira fase de dobramentos é conspícua nos domínios dos metapelitos e desenvolve dobras abertas, isópacas, com dimensões centimétricas a métricas, porém não afeta consideravelmente a estruturação regional.

A quarta fase de dobramentos consiste em dobras abertas a suaves, centimétricas a métricas, em escala de afloramento, e ondulações suaves, em escala regional.

As fases de dobramento D1, D2, D3 e D4 são aproximadamente coaxiais, com eixos situados no quadrante NE e caimentos subhorizontais.

As fases citadas anteriormente mostram-se claramente afetadas por uma fase tardia NW, a deformação D5. É importante ressaltar que na análise macrorregional do Pré-Cambriano do Vale do Ribeira, efetuada através de imagens *Landsat*, constataram-se expressivos lineamentos com direção aproximada NW, inclusive afetando os litotipos da Bacia do Paraná e contendo, na sua grande maioria, diques de diabásio. Na área estudada, tais lineamentos estão representados, principalmente, pelo Vale do Rio Betari que contém o dique mesozóico homônimo, e o vale da região do Lajeado, visível nos metacalcários da sequência Furnas-Lajeado, onde existem inúmeros sumidouros dispostos linearmente. (fotos 06 e 20).

Com base nestas observações sugere-se que esta fase deformacional esteja relacionada com o arqueamento do Arco de

Ponta Grossa e possivelmente com o magmatismo mesozóico que afetou a região sul-sudeste do Brasil.

A fase de dobramento tardia NW, juntamente com a fase D2, são as principais responsáveis pela estruturação dos contatos na área.

A fase tardia NE está representada por dobras abertas e recumbentes, que afetam principalmente a foliação S2, S3 e S4. Normalmente, o acamamento reliquiar encontra-se intacto ou fracamente ondulado, graças à posição geral de paralelismo com esta deformação.

Há de se ressaltar ainda, que o sistema de *kinks*, presentes na área, não estão bem esclarecidos quanto à sua gênese, e foram descritos em conjunto com a fase D4, no entanto, não está descartada a possibilidade de constituir-se um evento à parte.

II - METAMORFISMO

Os metassedimentos do Grupo Açungui que afloram na área foram afetados por metamorfismo regional, cuja análise foi efetuada através da descrição de aproximadamente 60 lâminas petrográficas.

As paragêneses observadas consistem essencialmente em:

- sericita + clorita + quartzo; e
- sericita + clorita + cloritóide + quartzo.

Em algumas lâminas foram observadas biotitas (IP-60, IP-78A, IP-78B, IP-74A, IP-71 e IP-410). No entanto tratam-se de micas detríticas, não originadas durante o metamorfismo. Ocorrem também em fragmentos de rocha (quartzo + biotita), originários da rocha fonte.

Estas paragêneses são típicas de grau fraco (Winkler, 1977), embora não sejam diagnósticas de zonas mais específicas.

Segundo Winkler (*op. cit.*), o cloritóide forma-se em metamorfismo de grau fraco em pelitos de composição especial. As condições de P-T de formação do cloritóide ainda não são conhecidas e podem estar acima, abaixo ou no limite entre grau incipiente e fraco. Por outro lado, os fatores químicos especiais que favorecem a formação de cloritóides, são alta razão Fe-Mg, teor relativamente alto de Al e simultaneamente baixos teores de K, Na e Ca.

O metamorfismo que afetou os metassedimentos da área situa-se num campo de P e T correspondente ao metamorfismo de baixo grau, porém em limites inferiores às da isógrada da biotita.

Este evento metamórfico parece ter ocorrido simultaneamente à fase de dobramentos D2 e é responsável pela origem de bandamento diferenciado. Esta feição é devida, provavelmente, a fenômenos de dissolução por pressão e redistribuição local de quartzo.

A presença de minerais placóides (sericitas) preservados em arcos poligonais, contendo a foliação S2 plano axial, além da geração de cloritóides pré-S2, rotacionados e

exibindo sombras de pressão segundo a foliação S2, sugerem a existência de um evento metamórfico anterior, associado à primeira fase de deformação (D1).

CAPITULO IV

SEQUENCIAS DEPOSICIONAIS E ANALISE PALEOAMBIENTAL

O termo seqUência tem sido usado na literatura geológica com diferentes concepções. O Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri, *et al.* 1986) considera seqUência como unidade tectonoestratigráfica, pois esta não se enquadra nas categorias convencionais da classificação estratigráfica (lito, bio e crono). Sloss (1963) definiu seqUência como uma unidade litoestratigráfica maior que grupo, identificável, onde preservada, em todas as áreas cratônicas internas e limitadas por discordâncias regionais. O Código Sul-Africano de Terminologia e Nomenclatura Estratigráficas do *The South African Committee for Stratigraphy* (1980, *apud* Petri *et al.*, *op. cit.*), considera que o termo seqUência poderá ser usado para designar conjuntos de formações, grupos e mesmo supergrupos, limitados por discordâncias. SeqUência deposicional, como aqui será empregada advém da estratigrafia genética (Mitchum Jr *et al.* 1977), que a utilizam para designar uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente associados e limitada no topo e na base por discordâncias ou descontinuidades deposicionais.

O conceito de seqUência deposicional considera que a sedimentação se processa em episódios, intercalados por períodos de erosão, não deposição ou sedimentação passiva. Cada episódio ou ciclo de sedimentação materializa-se numa seqUência deposicional, cujos limites condensam o interregno entre os episódios. Controlada por variações relativas do nível do mar, de âmbito global ou regional, a seqUência deposicional engloba as facies naturalmente associadas de um sistema ou trato de sistemas deposicionais desenvolvido durante o intervalo de tempo por ela referida (Vail *et al.*, 1977).

Neste capítulo será feita uma caracterização com enfoque descritivo das diferentes litologias componentes das seqUências deposicionais, relações de contato, dimensões, forma e distribuição, além da interpretação dos ambientes de

sedimentação, episódios deposicionais e paleogeografia.

As facies , ou melhor, litofacies são usadas aqui para indicar um grupo de estratos, ou mesmo um único estrato, com litologia, textura e estruturas sedimentares bem definidas. A associação de facies é a combinação de duas ou mais facies em um arranjo espacial limitado. Portanto, as características de uma facies refletem, como regra, o mecanismo de deposição. Uma associação de facies expressa a variação no tempo e no espaço dos mencionados processos e fornece os mais importantes elementos para a interpretação ambiental.

I - SEQUENCIA BETARI

A seqUência Betari (Pires, 1988) caracteriza um episódio transgressivo, ou seja, constitui uma seqUência retrogradacional. A porção basal é constituída por metaconglomerados oligomíticos, formados por seixos de quartzo, quartzitos, arenitos e siltitos em matriz areno-argilosa, e metarenitos cinzas de granulação média a grossa, mal selecionados.

Sobre este pacote, predominam metarenitos de granulação média a fina, por vezes arcóseos, contendo intercalações centimétricas a métricas de metarenitos finos, metassiltitos e filitos sericíticos.

No topo da seqUência, predominam metassiltitos e filitos sericíticos, dispostos ritmicamente em estratos milimétricos e centimétricos, contendo raras camadas centimétricas de metarenitos finos.

A seqUência possui, aproximadamente, 750 metros de espessura aflorante na área, e encontra-se sotoposta à seqUência Furnas-Lajeado. O contato com esta seqUência é, em geral, abrupto, com exceção do contato no flanco NW da Serra da Biquinha, onde é transicional.

A - LITOFACIES

São utilizados os conceitos de Mutti & Ricchi Lucchi (1972, 1975), na classificação das facies, baseados nos estudos realizados por estes autores na bacia de Tremp-Pamplona, Espanha.

1 - Metaconglomerados

Os metaconglomerados da seqUência Betari podem ser classificados em dois tipos de facies: as facies essencialmente conglomeráticas, e as facies de metaconglomerados associados com camadas de metarenitos, metarcósios e metarenitos conglomeráticos, e definidas como facies areno-conglomeráticas.

a) Facies essencialmente conglomeráticas

São metaconglomerados organizados e oligomíticos, contendo predominantemente seixos de quartzo, quartzitos e raramente, seixos de arenitos e siltitos. As camadas são possantes, com espessura entre 1,5 a 5 metros. Apresenta-se normalmente com granodecrescência ascendente, iniciando na base com seixos com até 6 cm de diâmetro maior, passando no topo para metarenitos com grânulos (Microconglomerados).

São mal selecionados e apresentam matriz areno-argilosa, composta essencialmente de quartzo e sericita. Os seixos são moderadamente arredondados, contendo também componentes angulosos, os quais encontram-se realçados pela deformação tectônica.

Apresentam, por vezes, bolas de argilas e seixos de conglomerados oligomíticos e arenitos conglomeráticos, com diâmetros de até 10 centímetros, e situados próximos à base das camadas. Estas características são indicativas da presença de processos erosivos associados à sedimentação, ou seja, processo de canibalismo (Foto 21).

Os contatos entre as camadas são irregulares e erosivos. Estruturas de corte e preenchimento, como canais de dimensões métricas à submétricas, rasos e estreitos, são comuns (Foto 22). Localmente, ponto 62, os contatos entre as camadas apresentam-se difusos, sugerindo processos de amalgamação.

A distribuição lateral destas facies é restrita, não ultrapassando 250 metros. Constituem a porção mais basal, aflorante da sequência Betari na área pesquisada. (Veja no Anexo III, colunas estratigráficas 1, 2 e 3).

Interpretação

A espessura das camadas ($>1m$), a presença de estruturas de fluxo (corte e preenchimento), a alta porcentagem de conglomerados e a presença de granodecrescência ascendente, evidenciam que estas camadas foram depositadas por fluxos turbulentos de alta densidade. Correspondem às facies do tipo A,

Figura 23 - Processos e depósitos relacionados com "Hydraulic Jumping" em correntes de turbidez.

A - Fluxo arenosos com volume relativamente pequeno e baixa proporção de finos.

B - Fluxo arenoso com volume relativamente grande e alta proporção de finos.

(Modificado de Mutti & Normark, 1987)

de Mutti & Ricchi Lucchi (1972, 1975) em ambientes proximais.

A distribuição lateral, mais ou menos restrita, a presença de contatos difusos (amalgamação) e estruturas erosivas (corte e preenchimento), indicam que estas facies foram depositadas na porção terminal de um canal, onde predominam processos de *hydraulic jumping* (1). Nesta região ocorre dissipação de energia do fluxo, através do aumento de turbulência interna e conseqüente deposição da fração mais grossa, diluição do fluxo e aumento dos processos erosivos, resultante de turbulência (Figura 23). Estas facies afloram no anticlinal da Serra do Manduri, entre os pontos 62 e 63.

b) Facies areno-conglomeráticas

São representadas por camadas de metaconglomerados normalmente intercalados com camadas de metarenitos médios a grossos, metarenitos conglomeráticos e metarcósios conglomeráticos.

As camadas de metaconglomerados possuem espessura entre 0,5 - 1,5 metros, raramente alcançando 2 metros. São constituídos principalmente de seixos de quartzo, quartzitos, arenitos e siltitos. Os seixos têm sua moda em torno de 1-2 cm, com os maiores alcançando 3-4 cm. Possuem matriz areno-argilosa, por vezes arcossiana.

Os contatos entre as camadas são planos e raras estruturas erosivas foram observadas (corte e preenchimento).

Apresentam-se maciços ou com granodecrescência ascendente (Ta). Ocorrem camadas com gradação na base seguida por ondulações e *climbings* e finalizando com metapelitos laminados no topo, configurando seqüências Tace, com Ta bastante espesso (Bouma, 1962). Por vezes, entre as camadas de metaconglomerados ocorrem pequenas camadas de metapelitos (Te), com espessuras inferiores a 10 cm, configurando uma seqüência Tae.

1 - *Hydraulic Jumping* - são rápidas mudanças nas condições de fluxo. Ocorre normalmente quando o fluxo passa de regiões com altos gradientes e comportamento confinado (canais), para regiões relativamente planas e não canalizadas (Mutti & Normark, 1987).

Os metarenitos grossos a médios, metarenitos conglomeráticos e metarcósios conglomeráticos possuem comportamento semelhante aos metaconglomerados, com exceção de apresentarem-se menos espessos (0,25 - 1,0 metros), e possuírem mais camadas com estruturas sedimentares representativas da sequência de Bouma, como *gradação*, *climbings* e pelitos laminados no topo. Porém, via de regra, apresentam-se apenas com granodecrescência ascendente e sem intercalações de pelitos, exatamente como a maioria dos estratos de metaconglomerados.

Tanto os metaconglomerados como os metarenitos possuem grande extensão lateral e geometria tabular.

Interpretação

As camadas de metaconglomerados, assim como os metarenitos e metarcósios conglomeráticos, foram depositados por processos de turbidez, em fluxos de alta densidade.

Os metaconglomerados são semelhantes aos descritos na facies anterior, porém são menos possantes e possuem contatos planos regulares, além de grande extensão lateral. São aqui interpretados como fácies A (Mutti & Ricchi Lucchi, *op. cit.*), em porções relativamente mais distais que aqueles.

Os metarenitos e metarcósios conglomeráticos são interpretados como facies B, por vezes, transicionando para facies C (turbiditos clássicos).

Esta associação de estratos é aqui considerada como representante de porções proximais de lobos, isto é, os estratos foram depositados na "boca" de canais, e de certa forma ainda associados com processos de *hidraulic jumping*. (Figura 23).

2 - Metarenitos

Analisando os metarenitos, à partir da textura, das camadas, estruturas sedimentares predominantes e razão areia/argila, foi possível classificá-los em duas facies distintas: areno-pelíticas e pelítico-arenosas. No entanto cabe ressaltar o aspecto transicional, bastante comum entre elas, que

por vezes as tornam indistinguíveis.

a) Facies areno-pelíticas

Compreendem metarenitos de granulometria fina até grossa, eventualmente com grânulos. Comumente interacamados com finas camadas de metargilitos (filitos).

São metarenitos quartzosos, raramente arcossianos, e matriz areno-siltosa. São mal selecionados e possuem razão areia/argila alta.

As camadas possuem espessura entre 0,20 - 1,0 metro e normalmente apresentam espessura lateral constante, por grandes distâncias.

Os metarenitos são maciços ou com granodecrescência ascendente na base (Ta), seguida por ondulações e *climbings* (Tc) e metapelitos laminados ou maciços no topo (Te), configurando sequências de Bouma típicas, Tace ou mesmo Tabce, quando estratificações plano-paralelas são visíveis, entre a área gradada e as ondulações e *climbings*.

Os contatos entre as camadas são planos e regulares e, por vezes, apresentam-se levemente ondulados. (Foto 23).

Estrutura de marcas de sola (como estruturas de fluxo ou erosivas) não foram observadas.

Interpretação

As facies areno-pelíticas são correlacionáveis às facies C de Mutti & Ricchi Lucchi (1972, 1975), e foram depositadas por correntes de turbidez (Kuenem e Migliorini, 1950; Middleton, 1967).

São consideradas representantes dos turbiditos clássicos descritos por Bouma (1962).

Aparecem associadas normalmente às porções superiores das sequências de preenchimento de canal ou em ambientes não canalizados (lobos), ou mesmo em porções distais do leque submarino (Mutti & Ricchi Lucchi, *op. cit.*).

b) Facies pelítico-arenosas

Consistem em finas camadas de metarenitos (médios a finos) e metassiltitos (0.10 - 0.30 metros), interacamados com camadas de filitos. Os metarenitos/metassiltitos, em geral, são tabulares e persistentes lateralmente por grandes distâncias. Camadas descontínuas também estão presentes, porém são mais raras.

Os metarenitos geralmente apresentam ondulações e *climbing ripples* e normalmente, gradam para metapelitos (Tce). Por vezes, uma pronunciada descontinuidade granulométrica pode estar presente entre o horizonte Tc e Te.

Em alguns locais o intervalo Te, representado por pelitos (sericita filitos cinzas), são muito bem desenvolvidos apresentando espessuras superiores aos metarenitos (<30 cm). Os metarenitos, normalmente, são gradados e apresentam a parte superior da seqüência de Bouma, Tce ou Tde (Foto 24). A razão areia/argila para este facies é baixa.

Interpretação

Os metarenitos médios a finos, normalmente contendo ondulações e *climbing ripples*, são depositados por correntes de turbidez de baixa densidade e são, geralmente, interpretados como turbiditos distais. Atualmente, admite-se que tal facies pode ocorrer em várias partes do leque.

De acordo com a classificação de Mutti & Ricchi Lucchi (op. cit.), esta facies é correlacionável àquela de tipo D, porém alguns estratos apresentam características que permitem classificá-la como do tipo E. Por exemplo, algumas camadas possuem brusca mudança granulométrica entre os horizontes (Tc/Te) e descontinuidade lateral. No entanto, não foi possível fazer uma interpretação sistemática, e separá-las, mesmo porque as características dos estratos são predominantemente compatíveis com aquelas da facies D, sendo, portanto, a facies E de ocorrência subordinada.

Os estratos mais possantes apresentam características de transição entre fácies D e C.

3 - Metarritmitos (Facies Pelíticas)

São metassedimentos muito finos, quase essencialmente pelitos, dispostos em camadas milimétricas a centimétricas (raramente excedem 10 cm) de metassiltitos e eventualmente metarenitos finos, em alternância com filitos sericíticos. Esta alternância granulométrica, mais a diferença de tonalidade entre as bandas, empresta à rocha uma ritmicidade característica.

Os ritmitos são geralmente microgradados (observável principalmente em lâminas delgadas) ou apresentam-se finamente laminados. São pobres em estruturas sedimentares e possuem espessuras superiores a 300 metros (coluna 1, no anexo III).

Apresentam grande distribuição em área, perfazendo aproximadamente 90% da área exposta da seqÜência Betari. Situam-se predominantemente no topo da seqÜência, constituindo depósitos volumetricamente importantes.

As bandas de filitos são dominantemente sericíticas e subordinadamente grafitosas. Os filitos encontram-se intensamente crenulados e, normalmente está obliterada qualquer evidência sedimentológica. Os filitos possuem alta concentração de cloritóides.

No flanco noroeste do anticlinal da Serra da Biquinha, as bandas argilosas possuem contribuição carbonática, cor cinza esverdeada, constituindo-se, por vezes, calciofilitos. Estas bandas de calciofilitos estão localizadas no topo da seqÜência (coluna 3, no anexo III) e sugerem um contato transicional com a seqÜência sobrejacente, a seqÜência Furnas-Lajeado, constituída predominantemente por rochas carbonáticas.

Os filitos, por vezes, se apresentam em bancos métricos e com características homogêneas (maciços) e não rítmicas, constituindo outra facies, muito provavelmente associada à deposição pelágica-hemipelágica (fácies G, de Mutti & Ricchi Lucchi, 1972, 1975), porém, tratada neste mesmo contexto devido sua pequena expressão.

Interpretação

Os metarritmitos representam sedimentos turbidíticos de granulometria fina à muito fina, sugerindo sua deposição por correntes de baixa densidade. Normalmente são consideradas facies distais, no entanto, está comprovado que eles ocorrem em vários locais num sistema turbidítico, e podem estar associados com processos que envolvem escape de material da corrente principal confinada, correntes turbidíticas não confinadas, diluição e escorregamento superficial.

Ocorrem normalmente associados com facies D e E (camadas descontínuas) e subordinadamente G (filitos homogêneos) de Mutti e Ricchi Lucchi (1972, 1975).

A presença de filitos grafitosos sugere a deposição em águas relativamente profundas e redutoras.

B - ASSOCIAÇÃO DE FACIES

1 - ZONA DE TRANSIÇÃO CANAL-LOBO

Compreende a região, em qualquer sistema turbidítico, entre os depósitos de canais e lobos bem definidos, isto é, os sedimentos exibem características transicionais tanto de canais, como de lobos.

Segundo Mutti & Normark (1987) as principais características dessa região estão relacionadas às mudanças que ocorrem quando a corrente de turbidez passa por um *hydraulic jumping* ou outras mudanças rápidas nas condições de fluxo.

Komar, 1973; Menard, 1964; Middleton, 1970; Kavenne e Beghin, 1983 (*apud* Mutti & Normark, *op. cit.*) sugerem que o *hydraulic jumping* é acompanhado por: (1) dissipação de energia através do aumento interno da turbulência; (2) diluição do fluxo e (3) aumento dos processos erosivos, resultante da turbulência.

Mutti & Normark (*op. cit.*) apresentam dois tipos de depósitos com características próprias, que podem ocorrer na zona de transição canal-lobo(Figura 23).

(1) Para correntes de turbidez compostas predominantemente por areias e sedimentos rudáceos;

(2) Para correntes de turbidez que transportam areia junto com substancial quantidade de lama.

Quando correntes arenosas experimentam um processo de *hydraulic jumping*, a rápida diluição dos sedimentos resultante do aumento da turbulência reduz a competência do fluxo e leva à rápida deposição do material mais grosso. A falta de lama no fluxo resulta em insuficiência da força motora para dar continuidade ao fluxo, declive abaixo, portanto a maioria do sedimento é depositado na "boca" do canal. Este regime de fluxo é considerado de muito baixa eficiência (*poorly efficient*, Mutti, 1979).

No caso decorrente de turbidez com substancial quantidade de lama, ao passar por *hydraulic jumping* ocorre dispersão dos sedimentos finos pela turbulência (não deposição) e o fluxo se mantém em ação, carregando a maioria dos sedimentos que serão depositados nos lobos, e são essencialmente separados dos canais. Este processo foi denominado de altamente eficiente (*highly efficient*; Mutti, 1979).

Facies específicas e associações de facies relacionadas à zona de transição canal-lobo foram descritas por Cazzola *et al.* (1981), na Bacia terciária de Piemonte, noroeste da Itália e no Grupo Heccho, Norte da Espanha por Mutti *et al.* (1985).

Os depósitos da zona de transição canal-lobos na Bacia terciária de Piedmont consiste de espessas camadas de facies arenosas e conglomeráticas, tipicamente amalgamadas devido à intensa erosão. Os depósitos são caracterizados por abundantes estruturas de corte e preenchimento, rasas e estreitas; clastos de argila, e mais raramente, *megaripples* de areias, com ou sem estratificação interna (Cazzola *et al.*, *op. cit.*).

No Grupo Heccho, do norte da Espanha, os depósitos são caracterizados, também, por abundâncias de estruturas de impacto e corte e preenchimento, assim como grande quantidade de clastos de argila. Estes fatores ocorrem na porção proximal dos lobos e são interpretados como resultantes de processos de *hydraulic jumping*.

Na Sequência Betari, a porção mais basal aflorante da área estudada, representada nas colunas estratigráficas 1 e 3 do anexo III, apresentam características que sugerem a interpretação como zona de transição canal-lobos, associadas a processos de *hydraulic jumping*.

Estes depósitos são constituídos por metassedimentos arenosos e conglomeráticos, dispostos em camadas espessas, e contendo abundantes estruturas de corte e preenchimento, clastos de argila e, por vezes, contatos difusos resultantes de amalgamação.

São representados pela predominância de facies A (essencialmente conglomeráticas) e subordinadamente facies B (areno conglomeráticas). A primeira com características de canais

e a segunda com lobos proximais.

É perceptível uma transição das características, da base para o topo. Na base há o predomínio de características relacionadas com canais (facies essencialmente conglomeráticas), que passam progressivamente para camadas de metarenitos com contatos plano-paralelos e grau de persistência lateral, sugestivas de depósitos de lobos proximais.

Fatores, como o alto percentual de metarenitos e metaconglomerados, a inexpressiva quantidade de lama e a posição relativa dos depósitos (canal/lobos), permitem classificá-los como sedimentos depositados por um regime de fluxo de muito baixa eficiência (*poorly efficient*; Mutti, 1979).

2 - Lobos

O termo lobo, geralmente, não possui a mesma conotação entre os diversos pesquisadores, principalmente entre aqueles que estudam os leques submarinos modernos (atuais) e os que estudam os depósitos antigos.

A definição dos lobos para os modernos leques baseia-se, principalmente, em critérios morfológicos e são definidos como extensas áreas com suave convexidade, comumente com canais e onde se processa a deposição de areias (Normark *et al.* 1979).

Nos depósitos antigos, os depósitos de lobos são considerados como um elemento deposicional composto por corpos arenosos não canalizados que ocorrem corrente abaixo dos depósitos de canais (Mutti & Normark, 1987).

As principais características dos depósitos de lobos antigos incluem:

(1) lobos são pacotes limitados entre si por superfícies paralelas e consistem, primariamente, de camadas de areias espessas e de granulometria relativamente grossa.

(2) Os lobos arenosos ocorrem individualmente dentro de seqÜências de lama, ou mais comumente, em sucessões verticais de diversas centenas de metros de corpos arenosos, alternados com

variáveis espessuras de lama, interacamadas com pequenas camadas de areia fina.

(3) Os lobos podem exibir terminações abruptas com facies de *slope*, ou gradar progressivamente para porções distais (franjas de lobos).

(4) Em qualquer sistema turbidítico, os sedimentos dos lobos apresentam as melhores gradações e desenvolvem as melhores seqüências verticais de estruturas sedimentares internas (seqüência de Bouma, Bouma, 1962). A figura 24 ilustra em desenho idealizado, as mudanças que ocorrem, corrente-abaixo, nas espessuras de camadas arenosas e estruturas internas, em uma típica facies de lobos. A seqüência clássica de Bouma é encontrada nos lobos onde há sedimentos finos suficientes (facies C de Mutti & Ricchi Lucchi, 1972, 1975). Menor proporção de finos, implica em camadas arenosas gradadas, sem estratificação interna das divisões de Bouma e estruturas de escape de água (Facies B de Mutti & Ricchi Lucchi, *op. cit.*).

(5) Os lobos comumente apresentam seqüências *thickening-upward*, de pequena escala, contendo pequeno número de camadas arenosas (em geral menos que 10). Estas seqüências foram denominadas de ciclos de compensação por Mutti & Sonnino (1981, *apud* Mutti & Normark, 1987) e são interpretados como resultantes do progressivo crescimento dos lobos.

(6) Estruturas de fluxo (*scours*) são comuns em depósitos de lobos, porém não são profundas e nem abundantes como as observadas na região de transição canal-lobo.

No presente trabalho é utilizada a definição de lobos de Mutti & Normark (1987), onde os lobos são depósitos de areia, não canalizados.

Os depósitos arenosos da seqüência Betari, representados pelas facies areno-pelíticas, areno-conglomeráticas e pelítico-arenosas, constituem depósitos de lobos num leque submarino. As colunas estratigráficas esquemáticas 1, 2 e 3,

Figura 24 - Principais mudanças de facies, corrente abaixo, em lobos arenosos. Esquema baseado em observações no complexo turbidítico do Grupo Hecho, Pirineus (Mutti & Normark, 1987).

representadas no anexo III, refletem, principalmente, estas associações sendo possível separá-las em facies de porções proximais e de porções distais de lobos. Apesar da passagem transicional entre os diferentes facies, sua individualização é feita com facilidade.

a) Porções proximais de lobos

São representadas principalmente, pelas facies areno-conglomeráticas e areno-pelíticas e subordinadamente por pelítico-arenosas, isto é, facies B e C predominantemente e D, segundo a classificação de Mutti e Ricchi Lucchi (1972, 1975).

As camadas são relativamente espessas (facies B e C) e granulometricamente grossas. Ocorrem em sucessões verticais de metarenitos e metaconglomerados por aproximadamente duas centenas de metros, com eventuais intercalações de metapelitos interacamados com camadas de metarenitos finos a médios (facies D).

Normalmente, as camadas apresentam-se com granodecrescência ascendente ou maciças (facies B), ou apresentam divisões internas da seqüência de Bouma (facies C) bem desenvolvidas.

São nítidos os ciclos de compensação (Mutti & Sonnino, 1981, *apud* Mutti & Normark, *op. cit.*), representados por seqüências métricas *thickening upward*, iniciadas com camadas menos espessas com divisões de Bouma Tde, Tce, e finalizando com camadas com metaconglomerados na base e metarenitos médios a finos no topo, com ondulações e *climbing ripples*, representando seqüências de Bouma Tabc, Tac.

Estruturas de fluxo (*Scours*) não são abundantes, e ocorrem normalmente associadas às facies areno-conglomeráticas. As camadas geralmente apresentam contatos planos e se distribuem lateralmente por grandes distâncias.

Estas associações de facies transicionam para porções mais distais do leque, como podem ser observadas nas colunas estratigráficas 1, 2 e 3, no anexo III.

b) Porções distais de lobos

São representados principalmente por facies C (areno pelíticas) e D (pelítico-arenosas). A razão areia/ lama é menor em relação à porção proximal.

As camadas são geralmente pouco espessas (0,10 - 0,30 m), e as mais espessas alcançam 1 metro em média (Facies C), porém são mais raras. Estas são constituídas de metarenitos médios a finos e geralmente possuem as divisões internas superiores da seqÜência de Bouma (Tce, Tcde ou mesmo Tace). As camadas menos espessas (0,10 - 0,30 m), constituem facies D e apresentam, normalmente, o Te bastante espesso, condizente com fluxos de baixa densidade, ou mesmo devido à maior contribuição da deposição hemipelágica (Teh).

As camadas possuem contatos planos e regulares por longas distâncias, no entanto camadas descontínuas também estão presentes.

Estes depósitos estão representados nas porções intermediárias das colunas estratigráficas 1 e 2, anexo III, onde as camadas arenosas pouco espessas estão representadas.

Na coluna estratigráfica 3, anexo III, próximo ao topo, ocorre uma seqÜência *coarsening-up/fining-up*, com aproximadamente uma centena de metros, onde predominam camadas arenosas, com Tace e Tce principalmente (facies C), interacamadas com camadas menos espessas de metarenitos finos e metapelitos (facies D), interpretada como lobos de areias. Parecem representar ciclos de fluxos turbidíticos possantes, isto é, de alta densidade, que alcançaram porções distais do leque. No entanto, há que se ressaltar que a coluna estratigráfica 3(anexo III), representa áreas mais proximais da seqÜência.

3 - Depósitos de Overbank

Os depósitos de overbank são geralmente definidos como depósitos granulometricamente finos, laminados e/ou gradados, dispostos em estratos centimétricos a milimétricos, resultantes do escape lateral de uma corrente de turbidez confinada. Estes depósitos podem ocorrer em diversas partes de um sistema

deposicional turbidítico. Há tendência em se utilizar o termo dique marginal (*levee*) para os depósitos situados ao longo das margens de canais ativos, no entanto muitos pequenos canais nos leques modernos não apresentam diques, e depósitos de overbank são normalmente encontrados em áreas não canalizadas e distante de canais.

Nos depósitos antigos, os diques marginais (*levee*) são dificilmente reconhecidos e portanto o termo geral depósitos de overbank é mais adequado.

Mutti e Normark (1987) subdividem estes depósitos em dois grupos: (1) Depósitos relacionados a canais e (2) Depósitos não associados a canais (*overbank Wedge*). O primeiro grupo ocorre ao longo de canais (diques marginais, crevasses) e em áreas inter-canais. Os autores relatam que no sistema turbidítico do Grupo Heccho, nordeste da Espanha, estes depósitos não são volumetricamente importantes em nenhum estágio do sistema, porém tendem a se formar durante o estágio na qual as areias são depositadas dentro dos canais e/ou em áreas imediatamente abaixo da "boca" dos canais.

Quando ocorre redução do volume dos fluxos, depósitos de overbank podem ser encontrados em associação com camadas espessas e grossas dentro do canal. Com a desativação do sistema e a progressiva diminuição dos fluxos turbidíticos, depósitos de overbank e facies de preenchimento de canal encontram-se associados, ambos restritos ao canal.

Depósitos associados a cunhas (*overbank Wedges*) são corpos de sedimentação fina que formam um estágio deposicional distinto dentro do sistema turbidítico do Grupo Heccho. Estes corpos, em forma de cunha, possuem centenas de metros de espessura próximos à margem da bacia e se estendem por dezenas de quilômetros bacia adentro, em unidades de finas camadas de lama. As relações estratigráficas indicam que estas cunhas de sedimentos turbidíticos finos estão associadas com deposição flúvio-deltáica na plataforma adjacente (Mutti *et al.* 1985, Mutti & Normark, *op. cit.*).

Os depósitos relacionados à cunha (*overbank Wedges*) são principalmente compostos de finas camadas gradadas de lamitos (*mudstone*) alternadas com finas camadas, descontínuas, de silte e

areia siltosa, laminadas .

A deposição destes sedimentos envolve, além dos processos relacionados a fluxos confinados em canais, processos associados à margem, plataformais e talude, incluindo diluição, correntes turbidíticas não confinadas e *sluping* superficial, todos relacionados a sedimentos instáveis de margens deltáicas adjacentes (Coleman *et al.* 1983).

Os depósitos de *overbank* da seqüência Betari são representados principalmente pelos metarritmitos (facies pelíticas) em associação, subordinadamente com facies pelítico-arenosas (facies D e E de Mutti & Ricchi Lucchi, 1972, 1975). Constituem depósitos com mais de trezentos metros de espessura (veja colunas estratigráficas esquemáticas 1 e 2, do anexo III), situados no topo da seqüência e representam mais de 90% da área mapeada da seqüência. Estes depósitos podem ser classificados como do grupo 2 de Mutti & Normark, *op. cit.*), ou seja, depósitos não relacionados a canais (*overbank Wedge*). São metassedimentos finos, quase essencialmente metapelitos, dispostos em camadas milimétricas a centimétricas de metassiltitos e, eventualmente, metarenitos finos, em alternância com camadas de filitos, dando à rocha um aspecto rítmico. As camadas de metassiltitos e metarenitos finos, por vezes, apresentam-se descontínuas e podem ser classificadas como facies E e aquelas mais espessas de metarenitos finos, normalmente laminadas, como facies D (ambas segundo Mutti e Ricchi Lucchi, *op. cit.*).

Não apresentam nenhum indício de relação com facies de canais e esta desassociação sugere um estágio de desenvolvimento diferenciado no sistema turbidítico da seqüência Betari, muito provavelmente relacionado à elevação do nível do mar (transgressão marinha/ e diminuição do volume de fluxos turbidíticos do sistema (veja discussão mais à frente).

Depósitos de *overbank* em associação com facies areno-pelíticas e areno-conglomeráticas, interpretadas como lobos ou transição canal-lobo, foram registrados, porém em áreas restritas e pouco significativas, sugerindo que depósitos de *overbank* associados com processos de fluxo confinado (canais) pode ter ocorrido. Estes depósitos apresentam características um pouco diferentes daquelas encontradas nos depósitos do topo da

seqUência e volumetricamente importantes. São mais arenosos (maior razão areia/lama) e apresentam forte componente de tração na deposição, representada por microestratificações truncadas ou *climbing ripples* , na porção silto-arenosa.

C - ESTAGIOS DE CRESCIMENTO/SISTEMAS DEPOSICIONAIS:

Os sistemas deposicionais turbidíticos são definidos por unidades de rochas geneticamente interrelacionadas. Abrange desde pequenos corpos de conglomerados ou depósitos pobremente organizados, registrando provavelmente pequenos períodos no tempo geológico, até imensos pacotes sedimentares, onde normalmente acumulam-se sedimentos ao longo de milhares de anos (Mutti, 1985).

Estes sistemas possuem tal variedade de facies e associações de facies que dificilmente podem ser estruturados dentro dos modelos gerais de deposição de sedimentos turbidíticos (eg. Normark, 1970; Mutti & Ricchi Lucchi, 1972; Walker, 1978).

Mutti (1985) apresenta três diferentes tipos de sistemas deposicionais para a deposição de leques submarinos (Figura 25). Considera que o tipo de sistema é controlado pelo volume de correntes turbidíticas e pela quantidade de lama presente no sistema. Estes sistemas deposicionais se diferenciam, consideravelmente, em termos de tamanho, geometria, tipo de facies e associação de facies, e distribuição e geometria dos corpos arenosos.

Nos leques turbidíticos antigos, os sistemas são diferenciáveis, principalmente, com base no local onde as areias estão depositadas dentro do sistema. Dessa forma, três diferentes tipos de sistema podem ser reconhecidos.

Depósitos do Tipo I - Definido como um sistema deposicional, onde a maioria das areias ocorrem em áreas não canalizadas, ou lobos, nas regiões mais distantes do sistema. Este sistema corresponde ao modelo de leques de alta eficiência (*highly efficient fans*) de Mutti (1979, 1985). Os corpos arenosos são caracterizados por forte continuidade lateral e geometria tabular, por dezenas de quilômetros, na direção da corrente. Cada lobo geralmente com espessuras entre 3 a 15 metros, passa, progressivamente, para depósitos granulometricamente mais finos, denominados de franja de lobos por Mutti & Ricchi Lucchi (1975). Em alguns sistemas a espessura geral dos lobos arenosos e os depósitos de franja associados, podem alcançar diversas centenas

Figura 25 - Principais tipos de sistemas deposicionais.
Modificado de Mutti (1985)

de metros.

Antecede aos depósitos arenosos, erosões submarinas de grande escala, que cortam os sedimentos, inclusive, plataformais.

O esquema deposicional deste sistema sugere que os arenitos passam pelas regiões de canais e vão se depositar nas áreas mais distantes da bacia, adquirindo nesta passagem forte poder erosivo. Propriamente não ocorrem depósitos de canais associados a esta deposição e sim, feições erosivas que são preenchidas posteriormente em outro ciclo de sedimentação.

Depósitos do Tipo II - Incluem todos os depósitos onde as facies arenosas estão, predominantemente, depositadas nas partes baixas alcançadas pelos canais e nas regiões de "bocas" de canais. Este sistema forma extensivos corpos canalizados que gradam para lobos arenosos.

Se o suprimento de sedimento for de grã grossa, este sistema tende a ter predominantemente areias canalizadas. O decréscimo da granulometria favorece o desenvolvimento de lobos. No entanto os lobos do Tipo II não são tão bem desenvolvidos como os dos depósitos do Tipo I.

O sistema do Tipo II corresponde ao modelo de leques pouco eficientes (*poorly efficient fans*) de Mutti (1979, 1985).

Depósitos do Tipo III - Basicamente são depósitos compostos de camadas pouco espessas (centimétricas) e granulometricamente finas. O sistema possui pequenos canais preenchidos por areia média a fina, restritos, e gradam rapidamente, para seqÜências predominantemente lamíticas. As facies arenosas canalizadas estão restritas à porção proximal do sistema. São constituídos, predominantemente, por depósitos de *overbank*.

Estes sistemas são semelhantes aos atuais leques submarinos, melhores estudados e associados a deltas (*eg. Dammuth et al. 1983*).

A figura 26 mostra as relações entre o grau de instabilidade do talude e o volume das correntes turbidíticas. A inferência é baseada no volume de sedimentos envolvido em camadas individuais ou grupo de camadas dentro de cada sistema, assim como o volume total de cada sistema.

No sistema do tipo I, as camadas ou grupo de camadas

Figura 26 - Relações entre o grau de instabilidade do talude e o volume das correntes de turbidez. Modificado de Mutti (1985).

que ocorrem nas seqUências de lobos, comumente alcançam volumes da ordem de 1 a 10 Km³. No tipo III, as camadas de arenitos são pouco espessas e descontínuas, e a abundância de camadas finas de lamitos siltosos, sugerem fluxos de pequeno volume e com altas proporções de lama. A geometria dos corpos e camadas arenosas do tipo II indicam fluxo de volume intermediário, geralmente com altas taxas de areia.

Os três estágios da figura 26 podem se desenvolver como fatores de crescimento independentes, e resultar em diferentes tipos de sistemas turbidíticos, portanto, cada sistema resulta de um estágio de crescimento específico e predominante e pode ser classificado, de acordo com o modelo da figura 25. Estes fatores podem também representar diferentes fases de crescimento, as quais são controladas pelas variações do nível do mar, durante o desenvolvimento do sistema, e esta situação parece ser a mais comum, onde sistemas compostos mostram a ordenação vertical das seqUências e/ou associações de facies representando diferentes fases de crescimento dentro do mesmo sistema. Dependendo da escala, essas associações de facies podem ser chamadas de estágios ou subestágios de crescimento dentro do sistema.

1 - Estágios de crescimento/Sistemas deposicionais da seqUência Betari

A seqUência Betari (Anexo III) caracteriza um episódio transgressivo. Sua porção basal é constituída por metaconglomerados oligomíticos, contendo seixos de quartzo e quartzitos e matriz areno-argilosa, às vezes, arcossiana; metarenitos cinzas de granulação média a grossa, mal selecionados; metarenitos arcossianos; e intercalações centimétricas a métricas de metarenitos finos, metassiltitos e, eventualmente, filitos. Sobre este pacote observaram-se predominâncias de metarenitos e filitos dispostos ritmicamente em bandas centimétricas a decimétricas, com eventuais intercalações de metarenitos finos.

Tais aspectos evidenciam um *thinning/fining-upward* típico de seqUências retrogradacionais em leques submarinos, onde a deposição da seqUência foi fortemente controlada pela variação do nível do mar (Pires, 1988).

A elevação do nível do mar durante a deposição, concomitantemente à diminuição do volume dos fluxos turbidíticos e o aumento de lama no sistema, ocasionaram mudanças no processo deposicional da seqUência, e perceptíveis através das colunas estratigráficas esquemáticas 1,2 e 3 do anexo III.

A seqUência Betari possui um sistema deposicional composto, onde a seqUência vertical das unidades e/ou associações de facies, refletem diferentes fases de crescimento, representadas por estágios/sistemas deposicionais e subestágios de crescimento, controlados principalmente pela variação do nível do mar, durante o desenvolvimento do sistema.

Segundo a classificação de Mutti (*op.cit.*) é possível reconhecer dois estágios de crescimento/sistemas deposicionais predominantes na seqUências Betari: os depósitos do tipo II na base e os do tipo III, no topo da seqUência.

Os depósitos do tipo II correspondem às unidades representadas na porção basal da seqUência, constituídas

predominantemente por metaconglomerados oligomíticos, metarenitos médios a grossos e metarcórsios.

São depósitos rudáceo-psamíticos associados à deposição de canais e lobos. As principais associações de facies (subestágios de crescimento) presentes nestes depósitos caracterizam zona de transição canal-lobos e lobos proximais, descritas anteriormente.

Os depósitos de lobos são extensivos e predominam sobre os depósitos de transição canal-lobos, de forma que a maior parte das areias estão depositadas nos lobos. Porém os lobos estão intimamente ligados aos canais (transição canal-lobos), e o sistema é caracterizado como de baixa eficiência (*poorly efficient*, Mutti 1979, 1985) e correspondentes aos depósitos do tipo II.

Estes depósitos apresentam certas características de depósitos do tipo I, como a grande extensão dos lobos e o grande volume dos fluxos, principalmente na porção mais basal da seqÜência. Tais fatores, são sugestivos de interpretação como depósitos de transição entre depósitos do tipo I e II, no entanto a pouca exposição dessas litologias e a presença de metassedimentos psamíticos, predominantemente depositados nas regiões de transição canal-lobos e lobos, levam-nos a considerá-los como depósitos do tipo II.

Os metassedimentos depositados em áreas de transição canal-lobos, em regime de fluxo de baixa eficiência (*poorly efficient*), é um forte indício na correlação destes depósitos com aqueles do tipo II de Mutti (1985).

Os depósitos do tipo III correspondem às unidades do topo da seqÜência Betari, constituídas, predominantemente por metarritmitos, dispostos em bandas decimétricas a centimétricas, de metassiltitos e filitos, com raras intercalações de metarenitos finos.

São camadas pouco espessas e granulometricamente finas, e não exibem porções canalizadas.

Estes depósitos foram classificados como de *overbank*, descritos anteriormente, e resultam de fluxos turbidíticos de baixa densidade e pequeno volume, associados com nível do mar alto e concomitante diminuição do volume dos fluxos

gravitacionais e progressivo acréscimo de lama no sistema.

A deposição destes sedimentos envolve processos associados à margem plataformal e talude, incluindo diluição, correntes turbidíticas não confinadas e escorregamento (*slumping*) superficial, todos relacionados, provavelmente, a sedimentos instáveis de margens deltáicas adjacentes, associadas ao nível do mar elevado.

A passagem entre os depósitos do tipo II e III, devido à progressiva elevação do nível do mar é transicional, e está representada principalmente, por metassedimentos arenosos finos, dispostos em camadas centimétricas a métricas e classificadas como porções relativamente distais de lobos.

II - SEQUENCIA FURNAS-LAJEADO

Constitui um episódio regressivo ou seja, uma seqÜência progradacional.

Inclui, predominantemente, rochas carbonáticas representadas por metacalcários calcíticos impuros, bandados e com cores acizentadas. Subordinadamente contém intercalações de calciofilitos, metarenitos, metassiltitos e filitos sericíticos.

Os calcários são predominantemente clásticos esparíticos e exibem estruturas sedimentares relativamente bem preservadas. Os metacalcarenitos são, em geral, de granulação média a fina, localmente grossa. Apresentam-se, normalmente, recristalizados e alterados pelas sucessivas fases deformacionais que afetaram a área. Via de regra são compostos por calcita (70-100%), quartzo xenomórfico, fragmentos de rocha (quartzo + micas), sericita e, eventualmente, clorita. A matriz é esparítica e normalmente encontra-se destruída pela deformação. Os metacalcilutitos são essencialmente constituídos de calcita, em geral, recristalizada. Subordinadamente pode conter quartzo e sericita.

As intercalações terrígenas são constituídas predominantemente por metassiltitos e sericita filitos, por vezes, com cloritóide e subordinadamente metarenitos finos. Os contatos com as rochas carbonáticas são transicionais, representados por calciofilitos.

A seqÜência Furnas-Lajeado possui espessura em torno de 1200-1600 metros e encontra-se sobreposta à seqÜência Betari. O contato com seqÜência Serra da Boa Vista (Pires, 1988), no limite NW da área, é tectônico, assim como o contato a sudeste com a seqÜência Iporanga e complexo turbidítico Rio das Pedras (Pires, *op. cit.*) e representado pela Falha da Figueira.

A - LITOFACIES

Devido à pequena variação dos litotipos presentes nesta seqÜência, a classificação das facies expressa-se através dos processos sedimentares envolvidos, representados principalmente pelas estruturas sedimentares. Na ausência de uma

nomenclatura adequada às facies, sem conotação genética, estas foram relacionadas por letra (A, B, C, etc).

1 - Metacalcários

Os metacalcários são os principais litotipos da seqüência Furnas-Lajeado, ocorrendo em larga escala, desde a base até o topo. Possuem granulação fina a média, raramente grossa. São compostos principalmente de calcita, quartzo e sericita. Geralmente são ricos em sulfetos que ocorrem de forma disseminada ou em cristais bem formados de pirita e localmente, galena, calcopirita e esfalerita. São portadores de mineralizações de chumbo, zinco e prata.

Com base, principalmente nos processos de sedimentação envolvidos na sua deposição, estes foram classificados nas seguintes facies:

a) Facies A -(turbiditos arenosos)

Esta facies consiste em camadas de metacalcarenitos com espessura variando desde 0,15-0,20 a 0,80-1,20 metros; com granulação fina a média, localmente grossa. As camadas possuem contatos planos ou, ocasionalmente, erosivos. Os contatos superiores são planos ou gradacionais.

Não raro, alternam-se com os metacalcarenitos, camadas centimétricas (5-15 centímetros) de metacalcilutitos, calciofilitos, metamargas ou sericita filitos. Os estratos possuem grande extensão lateral.

As camadas de metacalcarenitos são geralmente maciças, ou exibem granodecrescência ascendente. Localmente possuem laminações paralelas, laminações convolutas e laminações cruzadas tipo *climbings*. Quando as estruturas sedimentares encontram-se bem desenvolvidas, elas ocorrem tipicamente ordenadas, comparáveis à seqüência de Bouma (Ta, Tab, Tabc) (Foto 25). Quando os metacalcarenitos gradam para metacalcilutitos/calciofilitos, pode haver o desenvolvimento completo da seqüência de Bouma (Tabcde).

Estruturas de sobrecarga, como *flame* e marcas de sola

são comuns na interfaces areia/lama.

Interpretação

A presença das estruturas sedimentares descritas acima, denotam transporte na sedimentação, o que implica que os metacalcarenitos são clástico-detríticos (aloquímicos).

Os tipos de estruturas presentes aliadas às formas de contato entre os estratos, às suas dimensão e extensão lateral, sugerem que estes sedimentos foram transportados por correntes de turbidez e consistem, portanto, de turbiditos carbonáticos (eg. Cook & Mullins, 1983; Hamblin & Walker, 1979).

As intercalações de metacalcilutitos, metamargas e sericita filitos, sugerem ser, em parte, provenientes da deposição hemipelágica, ou seja, da decantação do material em suspensão nos intervalos inter-fluxos.

b) Facies B -(tempestitos)

Estas facies compreendem estratos de metacalcarenitos finos a médios, com espessura variando desde centimétricas (15 - 20 cm) até métricas (0,60 - 1,20m). Os contatos são planos ou ondulados. Intercalam-se aos metacalcarenitos, camadas centimétricas (10 - 30 cm) de metassedimentos de granulação fina, classificados como metacalcilutitos cinza-escuros ou metamargas.

Os estratos de metacalcarenitos, invariavelmente, contêm estratificações cruzadas *hummocky* (HCS), resultantes da ação de ondas de grande porte (Foto 26). Estas estruturas apresentam características peculiares: consistem de laminações curvas, microgradadas com porções côncavas (*swales*) e convexas (*Hummocks*), e mergulhos máximos de ordem de 12 a 15 graus. As laminações se intersectam em ângulos baixos, erodindo as laminações subjacentes, o que resulta nos truncamentos das laminações. Veja figura 27.

Nos metacalcários desta facies, as estratificações cruzadas *hummocky* (HCS), não mantêm as mesmas relações angulares descritas, pois encontram-se alteradas pelas deformações

Figura 27 - Bloco Diagrama de Estratificação Cruzada Hummocky (HCS).
 Modificado de Walker, 1982.

superimpostas.

O comprimento de onda (λ) destas estruturas é variável e foram consideradas como pertencentes a esta facies, apenas os estratos de metacalcarenitos com estruturas de ondas truncadas, com comprimentos de onda (λ) superiores a 1 metro.

Como se pode observar na coluna estratigráfica esquemática da seqüência Furnas-Lajeado (anexo IV), as estruturas de ondas truncadas, em linhas gerais, diminuem seu comprimento de onda para o topo da seqüência e aquelas com comprimentos de ondas inferiores a 1 metro, foram consideradas em outra facies. Procedeu-se dessa forma, devido à convenção estabelecida na definição de estratificação cruzada *hummocky* (HCS), e suas conotações genéticas (Harms *et al.* 1975).

Interpretação

A presença constante de estratificações cruzadas *hummocky* (HCS), nos estratos de metacalcarenitos sugere que estas estruturas foram geradas através da ação de grandes ondas de tempestade e dessa forma estas facies seriam classificadas como tempestitos.

As camadas de granulação fina, intercaladas a esses metacalcarenitos, seriam resultantes da deposição do material em suspensão, em épocas de calmaria, entre os eventos.

O contexto ambiental destas facies será melhor enfocado, quando da abordagem das associações de facies.

c) Facies C -(plataforma)

Consiste em estratos de metacalcarenitos, de granulação média a fina, raramente grossos e subordinadamente metacalcilutitos. São impuros de cor cinza média a escura, com espessuras variando desde centimétrica a métrica, com contatos geralmente planos ou ondulados.

As camadas são, geralmente, maciças ou contêm estruturas sedimentares, tais como: abundantes estratificações cruzadas, resultantes de truncamentos de ondas com entre 0,10 e 1,0 metro, laminações cruzadas de pequeno porte (*cross lamination*), estruturas de migrações de marcas onduladas (*climbings*), marcas de ondas assimétricas e estratificações plano-paralelas. (Fotos 27, 28 e 29).

Intercalações lenticulares de metassedimentos terrígenos, representados por metarenitos finos a médios, alternados com metassiltitos, com cores de tonalidade marrom-chocolate e contendo comumente estruturas de ondas (Foto 28), são relativamente comuns nesta facies. Destaca-se dentre elas, a lente que aflora no leito da estrada entre o Bairro Arapongas e a Mineração Furnas.

Este grupo de estratos representa, na verdade, uma associação de facies, no entanto a inexistência de boas exposições dificultaram estudos mais detalhados que pudessem separá-las adequadamente, e partindo-se do pressuposto que as características gerais indicam ambientes semelhantes, foram agrupadas em uma única facies.

Interpretação

A maioria das estruturas sedimentares descritas acima implicam em correntes associadas à deposição, reafirmando o caráter clástico-detrítico desses litotipos.

A abundância de estruturas de ondas truncadas com comprimento de onda desde centimétrica até métrica, leva-nos a concluir que a deposição desta facies ocorre em regime de águas rasas, acima do nível de influência de ondas normais. A associação com estruturas sedimentares, tais como *climbings*,

laminações cruzadas de pequeno porte e marcas de ondas assimétricas, sugere que o sítio deposicional seria uma plataforma carbonática, em mar aberto, relativamente raso e dominado por ondas.

As intercalações terrígenas são interpretadas como consequência das mudanças esporádicas do material disponível na área fonte.

d) Facies D -(turbiditos distais)

Consiste em camadas de metacalcilutitos cinzas a cinza escuros, com espessuras variando entre 10 e 80 centímetros. As camadas possuem contatos planos, e normalmente apresentam-se maciças ou com laminações plano-paralelas pouco desenvolvidas e raramente gradadas. Por vezes os estratos de metacalcilutitos são impuros, podendo ser classificados como metamargas e calciofilitos.

Ocorrem intercalações esparsas de metacalcarenitos, dispostos em camadas centimétricas a métricas, com granulação fina a média, normalmente com granodecrescência ascendente.

Nos estratos, onde as estruturas sedimentares encontram-se bem preservadas, elas ocorrem tipicamente ordenadas, comparáveis às seqüências de Bouma incompletas, Tde, Tce, Tae e Tade (Foto 30). Nesta facies o Te, unidade que representa a deposição por decantação (turbidítica ou pelágica/hemipelágica), apresenta-se bastante espesso e localmente pode ser a única unidade representada na camada.

Nesta facies a razão areia/lama é baixa, predominando os estratos pelíticos.

Os litotipos dessa facies ocorrem, predominantemente, na base da seqüência.

Interpretação

A presença das estruturas sedimentares, ordenadas como seqüências de Bouma incompletas, sugerem que a deposição ocorreu através de fluxos gravitacionais de baixa densidade, ou seja, correntes de turbidez.

A predominância de finos nesta facies, caracterizados litologicamente como lama carbonática, com maior ou menor grau de impurezas, sugere que a deposição processou-se em áreas onde a deposição pelágica/hemipelágica era predominante (Te espessado) e seria, provavelmente, responsável pela presença dos sedimentos terrígenos. Por sua vez, os metacalcilutitos com seqÜências de Bouma incompletas, indicam porções relativamente distais da bacia para sua deposição.

A associação desses fatores, indicam para a deposição destas facies, ambiente de águas relativamente profundas e calmas.

e) Facies E -(brechas intraformacionais/metaconglomerados)

Esta facies é restrita, ocorrendo na área estudada em apenas três afloramentos, sendo dois deles próximos e com características semelhantes, e um terceiro que será abordado em separado, devido a sua peculiaridade. Consistem em brechas carbonáticas e metaconglomerados.

As duas ocorrências próximas, situam-se na região do Bairro da Serra-Lajeado, pontos 812 e 813. A primeira consiste em camadas métricas a submétricas de calciofilitos/metamargas de cor castanho-acinzentadas, com contatos irregulares, contendo blocos angulosos de metacalcarenitos, com diâmetros entre 0,10 a 0,50 metros (Foto 31). Os blocos são, geralmente, fragmentos de camadas de metacalcarenitos e alguns mantêm as características do acamamento preservadas e, por vezes, com dobras recumbentes associadas. Camadas adjacentes de metacalcarenitos com Tace encontram-se deformadas porém, aparentemente *in situ*, e não rompidas.

Este depósito possui entre 10 a 15 metros de espessura, considerando as camadas adjacentes deformadas e os níveis de brecha que se intercalam.

Nas proximidades desta brecha intraformacional, ocorrem pequenos escorregamentos (*slumps*) de porte centimétrico e pouco expressivos.

A segunda ocorrência (ponto 813), dista cerca de 200 metros da primeira e consiste em uma única camada com

aproximadamente, 1,5 metros de espessura, contendo blocos angulosos de metacalcarenitos/metacalcilutitos e com diâmetros médios de 15 centímetros, dispersos em matriz fina carbonática impura. O afloramento é pequeno e encontra-se bastante alterado, de forma que limita informações mais detalhadas.

A terceira ocorrência, situa-se no córrego Furnas, entre a Caverna de Santana e a Mineração Furnas. Consiste em camadas de metacalcarenitos médios a finos de cor cinza média, com espessuras em torno de 60 centímetros, contendo seixos de metacalcarenitos brancos, de granulação média a grossa, com diâmetros entre 1 e 5 centímetros e dispersos caoticamente na matriz calcarenítica. Eventualmente concentram-se formando níveis de metaconglomerados com espessuras entre 10 e 15 centímetros (Foto 32).

Esta ocorrência está fortemente deformada e os litotipos encontram-se dobrados e estirados, eventualmente transpostos, dificultando melhores observações.

Interpretação

As características descritas acima indicam ocorrências de fluxos gravitacionais de massa em ambiente subaquoso.

Nas ocorrências da região do Bairro da Serra-Lajeado (pontos 812 - 813), processos de deslizamentos (*slumps*) com fluxos de detritos (*debris flow*) associado, podem ser considerados. A grande quantidade de matriz lamítica, a falta de contato entre os blocos, dobras recumbentes e camadas adjacentes deformadas sustentam a interpretação.

Os metacalcarenitos com seixos/metaconglomerados da região de Furnas, podem corresponder a processos de fluxo de detritos (*debris flow*) associados com correntes de turbidez, no entanto os dados são precários para se estabelecer uma interpretação mais convincente.

2 - Metassedimentos terrígenos - (Facies F)

Tratam-se de metassedimentos muito finos, quase essencialmente metapelitos, predominantemente representados por

sericita filitos cinza escuros, bandados milimetricamente a centimetricamente, localmente com cloritóides, com intercalações centimétricas/milimétricas (< 10 cm) de metassiltitos e raras intercalações de metarenitos finos, gradados, que podem alcançar espessuras de 10 a 20 centímetros. Localmente ocorrem filitos carbonatados cinzentos, principalmente nos contatos com os metacalcários.

Os metassedimentos encontram-se fortemente crenulados e possuem um bandamento diferenciado, em ângulo com o acamamento, que normalmente destrói as características sedimentológicas. São pobres em estruturas sedimentares e apresentam-se finamente laminados.

Ocorrem, principalmente, sob a forma de uma grande lente que sustenta a Serra da Onça Parda. Possui maiores espessuras na região norte da área, desaparecendo na região da Mineração Furnas (Veja perfis C-D e E-F no mapa geológico-anexo I). Sua expressão em mapa é devido, principalmente, ao dobramento da fase D2, que aumenta consideravelmente sua área de exposição.

Em trabalhos anteriores, esta lente foi denominada como Formação Agua Suja (Hasui *et al.* 1984b; Campanha *et al.* 1985, 1986).

Os contatos com os metacalcários, tanto no topo como na base, são transicionais, gradacionais, através dos calciofilitos.

Outras pequenas lentes de metassedimentos terrígenos ocorrem na seqüência Furnas-Lajeado, porém com pequenas expressões e comparáveis litologicamente àquela denominada Formação Agua Suja.

As lentes de metassedimentos terrígenos, restringem-se à faixa aflorante da região de Furnas.

Interpretação

A predominância de metapelitos finamente laminados (sericita filitos) sugere ambientes de águas calmas, onde predominam a deposição do material em suspensão.

As intercalações de metassiltitos e metarenitos gradados sugerem fluxos turbidíticos de baixa densidade.

A presença dos metassedimentos terrígenos, inseridos na seqUência Furnas-Lajeado, predominantemente carbonática, implica em mudanças da área fonte ou mesmo do material disponível na área fonte.

B - ASSOCIAÇÃO DE FACIES/INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL

1 - Rampa Carbonática

O termo rampa carbonática é utilizado aqui para designar uma província ou subprovíncia paleogeomorfológica, que compreende a região do talude e áreas associadas. Entende-se por áreas associadas, as porções da bacia onde a sedimentação sofre interferências dos processos desenvolvidos no talude.

Os processos envolvidos na deposição dos metassedimentos nesta província paleogeomorfológica são principalmente processos gravitacionais, tais como correntes de turbidez, fluxos de detritos (*debris flow*), escorregamentos (*slumps*) e processos relacionados à ação de ondas de tempestades (*tempestitos*).

Na região do Bairro da Serra-Lajeado, metassedimentos representativos desta província possuem aproximadamente 900 metros de espessura (Veja no anexo IV, coluna esquemática da seqÜência Furnas-Lajeado), e correspondem aos litotipos inferiores da seqÜência Furnas-Lajeado, essencialmente carbonáticos.

São representados pelas facies A e D principalmente, e subordinadamente pelas facies B e E.

Na porção mais basal (primeiros 250 metros de metassedimentos) ocorrem predominantemente metassedimentos finos, representados pela facies D, e depositados por correntes de turbidez de baixa densidade associada à deposição pelágica/hemipelágica, em ambientes de águas relativamente profundas e calmas.

Esses litotipos representam depósitos de turbiditos distais com grande contribuição de sedimentação pelágica/hemipelágica, depositados em áreas relativamente distais da bacia. Poderiam corresponder aos turbiditos siltosos (*silty turbidite*) de Hamblin & Walker (1979). Esparsas intercalações de camadas de metacalcarenitos, centimétricas a métricas, com granodecrescência ascendente, poderiam representar estratos de facies A intercalados.

A granulação aumenta na direção do topo da seqÜência,

e estratos representativos da facies A, são os litotipos predominantes. Correspondem aos metacalcarenitos gradados, com seqÜências de Bouma completas ou incompletas, com contatos planos ou erosivos e depositados por correntes de turbidez, ou seja, constituem turbiditos carbonáticos, relativamente proximais, correlacionados aos turbiditos arenosos (*sandy turbidites*) de Hamblin & Walker (*op. cit.*).

Subordinadamente, em associação com os estratos da facies A, ocorrem depósitos de brechas intraformacionais (Facies E), que representam depósitos de fluxos de detritos (*debris flow*), escorregamentos (*slumps*) e correntes de turbidez associada. Esta associação de facies denota a presença de paleodeclive na bacia deposicional.

A presença de fluxos de detritos (*debris flow*) implica em certo declive para sua instalação. Entretanto, estes depósitos (Facies E) são bastante restritos e limitados, sugerindo processos muito ocasionais, e muito provavelmente, o paleodeclive era suave o suficiente para evitar a geração de grandes depósitos de fluxos de detritos/escorregamentos, ocorrendo principalmente a geração de fluxos turbidíticos.

Depósitos de tempestitos, representados pelos estratos da facies B, ocorrem, generalizadamente associados a todas as facies desta província paleogeomorfológica, exceto na porção mais basal, representada principalmente pela facies D.

A presença destes depósitos sugere a ocorrência de grandes tempestades durante a deposição, retrabalhando os depósitos turbidíticos.

Por tratar-se de eventos episódicos, e com sua atuação limitada a certas profundidades de lâmina d'água, os estratos representativos da facies B, são limitados e esporádicos. Sua presença diminui gradativamente para a base da seqÜência, onde provavelmente a deposição ocorreu em águas relativamente profundas, não afetadas por ondas de tempestades. É notável a diminuição do comprimento de onda das estratificações cruzadas *hummocks* (HCS), em direção ao topo da seqÜência.

Do exposto, pode-se concluir que a deposição na rampa carbonática era predominantemente dominada por fluxos turbidíticos, com geração esporádica de fluxos de massas (*debris*

flow/slumps), envolvendo tanto ambientes relativamente profundos (base) como águas relativamente rasas sujeitas à ação de ondas de tempestades.

2 - Plataforma Carbonática

Esta província paleogeomorfológica consiste predominantemente em metacalcarenitos médios a finos, raramente grossos, de cor cinza escura a clara, com intercalações de metacalcilutitos e raras camadas de metassedimentos pelíticos/psamíticos.

Situa-se na porção superior da seqÜência Furnas-Lajeado, alcançando 200 metros de espessura na região do Lajeado e aproximadamente 300 metros na região de Furnas.

Os litotipos dessa província estão representados principalmente pelos estratos de Facies C, que consistem de camadas geralmente maciças ou contendo abundantes estratificações cruzadas, originadas por truncamento de ondas e com comprimentos de ondas variáveis desde centimétricos a métricos (= 0,10-1,0 metro); laminações cruzadas de pequeno porte (*cross lamination*); estruturas de migração de ondas (*climbings*); marcas de ondas assimétricas e estratificações plano-paralelas.

Subordinadamente, ocorrem estratos de metacalcarenitos médios, com estratificações cruzadas *hummocks* (HCS), com comprimentos de ondas entre 1,0 e 1,5 metros, e considerados como facies B.

Intercalações métricas de metassedimentos terrígenos, lenticulares e constituídas de camadas centimétricas de metarenitos finos a médios, alternados com metapelitos (metassiltitos), com tons variados de marrom chocolate, e estruturas primárias resultantes da atuação de ondas, tais como: migração de marcas de ondas (*climbings*) e ondas truncadas centimétricas, e estruturas de sobrecarga como estruturas em chamas ou *flames*. Estas intercalações são comuns na região de Furnas; merecendo destaque a lente cortada pela estrada que liga a Mineração Furnas ao Bairro de Arapongas, com espessura entre 30 e 50 metros, mapeável por grande extensão lateral. Estes metassedimentos terrígenos foram considerados como pertencentes à

facies C, principalmente devido à presença dos mesmos processos que atuaram na deposição desses sedimentos e ao contexto ambiental semelhante. A diferença litológica foi creditada à variação do material disponível na fonte.

Os litotipos dessa província paleogeomorfológica, como podemos observar pela grande quantidade de estruturas de correntes, possuem caráter clástico-detrítico. A associação de facies, indica que a deposição processou-se em ambientes de águas rasas, sob o domínio de correntes e principalmente sob influência de ondas normais.

Conclui-se, portanto, como sítio deposicional destas facies, uma plataforma carbonática rasa, provavelmente em mar aberto, dominada por ondas.

3 - Transição Plataforma-Rampa

Esta região corresponde à transição entre duas províncias paleogeomorfológicas distintas, a plataforma e a rampa carbonática, com características próprias e que refletem processos transicionais entre a plataforma e o talude propriamente dito.

Esta região transicional ocorre de forma distinta nas duas áreas de afloramentos da sequência Furnas-Lajeado, sendo mais pronunciada na área de Furnas.

No sinclinal do Bairro da Serra-Lajeado, a passagem entre os metassedimentos carbonáticos da plataforma para a rampa ("talude") é gradativa, onde as características de plataforma, isto é, o predomínio de facies C dão lugar às facies do tipo A (turbiditos), ambas em associação com facies do tipo B (tempestitos). O limite entre uma província e outra não é rígido, e as províncias paleogeomorfológicas são caracterizadas por associações faciológicas que representam, nitidamente, ambientes diferentes, isto é, francamente plataformais ou francamente rampa (talude).

Por outro lado na região da Mina de Furnas, a passagem entre as facies de plataforma e as facies de rampa carbonática, é caracterizada pela intercalação de metassedimentos terrígenos, descritos como facies F. Estas facies são predominantemente

metapelitos, finamente laminados e representados principalmente por sericita filitos, que sugerem que sua deposição ocorreu em ambientes de águas calmas, com predomínio de sedimentação do material em suspensão.

A geometria lenticular desses depósitos terrígenos, sugere áreas de não deposição de material carbonático, ficando estes restritos à ação dos processos de retrabalhamento na plataforma e/ou fonte de fluxos gravitacionais presentes na rampa carbonática. Desta forma as lentes terrígenas seriam áreas de deposição restrita e não carbonática.

Em termos regionais, os metassedimentos terrígenos, descritos aqui, tendem a ser expressivos tanto a NE como a SW da área estudada, sugerindo menor influência de fonte carbonática na deposição. Podem representar, localmente, áreas de *by pass* de sedimentos carbonáticos entre a plataforma e áreas mais distais da bacia, restringindo sua deposição à sedimentação pelágica/hemipelágica.

Por outro lado, os metacalcários presentes entre as lentes de metassedimentos terrígenos são representados principalmente por facies B (tempestitos) em associação com facies A (turbiditos) e facies C (plataformais), com características transicionais semelhantes àquelas descritas para a área do sinclinal do Bairro da Serra-Lajeado.

C - MODELO DEPOSICIONAL

A seqUência deposicional Furnas-Lajeado consiste em uma seqUência carbonática, com aproximadamente 1600 metros de espessura máxima, correspondendo na área estudada, a duas províncias paleogeomorfológicas distintas com passagens transicionais. O sítio deposicional numa província paleogeomorfológica se traduz pela associação de facies representadas no sistema deposicional. Dessa forma, a seqUência Furnas-Lajeado possui um sistema deposicional de plataforma e um sistema deposicional de talude e áreas associadas. Alguns autores preferem considerar como uma única província geomorfológica o sistema plataforma-talude; no entanto, considerou-se aqui como províncias independentes ou subprovíncias, cada qual com um sistema deposicional específico.

Se congelarmos um momento t (linha de tempo) na deposição da seqUência, podemos visualizar o trato deposicional e as intercalações entre os sistemas deposicionais. Com base nas associações de facies presentes na seqUência e na seção composta do anexo IV, foi possível sugerir um modelo deposicional para a seqUência Furnas-Lajeado, que se encontra sintetizado na figura 28.

O modelo consiste em uma plataforma carbonática rasa sob o domínio de ondas, que transiciona para sedimentos terrígenos associados à borda de talude, seguido de rampa carbonática (talude propriamente dito e áreas associadas). O modelo foi baseado principalmente na região de Furnas, onde ocorrem importantes intercalações de sedimentos terrígenos. A aplicação do modelo para a faixa aflorante da seqUência na região do Bairro da Serra-Lajeado, merece algumas adaptações. Nesta área as facies transicionais entre a plataforma e o talude são essencialmente carbonáticas, não ocorrendo as intercalações terrígenas contidas no modelo da figura 28, sugerindo que os sedimentos carbonáticos plataformais estariam em contato direto com o talude/rampa carbonática (Veja coluna estratigráfica composta no anexo IV).

A seqUência Furnas-Lajeado consiste em uma seqUência progradacional, associada a episódio regressivo. A seqUência

Figura 28 - MODELO DEPOSICIONAL PARA A SEQUÊNCIA FURNAS-LAJEADO, NA REGIÃO DE FURNAS

vertical das facies está representada na coluna estratigráfica do anexo IV, onde a porção basal consiste em turbiditos clássicos (distais), depositados em águas relativamente profundas. Há uma zona de transição onde turbiditos predominantemente calcarenosos e camadas com *hummocks* (HCS) (tempestitos) estão interacamados, e passam para facies típicas de plataforma rasa que as sobrepõem. Isto caracteriza, uma seqüência progradacional, com turbiditos na base e depósitos plataformais no topo.

Apesar da pequena variação granulométrica (controlada pela fonte) apresentada pelos metassedimentos da seqüência Furnas-Lajeado, é possível visualizar um *coarsening/thickening-up*, típico de seqüências progradacionais.

No anexo IV, estão representadas a coluna da seqüência Furnas-Lajeado e uma coluna composta do Jurássico Superior, *Passage Beds*, de Alberta (Hamblin & Walker, 1979) para efeito de comparação das facies e das associações de facies.

O fato notável nestas duas colunas, além da similaridade da seqüência vertical das facies é, principalmente, a associação de turbiditos e estratificações cruzadas *hummocky* (HCS).

Esta associação de *hummocks* (HCS) e turbiditos é motivo de calorosas discussões científicas, e dentre os modelos propostos na literatura, apresentaremos aqui o modelo de Walker (1978, 1984), que melhor se adapta ao esquema da seqüência Furnas-Lajeado.

Na maioria dos mares rasos, podemos identificar duas áreas principais de deposição. A primeira é a zona costeira (*Shoreface zone*), caracterizada pelo transporte diário de arenitos, e situada acima do nível de base de ondas normais. Abaixo deste nível, normalmente, ocorre uma plataforma calma, sítio de deposição de lama com extensiva bioturbação de organismos.

Normalmente, as areias não cruzam a interface entre a zona litorânea e a plataforma aberta, e apenas em plataformas dominadas por tempestades ocorre o transporte de areias abaixo do nível de base de ondas normais.

O primeiro indício desse processo na origem de algumas camadas é, portanto, a ocorrência de arenitos (e/ou

conglomerados) interacamados com lamitos bioturbados. Tais arenitos, geralmente, possuem formas planas ou bases erosivas e espessuras entre 5 a 100 centímetros. Nestas camadas os arenitos intercalados com facies de lama possuem como estrutura sedimentar característica, a estratificação cruzada *hummocky* (HCS).

A identificação de estratificação cruzada *hummocky* (HCS), como estrutura formada por tempestades abaixo de nível do base de ondas normais, não há dúvidas, mas ocorrem problemas fundamentais no que concerne ao mecanismo de transporte das areias para o sítio deposicional, antes das estratificações cruzadas *hummocks* (HCS) serem formadas. São três as principais possibilidades:

- a) correntes provocadas pelo vento (Ex. furacões);
- b) relaxação;
- c) correntes de turbidez.

Walker (1984) propõe que dentre os três mecanismos apresentados, como agentes transportadores de areia abaixo do nível de base de ondas normais, as correntes de turbidez são o mecanismo mais eficiente e melhor comprovado nos registros geológicos. Apresenta dois ou três exemplos geológicos os quais sugerem fortemente que arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (HCS), foram inicialmente transportados por correntes de turbidez.

O primeiro exemplo de Walker (*op. cit.*) é do Jurássico Superior (*Fernie-Kootenay transition*), Alberta (Hamblin & Walker, 1979). A seção estratigráfica composta é mostrada no anexo IV, onde a porção basal consiste em turbiditos clássicos, em sua maioria com seqüências de Bouma Tbc, e marcas de sola abundantes, indicando fluxo para NNW. Há uma pequena zona de transição onde turbiditos e HCS estão interacamados, e a parte superior da seção é dominada por arenitos com estratificações cruzadas *hummocky* (HCS). Eles possuem marcas de sola com direção idêntica àquelas dos turbiditos.

As camadas contêm estratificações cruzadas *hummocks* (HCS) em lugar de divisões de seqüências de Bouma, sugerindo que foram depositadas por correntes de turbidez abaixo do nível de base de ondas normais, onde as ondas de tempestades destruíram as divisões de Bouma e formaram estratificações cruzadas *hummocks*

(HCS).

O segundo exemplo citado por Walker (1984), é do Cretáceo Superior (Wapiabi-Chungo transition), sudeste de Alberta (Walker & Hunter, 1982). A figura 29 apresenta a coluna composta desta área, onde a similaridade com a seqUência Furnas-Lajeado é muito grande. Seções em Trap Creek, e particularmente no Rio Highwood, sudeste de Alberta, mostram seqUências similares à da transição Fernie-Kootenay, com turbiditos clássicos com seqUência de Bouma transicionando, para o topo, para arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (HCS). Não há muitos dados de paleocorrentes em Trap-Creek-Highwood river, mas a mesma transição em Lumdbreck falls (Bullock, 1981, *apud* Walker, 1984), mostra fluxos para norte, tanto nos turbiditos como nos arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (HCS), de onde se deduz que o transporte foi efetuado por correntes de turbidez e retrabalhados por tempestades.

Walker (*op. cit.*) propôs ainda, que as correntes de turbidez se originaram através de tempestades que geram ondas cíclicas, as quais carregam grandes quantidades de sedimentos finos, cuja deposição rápida pode originar liquefações. Como esses sedimentos liqUefeitos fluem declive abaixo, a combinação de aceleração de fluxo e expulsão dos fluidos dos poros pode ser suficientes para gerarem uma corrente de turbidez. O anexo IV, apresenta uma figura autoexplicativa do processo.

Há na literatura extensivos exemplos do efeito de ondas de tempestades no substrato, liqUefação e escorregamentos (*slumping*).

O modelo proposto por Walker (1978, 1984) é colocado aqui somente com a finalidade de comparação com os processos presentes na seqUência Furnas-Lajeado. A escala do modelo de Walker, contudo, é incompatível com a sedimentação da seqUência Furnas-Lajeado. O processo catalizador da formação de correntes de turbidez na área enfocada, pode ter sido tanto as tempestades registradas nas estratificações cruzadas *hummocks* (HCS), como um outro, o fato é que esta é a relação mais clara encontrada e subsidiada pela literatura.

O esquema de Walker (*op. cit.*) para a geração das correntes de turbidez é apenas um exemplo de processo que pode

Figura 29 - Coluna esquemática de Lundbreck Falls, Alberta-CA.
(Modificado de Bullock 1981, in: Walker, 1984)

ocorrer, mas não é exclusivo, podendo interagir outros processos.

Os turbiditos carbonáticos da seqUência Furnas-Lajeado foram depositados, principalmente, através de forte erosão da plataforma carbonática, reflexo do episódio regressivo por que passou a bacia deposicional.

A presença de *hummocky* (HCS) é devido a rápida regressão com concomitante diminuição de lâmina d'água e retrabalhamento de alguns níveis por tempestades. Estas são episódicas, daí apenas alguns níveis apresentarem retrabalhamento. Conforme se caminha para o topo da seqUência, aumenta a quantidade de estratificações cruzadas *hummocks* (HCS) e ocorrem retrabalhamentos dos sedimentos por ondas consideradas normais, reafirmando o caráter progradacional da seqUência.

CAPITULO V

ESTRATIGRAFIA E ANALISE PALEOGEOGRAFICA

A presença de estruturas reliquias, relativamente freqüentes, indicativas de polaridade estratigráfica de camadas, permitiu um estudo pormenorizado do Grupo Açungui, na área estudada.

Os eventos deformacionais superpostos constituem limitação natural para estudos dessa natureza. No entanto o grau de entendimento obtido desses eventos (vide capítulo III) associado a outras informações, permitiu reconstituir o empilhamento original das seqüências. Porém, é importante salientar que a área estudada foi afetada por uma tectônica (fase D1) caracterizada por um sistema de cavalgamentos, cujo transporte deu-se para sudeste. Estes cavalgamentos encontram-se representados nos limites NW e SE da área (anexo I) e implicam, provavelmente, em grandes deslocamentos horizontais. Dessa forma a estratigrafia e a paleogeografia sugerida, estão restritas em área. As relações com áreas limítrofes necessitam estudos mais aprofundados.

A análise de estruturas geopetálicas indicam a posição estratigráfica normal dos litossomas e apenas localmente topos invertidos foram localizados.

O perfil geológico C-D, no anexo I, contém os metaconglomerados oligomíticos basais da seqüência Betari. Afloram no núcleo de estruturas anticlinais da fase D2, nas serras da Biquinha e Manduri e constituem os metasssedimentos mais basais encontrados na área. Esses metaconglomerados, verticalmente, gradam para metarenitos conglomeráticos, médios e finos, alternados com camadas centimétricas de filitos. Este pacote arenoso, por sua vez, passa transicionalmente para litologias pelíticas, representadas pelos metarrítmitos do topo da seqüência.

Sobre os metassedimentos da seqÜência Betari, afloram as rochas carbonáticas da seqÜência Furnas-Lajeado.

O contato entre esses metassedimentos é abrupto, porém no flanco NW do anticlinal da Serra da Biquinha é perceptível pequena contribuição carbonática nos estratos superiores da seqÜência Betari, o que localmente sugere contato transicional.

Em resumo, a seqÜência Furnas-Lajeado, da base para o topo, possui tres pacotes litológicos que se transicionam entre si:

a) pacote de metacalcarenitos/metacalcilutitos: composto de camadas métricas a centimétricas de metacalcarenitos médios a finos, localmente grossos e em associação com camadas ou grupos de camadas de metacalcilutitos e/ou calciofilitos.

b) pacote de metapelitos: composto pela alternância centimétrica de metassiltitos e filitos, emprestando à rocha ritmicidade característica. Contém intercalações centimétricas de metarenitos finos. Este pacote possui forma lenticular e encontra-se presente apenas na região de Furnas. Está representado, principalmente, por expressiva lente na Serra da Onça Parda.

c) Pacote de metacalcarenitos: inclui, predominantemente, metacalcarenitos grossos a médios e subordinadamente metacalcilutitos. Contém localmente intercalações métricas de metarenitos e metassiltitos bandados.

A seqÜência Furnas-Lajeado encontra-se em contato tectônico com a seqÜência Serra da Boa Vista, sobreposta (Pires, 1988).

A seqÜência Betari aflora, principalmente, nas estruturas anticlinais associadas a fase D2, enquanto a seqÜência Furnas-Lajeado encontra-se preservada nos sinclinais associados às fases D2 e D5. Na porção NW da área, região de Furnas, a seqÜência Furnas-Lajeado constitui uma estrutura homoclinal, com mergulhos para NW.

A estratigrafia proposta é semelhante a de Campos Neto (1983), porém algumas diferenças são ressaltadas:

1) O termo seqÜência é utilizado com concepção diferente. Campos Neto utiliza-o como unidade litoestratigráfica informal, em substituição, provavelmente ao termo formal formação. SeqÜência deposicional, como empregada neste trabalho, advém do conceito da estratigrafia genética (Mitchun Jr *et al.* 1977) e é utilizada para designar uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente associados e limitados, no topo e na base, por discordâncias ou descontinuidades deposicionais.

2) O contato entre as seqÜências Betari e Furnas-Lajeado sugerido por Campos Neto (figura 03) é nitidamente transicional. Nesse trabalho, este contato foi considerado abrupto, localmente transicional, e representa uma descontinuidade deposicional entre as seqÜências.

3) A seqÜência Furnas-Lajeado foi subdividida por Campos Neto (1983) em facies Furnas e Lajeado, correspondendo, respectivamente, às faixas aflorantes na região de Furnas e Lajeado. Neste trabalho considerou-se que toda a seqÜência, isto é, as facies Furnas e Lajeado de Campos Neto (*op. cit.*), encontra-se repetida por dobramento nas duas faixas.

As colunas estratigráficas propostas por Geoffroy & Souza Santos (1942), Barbosa (1942), MMJA/JICA (1983), Daitx *et al.* (1983), Hasui *et al.* (1984c), Chiodi Filho (1984) e Campanha *et al.* (1985,1986), (vide tabela 2), sugerem, para a área estudada, esquemas estratigráficos semelhantes e correlacionáveis litoestratigraficamente. Consideram, do topo para a base:

- Uma unidade carbonática;
- Uma unidade terrígena;
- Uma unidade carbonática; e
- Uma unidade terrígena basal.

A unidade terrígena basal corresponde à seqÜência Betari. O conjunto representado pelas tres unidades restantes corresponde a seqÜência deposicional Furnas-Lajeado. A unidade terrígena denominada "xistos da Serra do Tatu" por Geoffroy & Souza Santos (1942) ou Formação Agua Suja por Hasui (1984c), encontra-se representada na seqÜência Furnas-Lajeado pelo pacote lenticular de metapelitos.

Atráves da análise seqÜencial e reconhecimento dos episódios deposicionais, foram reconstituídas as relações estratigráficas e a paleogeografia das seqÜências. A dinâmica dos episódios deposicionais transgressivo e regressivo, no contexto da área, encontra-se esquematizada na figura 30.

A seqÜência Betari é retrogradacional, depositada em episódio transgressivo. A elevação do nível do mar durante a deposição, concomitantemente à diminuição dos fluxos turbidíticos e aumento de lama no sistema, provocaram mudanças no processo deposicional da seqÜência, representadas pelos estágios de crescimento/sistemas deposicionais II e III (Mutti & Normark, 1987).

A porção basal da seqÜência, representada pelos depósitos do tipo II (Mutti & Normark, *op. cit.*) sugere sua deposição em águas relativamente profundas, controlada por processos deposicionais desenvolvidos em nível do mar baixo. A elevação do nível do mar reflete, no topo da seqÜência, a mudança do sistema deposicional, representada pelo tipo III de Mutti & Normark (*op. cit.*). Este sistema foi depositado em águas profundas e condicionado por processos deposicionais atuantes durante o nível do mar relativamente alto.

O ápice da elevação do nível do mar, isto é, a transgressão máxima, coincide com o final da deposição da seqÜência Betari. Neste período ocorre uma estabilização do nível do mar, caracterizada por não deposição ou deposição passiva na bacia e, normalmente, representada por zonas de condensação.

Figura 30 - Relações Estratigráficas e Dinâmica Depositional das Sequências Betari e Furnas-Lajeado.

Posteriormente foi implantado na bacia, o episódio regressivo, representado pela seqUência Furnas-Lajeado, progradacional.

Durante o episódio regressivo, nas zonas litorâneas, normalmente ocorrem processos erosivos intensos. Se a regressão marinha for rápida, a seqUência não conterá registro desta sedimentação, pois a erosão será total. No entanto se a regressão for lenta e gradual, a sedimentação será registrada numa seqUência progradacional.

Segundo Vail e colaboradores (1977) os episódios regressivos são caracterizados por grandes discordâncias erosivas. Não considero totalmente verdadeira esta afirmativa, pois ela depende exclusivamente da parcela da bacia que se está analisando, ou seja, suas porções proximais ou distais. As áreas proximais, via de regra, apresentam discordância erosiva em episódios regressivos, porém sua expressão em área será tanto maior quanto maior for a velocidade do rebaixamento do nível do mar. Nas áreas distais os contatos serão abruptos, evidenciando descontinuidades deposicionais e localmente podem ocorrer contatos transicionais se não houver interrupção total da deposição.

No caso específico da seqUência Furnas-Lajeado, o episódio regressivo foi lento e gradual, de forma que a seqUência está parcialmente preservada da erosão (a seqUência não apresenta depósitos litorâneos). As relações de contato com a seqUência Betari foram observadas em áreas relativamente distais da bacia, associada a deposição em águas profundas. O contato entre as seqUências é abrupto, evidenciando a descontinuidade deposicional existente e localmente é transicional "rápido".

As seqUências deposicionais Betari e Furnas-Lajeado representam um ciclo transgressivo/regressivo completo (figura 30) com espessura aproximada de 2.000 metros.

CAPITULO VI

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise histórica da evolução do conhecimento da área, permite distinguir dois grupos de trabalhos.

Ao primeiro grupo pertencem os trabalhos de Leonardos (1934), Barbosa (1942, 1948), Geoffroy & Souza Santos (1942) e Petri & Suguio (1969). Estes trabalhos possuem como característica comum a análise multidisciplinar da área, com predominância do enfoque sedimentológico, refletindo possivelmente, a formação naturalista da maioria dos autores.

O segundo grupo engloba os trabalhos publicados na década de 80 (Campos Neto, 1980; Chiodi Filho, 1984; Hasui *et al.* 1984a; Campanha *et al.* 1985, 1986; entre outros), onde a área foi abordada, principalmente, sob o ponto de vista da análise estrutural e tectônica. Refletem a evolução do conhecimento ao longo do tempo, no entanto, particularizam uma área específica do conhecimento geológico, ou seja, a geologia estrutural. Estes trabalhos representam a "escola estruturalista", possivelmente, influenciados pela tendência mundial, surgida após o advento da tectônica de placas.

Esses grupos refletem, basicamente, a escola de pensamento dominante e o conhecimento da época. São nítidas suas associações com as escolas de pensamento vigentes e representadas por naturalistas e estruturalistas.

O segundo grupo, de certa forma, particularizou uma área específica do conhecimento em detrimento do todo e assim não avançou no conhecimento da área de forma ampla e integrada com os conhecimentos adquiridos previamente.

O estágio de conhecimento alcançado até o final da década de 60 foi subutilizado nos trabalhos posteriores.

Neste trabalho foi aplicada a seguinte relação:

Geologia Estrutural + Sedimentologia = Estratigrafia

que, por conseguinte, buscou a integração dos conhecimentos prévios.

A análise estrutural desenvolvida, acompanhada de mapeamento geológico de detalhe, permitiu recompor as principais fases de dobramentos que afetaram a área.

A primeira fase de dobramento é identificada pela ocorrência de uma foliação paralela a subparalela ao acamamento reliquiar, plano axial a dobras recumbentes e isoclinais que afetam o acamamento sedimentar. As dobras D1 são relativamente raras. Zonas de cisalhamento de baixo ângulo estão associadas a esta fase deformacional.

A segunda fase de dobramentos constitui um dobramento acilíndrico, cônico e responsável pela estruturação dos litotipos na área. As dobras D2 possuem estilos variados e têm como foliação plano axial a foliação S2.

A terceira fase de dobramentos está representada por dobras abertas e isópacas, centimétricas a métricas, contendo a foliação S3 plano axial.

A fase D4 é caracterizada por dobras abertas a suaves, por vezes, contendo no plano axial uma foliação pouco desenvolvida ou uma clivagem espaçada.

Foram caracterizadas duas fases de dobramentos tardias, a fase NW e a NE.

A fase de dobramentos tardia NW é caracterizada por uma foliação subverticalizada, com direção NW, normalmente, representada por uma clivagem espaçada. Associada a esta deformação, encontram-se dobras abertas a suaves, visíveis, principalmente, em megaescala. Este dobramento tardio junto com o D2 são os principais responsáveis pela estruturação da área.

A fase tardia NE é localizada e caracteriza-se por dobramentos abertos com planos axiais subhorizontalizados. A

foliação plano axial esta representada por uma clivagem espaçada centimetricamente.

O metamorfismo que afetou a área, segundo a classificação de Winkler (1977), é de baixo grau em limites inferiores a da isógrada da biotita.

A análise paleoambiental das seqüências Betari e Furnas-Lajeado, considerou:

a) A seqüência Betari corresponde a uma seqüência retrogradacional, associada a um episódio transgressivo. Sua deposição ocorreu em águas profundas, condicionada pela variação relativa do nível do mar. Na porção basal estão representados os depósitos turbidíticos do tipo II (Mutti & Normark, 1987), que transicionam para os depósitos de turbiditos do tipo III (Mutti & Normark, *op.cit.*), situados no topo, e correspondem aos estágios de crescimento/sistemas deposicionais.

b) A seqüência Furnas-Lajeado constitui uma seqüência progradacional, com sua deposição condicionada por um episódio regressivo. Compreende um episódio deposicional representado pelos sistemas plataforma e talude carbonáticos e áreas associadas. O modelo deposicional compreende uma plataforma rasa, sob o domínio de ondas, que transiciona para sedimentos terrígenos de borda de talude, seguido por rampa carbonática (talude e áreas associadas).

Estratigraficamente, a seqüência Betari encontra-se na base, sobreposta pelos metassedimentos carbonáticos da seqüência Furnas-Lajeado. Ambas constituem um ciclo transgressivo-regressivo, com ,aproximadamente, 2.000 metros de espessura.

As similaridades dos ambientes deposicionais, e litológicas entre as seqüências Betari e Serra da Boa Vista (Pires, 1988), assim como entre as seqüências Furnas-Lajeado e Gorutuba-Passa Vinte (Pires, *op. cit.*), associadas ao contato tectônico e representado por falha de cavalgamento entre as seqüências Furnas-lajeado e Serra da Boa Vista, permitiram interpretar as seqüências Serra da Boa Vista e Gorutuba-Passa

Vinte como correlatas às seqUências Betari e Furnas-Lajeado, respectivamente, e repetidas por cavalgamento constituindo uma estrutura duplex. Recomenda-se porém, estudos pormenorizados nas seqUências Serra da Boa Vista e Gorutuba-Passa Vinte, no sentido de testar esta interpretação.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. de 1944. *Collenia Itapevensis* sp.n.: um fóssil pré-Cambriano do Estado de São Paulo. São Paulo, universidade, FFCL. p.89-106. (Boletim, 45-Geologia, 1).
- ALMEIDA, F. F. M. de 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. *An.Acad.Bras.Ci.*, Rio de Janeiro, 28(4):54-55.
- ALMEIDA, F. F. M. de 1957. Novas Ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. *An.Acad.Bras.Ci.*, Rio de Janeiro, 29(1):63-67.
- ALMEIDA, F. F. M. de 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. São Paulo, Instituto Geográfico e Geológico. p.169-263. (Boletim,41).
- ALMEIDA, F. F. M. de ; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon River. IN: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G.(Eds.), The ocean basin and margins, v.1,p.411-446.
- ALMEIDA, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. de; Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. IN: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, PB . 1977. Atas Campina Grande p.363-391.
- BARBOSA, O. 1941. Geologia e petrologia na região de Apiaí, Estado de São Paulo. São Paulo, Universidade, Escola Politécnica.(Tese de doutoramento) Inédita.

- BARBOSA, O. 1948. A chamada Série Ribeira. Mineração e Metalurgia, 13(79):187-189.
- BATOLLA JR, F; SILVA, A. T. S. F. ; ALGARTE, J. P. 1981. O Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná. IN: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas. Curitiba, SBG. v.1, p.94-108.
- BIGARELLA, J. J. 1947a. Estudos preliminares na Serie Açungui. 1 Brèche calcaire de Toquinhos. Arq.Biol. Pesq.Tecnol., Curitiba, 2:41-61.
- BIGARELLA, J. J. 1947b. Ocorrência de dolomito no município de Cerro Azul. Min.Met., 2(66):323-326.
- BIGARELLA, J. J. 1948. Estudos preliminares na Série Açungui II. Rochas Calcárias. Arq. Biol. Pesq. Tecn., Curitiba, 3:201-354.
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. 1956a. Estudos preliminares na Série Açungui V - Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru, Estado do Paraná. Dusenja, Curitiba, 7(6):317-323.
- BIGARELLA, J. J & SALAMUNI R. 1956b. Estudos preliminares na Série Açungui VII. Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. Arq.Biol.Pesq.Tecn., Curitiba, 11: 197-205.
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. 1958a. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná) Bol.Paul.Geogr., São Paulo, 29:1-14.
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. 1958b. Estudos preliminares na Série Açungui VIII. A Formação Votuverava. Paraná: Bol.Inst.Hist.Nat., Geologia, Curitiba, (2).6p.
- BORRAIDALE, G. J.; BAILYY, M, B; POWEL, C. MCA. 1982. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin, Springer-Verlag. 551p.

- BOUMA, A. H. 1962. Turbidites- Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier 168p.
- CAZZOLA, C.; FONNESU, F.; METTI, E; RAMPONE. G.; SOMMINO; M. and VIGNA, B. 1981 Geometry and Facies of small fault controlled deep-sea fan systems in a transgressive depositional setting (Tertiary Piedmont Basin, north-Western Italy. IN: F. Ricchi Lucchi (ed). Excursion Guidebook of sedimentologists, Bologna, p.p. 5-56.
- CAMPANHA. G. A. da C.; GIMENEZ FILHO, A; CAETANO S. L. V.; PIRES. F. A.; DANTAS A. S. L.; TEIXEIRA, A. L.; DEHIRA, L. F. 1985 Geologia das Folhas de Iporanga (SG-22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG-22-X-B-VI-1) Estado de São Paulo. São Paulo, IPT/Pró Minério (Relatório IPT 22352).
- CAMPANHA, G. A. da C.; GIMENEZ FILHO, A; CAETANO S. L. V.; PIRES. F. A.; DANTAS A. S. L.; TEIXEIRA, A. L.; DEHIRA, L. F. 1986. Geologia e Estratigrafia da região das Folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira - São Paulo. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia. Anais. Goiânia, SBG. V.2. p.1058-1073.
- CAMPANHA, G. A. da C.; BISTRICHI, C. A., ALMEIDA M. A. de 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de dobramentos Apiaí. IN: SIMPOSIO SUL BRASILEIRO, 3, Curitiba Atas. Curitiba, SBG v.2. p.725-742
- CAMPOS NETO, M. da. 1981. Dobras e Princípios de Análise do Dobramento. Apostila Didática do curso de Geologia Estrutural do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - USP. Inédita.
- CAMPOS NETO, M da C. 1983. Contribuição à litoestratigrafia do Grupo Açungui no sudeste do Estado de São Paulo. IN: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. Atas. São Paulo, SBG p.103-112.

- X CHIODI FILHO, C. 1984. Contribuição à Geologia das regiões sul paulista e leste paranaense- Grupos Açungui e Setuva. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG v.5 p.2394-2406.
- COLEMAN, J. M.; PRIOR, D. B. & LINDSAY, J. F. 1983. Deltaic Influences on Shelf Edge Instability Processes. SEPM, Special Publication, 33, p.p. 121-127.
- COMISSAO GEOGRAFICA E GEOLOGICA 1947. Mapa Geológico do Estado de São Paulo; escala 1: 1000000. São Paulo.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-CPRM 1981. Projeto de integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira. relatório final de integração geológica. São Paulo.
- COOK, H. E. & MULLINS, H. T. 1983. Basin Margin Environments. IN: Carbonate Depositional Environments (Ed. By P. A. Scholle, D. G. Bebout & C. H. Moore) Mem.Am.Ass.Petrol.Geol. Soc. 25:239-247.
- X CORDANI, U. G. & BITTENCOURT, I. 1967. Determinação de idades potássio/argônio em rochas do Grupo Açungui. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba Anais. Curitiba, SBG. p.218-233.
- X CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K., 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25: São Paulo, 1971 Anais. São Paulo, SBG. v.1, p.105-110.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-CPRM 1981. Projeto de Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira: Relatório Final São Paulo, Convênio DNPM/CPRM.
- DAITX, E. C. 1980. Prospecto de Cu, Pb, Zn nas faixas carbonáticas Furnas-Lajeado, São Paulo e Paraná. São Paulo, CPRM, 27 p. (Rel. Int.).

- DAITX, E. C.; Takahashi, A. T.; Silva, C. R. da; Ferreira, J. C. G.; Maeyama, O. 1983. Projeto Anta Gorda; mapeamento geológico da área norte, fase III. São Paulo, DNPM/CPRM. 1v.
- DAMUTH, J. E., KOWSMANN, R. O., FLOOD, R. O., BELDERSON, R. H. & GORINI, M. A. 1983 - Age relationships of distributary channels on Amazon deep-sea fan: Implication for fan growth pattern *Geology*, v.11, p.470-473.
- DERBY, O. A., 1878. *Geologia da região diamantífera da província do Paraná no Brasil*. Arg. Mus. Nacional, Rio de Janeiro, 3:89-96.
- DIAS, M. V. F. & SALAZAR JR, O. 1983. *Geologia da região da seqÜência Antinha*. MINEROPAR, Curitiba, (Rel. Int.).
- DIAS, M. V. F. & SALAZAR JR, O. 1987. *Geologia da seqÜência Antinha - Grupo Açungui, Paraná, SIMPOSIO SUL BRASILEIRO GEOLOGIA, 3 CURITIBA, PR, 1987. Anais.*
- FAIRCHILD, T. R. 1977. *Conophyton and other columnar stromatolites from the upper precambrian Açungui Group near Itapeva, São Paulo, Brazil*. IN: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo, 1977. Atas. São Paulo, SBG. p. 179-198.
- FLORENCE, G. & PACHECO, J. 1929. Carta geológica do Estado de São Paulo; escala 1:2000000. São Paulo, Comissão Geográfica e Geológica
- FRITZSON JUNIOR, O; PIEKARZ, G. F; FALCADE, D. 1982. *Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR)*. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32 Salvador, 1982. Anais. Salvador, SBG. v.3, p.987-1001.
- GEOFFROY, D. R. & SANTOS, T. D. S. 1942. *Nota sobre a geologia de Apiaí*. Min. Met., Rio de Janeiro 6(33):109-110.
- HAMBLIN, A. P., & WALKER, R. G. 1979. *Storm Dominated Shallow Marine Deposits: The Fernie-Kootenay (Jurassic)*

transition, southern Rocky Mountains. Canadian Journal of Earth Sciences, Ottawa, 16:1673-1690.

HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B. SPENING, D. R. & WALKER R. G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Short course 2, 161p.

HASUI, Y., 1973. Tectônica da área das folhas São Roque e Pilar do Sul, São Paulo. São Paulo, Universidade, Instituto de Geociências. (Tese de Livre Docência) Inédita.

HASUI, Y; CARNEIRO, C. D. R; COIMBRA, A. M., 1975. The Ribeira folded belt. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, SBG, 15(4):257-262.

HASUI, Y.; Almeida, F. F. M. de ; Ponçano, W. L.; Dantas, A. S. L.; Dal Ré, C. C.; Melo, M. S.; Bistrichi, C. A. 1981. O embasamento Pré-cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLOGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Mapa Geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500000. São Paulo. v.1, p. 12-45 (IPT. Monografias, 6. Publicação, 1184).

HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; MARTINI S. L.; MARTINS F. A. G. 1983. O modelo de evolução geológica do Pré-Cambriano paulista e suas implicações metalogenéticas. IN: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. Boletim de resumos. São Paulo, SBG. p.1-2. .

HASUI, Y.; CREMONINI, O. A.; BORN, H. 1984b. O "Granito Três Córregos" revisado e o maciço Catas Altas. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v.7, p.3023-3031.

HASUI, Y.; CREMONINI, O. A. ; BORHN, H. 1984c. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro v.7. p.3297-3306.

- HASUI, Y. 1986. Novo Modelo Geológico do Vale do Ribeira. São Paulo (IPT. Relatório 23742).
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. 1976. An Outline of structural geology. New York, John Willey 571p.
- HOPWOOD, T. 1974. Structural Geology and Mineral Exploration Workshop Course. Australian Min. Found., v.1, 283p.
- KUENEN, P. H. & MIGLIORINI, C. 1950 . Turbidity current as a cause of graded bedding. Journal of Geology, Chicago, Ill., 58(2):91-127.
- LEONARDOS, O. H. 1934. Nota sobre a Geologia do Distrito de Iporanga, SP. DNPM. (rel. 564)
- LEONARDOS, O. H. 1941. Notas petrográficas sobre a Série Ribeira do Sul do Estado de São Paulo. Bol. Fac. Fil. Ci. Letras, São Paulo, XXI, Mineralogia 4, p. 7 - 13.
- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arq. biol. tecn., Curitiba, 2:63-154.
- MAACK, R. 1953. Mapa Geológico do Estado do Paraná; escala 1:750000, Curitiba, IBPT.
- MARINI, O. J.; TREIN, E.; FUCK, R. A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. Bol. Paran. Geoc., Curitiba, (23/25):43-104.
- MELCHER, G. C.; COMES, C. B.; CORDANI, U. G.; BITTENCOURT, J. DA S.; DAMASCENO, E. C.; GIRARDI, V. A. V.; MELFI, A. J. 1973. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do vale do rio Ribeira de Iguape, SP e PR. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, SBG, 3(2): 97-123.
- METAL MINING AGENCY OF JAPAN. Japan International Cooperation Agency 1981. Report on geological survey of Anta Gorda; phase 1.

- METAL MINING AGENCY OF JAPAN. Japan International Cooperation Agency 1982. Report on geological survey of Anta Gorda; phase 2.
- METAL MINING AGENCY OF JAPAN. Japan International Cooperation Agency 1983. Report on geological survey of Anta Gorda; phase 3.
- MIALL, A. D. 1984. Principles of sedimentary basin analysis: New York, Springer-Verlag, 490p.
- MIDDLETON, G. V. 1967. Experiments on density and Turbidity currents III: Deposition of sediments Can. Joun. Earth Science, Ottawa, 4:475-505.
- MITCHUN JR, R. M. ; VAIL, P. R.; THOMPSON, S., III 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, IN: C. E. Payton, ed. , Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration: AAPG MEMOIR 26, p.53-62.
- MORAES REGO, L. F. de 1933. Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo. São Paulo, IAG.
- MORAES REGO, L. F. de & ALMEIDA, F. F. M. de 1946. Seção geológica de Capela da Ribeira a Curitiba. Geol. Metal., São Paulo, (3):5-30.
- MUTTI, E. 1979. Turbidites et cones sous-marins profonds. IN: Homewood, P. (ed.). Sedimentation detritique (fluviale, littorale et marine). Institut de Geologie de L'University de Fribourg. Short course, 1979. p.353-419.
- MUTTI, E. 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. IN: G. G. Zuffa (ed.). Provenance of Arenites. Nato-ASI Series, Reidel Publishing Company, p.p.65-93.

- MUTTI, E. & RICCHI LUCCHI, F. 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Memorie della Società Geologica Italiana, 11:161-199.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. 1975. Examples of Turbidite Facies and Facies association from selected formation of the northern Appenines. IN: INTERNATIONAL CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 9th, Nice, France, 1975. Guide Book to Field Trip A11. Nice, France, 120 p.
- MUTTI, E.; RENACHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSELL, J.; VALLONI, R & ZAMORANO, M. 1985 . Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Heccho Group turbidite systems, south-central Pyrenees. IN: EUROPEAN REGIONAL MEETING OF INTERNATIONAL ASS. OF SEDIMENTOLOGY, 6th, Lerida, 1985. Excursion Guide Book. Lerida. p.521-576.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R. 1987. Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidites Systems: Problems and concepts. Marine Clastic sedimentology. p.1-38.
- NORMARK, W. R. 1970. Growth pattern of deep-sea fans. Am.Ass.Petr.Geol.Bull. Tulsa, Okla., 54:2170-2195.
- MORMARK, W. R.; PIPER, D. J. W.; & HESS, G. R. 1979. Distributary channels, sand lobes and mesotopography of Navy submarine fan, California Borderlands, with applications to ancient fan sediments sedimentology, v.26, p.749-774.
- OLIVEIRA, E. DE P. 1927. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná . Rio de Janeiro, DNPM/SGM. 172 p. (Monografia 6).
- PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E. 1964. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Berlin, Springer-Verlag. 370p.

- PETRI, S. ; COIMBRA, A. M. ; AMARAL, G.; PONÇANO, W. L. 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica . Rev. Bras. Geoc. 16:376-4115.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1969. Sobre os metassedimentos do extremo Sul do Estado de São Paulo. São Paulo, Convênio USP/DAEE (Publicação especial).
- PIEKARZ, G. F. 1981. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. IN: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA,3, Curitiba, 1981. Atas. Curitiba, SBG. v.1, p.148-154.
- PIRES, F. A. 1988.- Uma nova concepção para os ambientes do Grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, Sul de São Paulo. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,35, Belém 1988. Anais.,SBG.v. 2, p.606-616.
- PONÇANO, W. L.; Dal Ré, C. C.; Bistrichi, C. A.; Almeida, F. F. M. de ; Prandini, F. L. 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo: escala 1:1000000. São Paulo, IPT. v.1. (IPT. Monografias, 5).
- PONTES, J. B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Agua Clara (PR). IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador, SBG v.3,p.1002-1016.
- PROJETOS TECNICOS E OBRAS DE ENGENHARIA-PROTEC 1971. Convênio DNPM/PROTEC. Projeto Ribeira; Folha Apiaí (SG-22-X-B-V).
- RAMSAY, J. G. 1967. Folding and fracturing of rocks. New York, MacGraw Hill 568p.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. 1980. Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics; 2nd ed.. Springer-Verlag, New York 249 p.

- ROBERTS, J. L. 1977. The structural analysis of metamorphic rocks in orogenic belts. IN: SAXENA, S.K. & BHATTACHARGI, S. (eds.) Energetics of geodinamics processes. s.l., Springer-Verlag, cap. 8 p.151-167.
- SA, E. F. J. & HACKSPACHER, P. C. 1982. Revisão sobre Análise Estrutural. Parte I: Conceituação Básica e Métodos, Ciências da Terra , 5:24-36.
- SA, E. F. J. & HACKSPACHER, P.C. 1983. Revisão sobre Análise Estrutural. Parte II - Algumas aplicações e Tópicos Adicionais, Ciências da Terra, 1983, 8:7-18.
- SILVA, J. B. de A. & ANDRADE, M. F. 1805. Diário de uma viagem mineralógica pela província de São Paulo no ano de 1805. Bol. Paul. Geog., São Paulo, 18:34-44.
- SILVA, A. T. S. F.; Francisconi, O.; Godoy, A. M.; Batolla Jr, F. 1981. Projeto de integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira; relatório final de integração geológica, São Paulo, CPRM. v.1.
- SILVA, A. T. S. F.; ALGARTE, J. P. 1981. Contribuição à geologia da SeqÜência Turvo-Cajati entre o rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. I - Litologia e Petrografia. II - Estrutura, metamorfismo e evolução geotectônica. IN: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Ataa. São Paulo, SBG,v.1 p.121-132.
- SLOSS, L. L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. Bull. Geol. Soc. Am., 74:93-104.
- SOARES, P. C. & FIORI, A. P. 1976. Lógica e Sistemática na Análise e Interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia Notícia Geomorfológica, 16(32),p. 71-104.
- SOARES, P. C. 1987. SeqÜências Tectô-sedimentares e Tectônica Deformadora do Centro Oeste do Escudo Paranaense. IN:

SIMPOSIO SUL BRASILEIRO, 3, Curitiba, 1982. Anais. Curitiba, SBG v.2, p.743-771.

STRECKEISEN, A. L. 1973. Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS. Geotimes, Washington, 18(10):26-30.

TREIN, E.; REIS NETO, J. M. ; MONASTIER, M. S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma seqüência vulcano sedimentar em Abapã (PR). IN: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. Anais. São Paulo, SBG, v.1 p.169-185.

TURNER, F. J. & WEISS, L. E. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw Hill. 545 P.

VAIL, P. R.; MITCHUM JR., R. M.; THOMPSON, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of sea level. Part 3: relative Changes of sea level from coastal onlap. IN: PAYTON, C.E. ed.. Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration. Tulsa, Am. Ass. Petr. Geol. p.63-82.(memoir 26),

WALKER, R. G. 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. Am.Ass.Petr.Geol. Bull. 62(6):932-966.

WALKER, R. G., ed. 1979. Facies Models. Ontário, Geological Association of Canada. 211p. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1).

WALKER, R. G. 1984. Turbidites and Associated coarse clastic deposits, IN: WALKER, R. G., Facies Models, Geoci. Canadá Reprint Series 1 188 p.

WALKER, R. G. & HUNTER, D. F. 1982. Transition, Wapiabi to Belly River Formation at TrapCreek, Alberta. IN: Walker, R.G. Clastic units of the Front Rangs, Foothills and Plains in the área between Field, B. C. and Drumheller, Alberta.

International Association of Sedimentologists 11th.
INTERNATIONAL CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY (Hamilton, Canada).
Guide Book to excursion 21a p.61-71.

WILLIAMS, P. F. 1985. Multiply Deformed Terrains : Problems of correlations. Journ. Struc. Geol., Inglaterra, 7(3/4):269-280.

WILLIAMS, H.; TURNER, F. J.; GILBERT, C. M. 1970. Petrografia: uma introdução ao estudo das rochas em secções delgadas. São Paulo, Polígono/EDUSP. 424p.

WILSON, G. 1961. The Tectonic significance of small scale structurest, and their importance to the Geologist in the field. Am. Soc. Geol. Belg. v.84: 423-548.

WINKLER, H. G. F. 1977. Petrogênese das rochas metamórficas. Tradução da 4. ed. Porto Alegre, Edgar Blucher/URGS. 254 p.

Foto 01 – Foliação S2 representada por clivagem de crenulação discreta afetando a foliação S1. A foliação S1 encontra-se representada pelas micas (muscovitas e sericitas) orientadas transversalmente a foliação S2. No canto à esquerda inferior são visíveis pequenos arcos poligonais contendo S1 preservada. Aumento de 380 vezes.

Foto 02 – Cristal de cloritóide exibindo sombra de pressão segundo a foliação S2 e afetada por uma crenulação espaçada (S3). Aumento de 38 vezes.

S3

S4

Foto 03 - Foliação (S2) diferenciada, afetada por uma crenulação espaçada (S3) que por sua vez, encontra-se afetada por uma crenulação fina (S4). Aumento de 38 vezes.

Foto 04 - Desenvolvimento da foliação S3 nos metapelitos. Nos metarenitos preservam-se as estruturas reliquias e a foliação S2.

Foto 05 - Crenulação fina (S4) afetando a crenulação S3
e a foliação S2.
Aumento de 38 vezes.

Foto 06 - Vale do Rio Betari.

Foto 07 - Dobra intrafolial associada a deformação D1.

Foto 08 – Dobra D2 aberta com caimento do eixo para NE.

Foto 09 – Dobras D2 com espessamento apical. Contém a foliação S2 plano-axial e afeta a foliação S1.

Foto 10 – Dobras D2 fechadas e exibin
do simetria em M.

Foto 11 – Dobras abertas a suaves associadas a deformação D2.
Destacada pelo círculo há uma figura de interferência
entre as dobras D1 e D2.

Foto 12 - Padrão de interferência em laço entre os dobramentos D1 e D2, em camada de metacalcário da sequência Furnas-Lajeado.

Foto 13 - Dobramento aberto associado a deformação D3, afetando metassiltitos/filitos da sequência Furnas-Lajeado.

Foto 14 - Dobras D4 abertas a suaves, localmente disarmônicas, afetando metassiltitos da sequência Betari.

Foto 15 - Dobras suaves e abertas em metacalcários, associadas ao dobramento D4.

Foto 16 - Dobramento aberto, com plano axial e eixo horizontalizados, associado à fase D6.

Foto 17 - Falha das Arapongas
Brecha calcária situada no contato entre as seqüências Furnas-Lajeado e Serra da Boa Vista.

Fotos 18 e 19 - Dobras em "bainha", presentes nos calcários da Sequência Furna-Lajeado, nas proximidades da Falha das Araçongas.

Foto 18 - Camada de calciofilito rompida e contendo dobra em "bainha".

Foto 19 - Metacalcários intensamente deformados e contendo dobras em "bainha".

- Foto 20 - Vale na região do Lajeado contendo inúmeros sumidouros, dispostos linearmente.

- Foto 21 - Camada de metaconglomerado contendo pedaços da camada sotoposta (seixos de conglomerados oligomíticos); denotando processo de canibalismo na deposição.

Foto 22 - Contatos erosivos entre camadas de metaconglomerados.

Foto 23 - Camadas de metarenitos (facies areno-pelíticas) exibindo contatos planos e regulares, por grande extensão lateral.

-Foto 24 - Facies pelítico-arenosa contendo seqüências de Bouma incompletas (Tce):

Foto 25 - Estratos de metacalcários exibindo seqüências de Bouma incompletas (Tab; Tab/c; Ta).

Foto 26 - Metacalcarenitos exibindo estratificações cruzadas hummocky (HCS):

Foto 27 - Estruturas de ondas truncadas em metacalcarenitos da sequência Furnas-Lajeado. As relações angulares encontram-se alteradas devido a deformação.

Foto 28 - Microtruncamentos de ondas nos metacalcários do topo da sequência Furnas-Lajeado.

Foto 29 - Microtruncamentos e Climbings em intercalações terrígenas (metarenitos/filitos) do topo da sequência Furnas-Lajeado. Notar estruturas de sobrecarga no centro da foto.

-Foto 30 - Sequências de Bouma (Tce) nos metacalcários da sequência Furnas-Lajeado, intensamente deformadas.

Foto 31 - Brecha intraformacional na sequência Furnas-Lajeado, composta por matriz calciofilítica e blocos de metacalcarenitos.

Foto 32 - Metaconglomerados com seixos carbonáticos com até 5 centímetros de diâmetro e grã média a grossa, dispersos em matriz calcarenítica.

ANEXO I - MAPA GEOLOGICO

LEGENDA

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

- Coberturas sedimentares**
Qa aluviões atuais e sub-atuais
- Intrusivas básicas**
JK8d diques de diabásio
- Suite intrusiva pós-tectônica**
PS60a álcali-sienito-pórfito de Bombar
- Sequência deposicional Furnas-Lajeado**
PIMfM **PIMfF** **PIMfA**
M - metacalcários cinzentos, calcíticos, impuros, finos a médios, com intercalações de cálcio-filitos
F - metapelitos, em geral bandados
A - metarenitos com intercalações de metassiltitos e filitos
- Sequência deposicional Betari**
PIMbR **PIMbA** **PIMbC**
R - metarritmitos dispostos em bandas centimétricas de metassiltitos e filitos, com intercalações subordinadas de metarenitos finos
A - metarenitos médios finos e grossos, com intercalações subordinadas de metassiltitos filitos e metaconglomerados
C - metaconglomerados oligomíticos, com intercalações de metarenitos e metassiltitos

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

— contata eológico definido	— anticlinal definido e interpretado
- - - contata eológico aproximado	— anticlinal com caimento do eixo
- . - contata eológico transicional	— anticlinal com duplo caimento do eixo
▲▲▲ falha inversa definida e inferida	— sinclinal definido e interpretado
— falha deitada	— sinclinal com caimento do eixo
— lineamento fotogeológico	— sinclinal com duplo caimento do eixo
— traços e tendência da foliação metamórfica principal	— antiforma de flanco invertido, com caimento do eixo
▲ acamamento reliquiar inclinado	— traço axial de dobra da fase F ₂
— foliação 2 inclinada ou vertical	— traço axial de dobra da fase F ₃
— foliação 3 inclinada	— traço axial de dobra da fase F ₄
— foliação 4 inclinada	— traço axial de dobra da fase F ₅
— foliação 5 inclinada ou vertical	— lavra em atividade ou abandonada
— lineação 2	× × Pb-Chumbo
— lineação 3	— diques
— lineação 4	— localização de seção geológica
— lineação 5	

CONVENÇÕES PLANI-ALTIMÉTRICAS

— curvas de nível	— drenagem	— rodovia não pavimentada
× 630 cota altimétrica	— sumidouro	— caminho
	— dolina	

Declinação Magnética em 1987
 -19°54' - 0°59'22"
 A declinação magnética cresce -8° anualmente

MAPA GEOLOGICO DE PORÇÃO DAS FOLHAS IPORANGA (SG-22-X-B-V-2) E MINA DO ESPÍRITO SANTO (SG-22-X-3-II-4)

500m 0 500 1000 1500m
 Escala 1:25.000

Equidistância das curvas de nível: 20 m

1989
 Base plani-altimétrica - IBGE (1987)
 Execução: Geólogo Fernando Alves Pires

Escala horizontal e vertical 1:25.000

ANEXO II - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE CAMINHAMENTOS E DE PONTOS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS

ANEXO III - PAINEL REPRESENTATIVO DA SEQUÊNCIA BETARI

LEGENDA

A - estágios de crescimento / sistemas deposicionais
 B - associação de fácies / subestágios
 C - tipos de fácies (baseado em Mutti & Ricchi Lucchi 1972, 1975)

Sequência estratigráfica esquemática para as "Passage Beds" - Jurássico Superior, sul das Montanhas Rochosas - Canadá. Modificado de Hamblin, A.P. e Walker, R.G. (1979).

Modelo mostrando as relações entre estratificações cruzadas hummockys e turbiditos, segundo WALKER, R.G. (1984). Veja detalhe no texto.

LEGENDA

- ondulações truncadas com $\lambda < 1.0$ m
- ondulações truncadas com $\lambda > 1.0$ m
- ondas cavalgantes ou clímbings
- laminações cruzadas de pequena escala
- brecha intraformacional
- slumps
- dish
- estrat. plano-paralela
- ondas assimétricas
- marcas de onda
- flame
- comprimento de onda das ondulações truncadas
- granodecrescência ascendente