*UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO*
*INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS*

# EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO GRUPO CAMAQUÃ NA REGIÃO DE BOM JARDIM, SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL, RS

*LILIANE JANIKIAN*

Orientador: Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

| | Nome | Assinatura |
|---|---|---|
| Presidente: | Prof. Dr. Antonio Romalino S. Fragoso Cesar | |
| Examinadores: | Prof. Dr. Paulo Cesar Fonseca Giannini | |
| | Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla | |

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO GRUPO CAMAQUÃ NA REGIÃO DE BOM JARDIM, SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL, RS

Liliane Janikian

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T3369
U. S. P.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2001

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007080

# RESUMO

O Grupo Camaquã é composto por unidades vulcânicas e sedimentares de idade no intervalo Neoproterozóico III / Cambriano Inferior que afloram na porção centro-sul do Rio Grande do Sul, registrando importantes eventos tectônicos e deposicionais posteriores ao período orogênico principal do Ciclo Brasiliano na região. A classificação tectônica desta bacia ainda não está definida: se pós-orogênica ou anorogênica.

Este grupo é subdividido, da base para o topo, em três formações: Maricá, Crespos e Santa Bárbara, expostas em três sub-bacias alongadas segundo a direção NNE-SSW, denominadas Camaquã Ocidental, Camaquã Central e Camaquã Oriental, separadas pelos altos do embasamento de Caçapava do Sul e Serra das Encantadas.

A área abordada no presente trabalho compreende a região de Bom Jardim, situada no município de Caçapava do Sul-RS, porção norte da Sub-bacia Camaquã Central. Nesta região ocorrem rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e siliciclásticas da Formação Crespos e rochas siliciclásticas da Formação Santa Bárbara, objetos de mapeamento e de caracterização de seus sistemas deposicionais através de análises de fácies sedimentares, paleocorrentes e proveniência; análises estruturais e petrográficas foram preliminarmente abordadas.

A Formação Crespos na região de Bom Jardim constitui-se de rochas vulcânicas de composição intermediária, bem como rochas piroclásticas e sedimentares que intercalam-se aos derrames. As unidades sedimentares da Formação Crespos nesta região compreendem rochas vulcanoclásticas geradas concomitantemente à atividade vulcânica, bem como rochas siliciclásticas de períodos inter-eruptivos. Os depósitos da Formação Crespos foram gerados em ambiente lacustre, em uma bacia tectonicamente ativa, sob um regime distensivo. As evidências de uma origem tectônica para a bacia são, principalmente, a grande espessura desta unidade (que ultrapassa 3.000 m), seus depósitos sedimentares de águas profundas e a presença de fácies de leques subaquosos próximos às margens da bacia.

A Formação Crespos na área pesquisada pôde ser subdividida em duas sucessões de fácies intercaladas por uma unidade vulcânica e piroclástica, denominadas como:

(i) *Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas*: é composta na sua porção basal por depósitos turbidíticos proximais desconfinados que transicionam para depósitos de turbiditos distais e de suspensão (siltitos e argilitos); estes últimos intercalam-se e são erodidos por leques subaquosos constituídos por depósitos de correntes de turbidez proximais canalizados (conglomerados a arenitos conglomeráticos) que passam lateral e verticalmente para depósitos distais (arenitos e siltitos) já sob condições desconfinadas. Os depósitos dessa sucessão de fácies apresentam evidências de atividade vulcânica simultânea ou recente, indicada pela presença de piroclastos texturalmente não modificados.

(ii) *Vulcânicas e Piroclásticas*: esta unidade é composta por derrames de composição intermediária e por rochas piroclásticas associadas, de composição predominantemente intermediária a ácida. A colocação destas rochas é interpretada como subaquosa pois intercalam-se no topo aos depósitos de turbiditos e tempestitos da unidade sobreposta e, na base, aos turbiditos distais da sucessão de fácies basal. Petrograficamente, as rochas vulcânicas foram classificadas como andesitos, latitos-basaltos e latitos. Associam-se rochas piroclásticas

classificadas como *lapilli* tufos, tufos finos e brechas piroclásticas, possuindo composições intermediárias e mistas (intermediárias a ácidas).

(iii) *Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas*: compõe-se, em sua base, de depósitos de turbiditos proximais (depósitos conglomeráticos e de arenitos conglomeráticos), possivelmente associados a aporte aluvial proveniente de reativações tectônicas, sendo retrabalhados localmente por ondas de tempestade. Para o topo predominam tempestitos e depósitos de frentes deltaicas de deltas dominados por rios, gerados em ambientes costeiros proximais (*nearshore*) com gretas de contração e pequenas incursões de canais fluviais decorrentes de variações do nível de base. Possivelmente estes últimos depósitos representam o preenchimento da bacia em condições de menor atividade tectônica.

A interpretação de um ambiente lacustre para a Formação Crespos na região de Bom Jardim decorre das características dos depósitos de topo da unidade, que apresentam marcante influência aluvial sem retrabalhamento por ondas de tempo bom ou marés, em um ambiente de águas calmas, mesmo nas fácies de águas mais rasas.

Os depósitos da Formação Santa Bárbara representam, possivelmente, a instalação de um novo período distensivo, provavelmente em uma bacia do tipo *rift*. Esta unidade, essencialmente siliciclástica, apresenta-se regionalmente em contato erosivo e, aparentemente, angular com a Formação Crespos. Na área de estudo, esta unidade apresenta cerca de 2.000 m de espessura.

Na região de Bom Jardim puderam ser identificados quatro sucessões de fácies:

(i) *Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora*: evidenciando um ciclo retrogradacional, depósitos conglomeráticos de turbiditos proximais passam para arenitos de turbiditos distais, que por sua vez transicionam para depósitos de tempestitos de transição de costa-afora. Estes depósitos de tempestitos marcam o início de um ciclo progradacional.

(ii) *Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras*: depósitos de tempestitos de face litorânea (*shoreface*), representando a continuidade do ciclo progradacional iniciado no topo da Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora, passam para espessos depósitos de ritmitos de planícies de marés que, possivelmente, caracterizam um ciclo agradacional.

(iii) *Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais*: marcando o início de um novo ciclo progradacional, depósitos de pró-delta iniciam esta sucessão de fácies, sendo rapidamente sobrepostos por depósitos conglomeráticos deltaicos e, posteriormente, de sistemas aluviais. Estes depósitos são interpretados como resultantes de uma reorganização tectônica da bacia, evidenciada pela grande contribuição de clastos provenientes de fonte proximais do embasamento.

(iv) *Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas*: constitui-se de depósitos de face litorânea (*shoreface*) com arenitos gerados principalmente por ação de ondas de tempestades, caracterizando um ciclo agradacional.

As formações Crespos e Santa Bárbara são afetadas por conjuntos de falhas predominantemente normais, que basculam suas unidades, não tendo sido encontradas falhas inversas ou transcorrentes de grandes rejeitos deformadoras destas unidades.

## ABSTRACT

The Camaquã Group is composed of volcanic and sedimentary units of the Neoproterozoic III and Early Cambrian, which crop out in the south-central region of the state of Rio Grande do Sul, southern Brazil. These units represent important tectonic events that occurred after the main orogenic period of the Brasiliano Cicle in the region. The tectonic classification of the basin is not well defined, if post-orogenic or anorogenic.

The group is divided into three formations: Maricá (lower), Crespos (middle) and Santa Bárbara (upper), and is exposed in three NNE-SSW elongated sub-basins, named Camaquã Ocidental (Eastern Camaquã), Camaquã Central (Central Camaquã) and Camaquã Oriental (Western Camaquã). These Sub-basins are isolated from each other by the basement highlands of Caçapava do Sul and Serra das Encantadas.

The present work considers the northern region of the Camaquã Central Sub-basin, an area called Bom Jardim, in the municipality of Caçapava do Sul. This region exposes volcanic, volcaniclastic and siliclastic rocks of the Crespos Formation and siliclastic rocks of the Santa Bárbara Formation. These units have been mapped and characterized in terms of their depositional systems through facies analysis and studies of paleocurrents and provenance. Preliminary petrographic and structural analyses have also been considered in the characterization and interpretation of the evolution of the Camaquã Group in the area.

In the Bom Jardim region, the Crespos Formation is constituted by volcanic rocks of intermediate (andesitic) composition as well as pyroclastic and sedimentary rocks interfingered with the flows. Volcaniclastic rocks formed during volcanic events as well as inter-eruptive deposits compose the sedimentary units of the Crespos Formation in the region.

The Crepos Formation deposits were formed in a lacustrine depositional environment, within a tectonically active extensional basin. The evidences for a tectonic origin for the basin are its great thickness (over 3000 m) and the presence of deep-water and sobaquous-fan deposits near the basin's margin.

The Crespos Formation may be divided, in the considered region, into two facies successions separated by a volcanic and pyroclastic unit:

*(i) Deep-Water Lacustrine Facies Succession:* composed, in its lower portion, of unconfined proximal turbiditic deposits (fine sandstones) which grade to distal turbiditic and suspension deposits (siltstones and mudstones). These interfiger with and are eroded by subaquous-fan depostis, constituted by canalized proximal turbiditic deposits (conglomerates and conglomeratic sandstones) which pass laterally and vertically to distal unconfined deposits (sandstones and siltstones). Texturally unmodified pyroclasts are found in this facies succession, indicating that volcanic activity have taken place simultaneously or soon before the depositional events.

*(ii) Volcanic and Pyroclastic Rocks:* composed of flows of intermediate (andesitic) composition and related pyroclastic rocks that are of intermediate to acid composition. A subaquous environment of emplacement is interpreted for these rocks as they interfinger with tempestites of the upper facies

succession at the top and with turbidites of the lower facies succession at the base. These rocks were petrografically classified as andesites, latite-basalts and latites. The pyroclastic rocks are manly lapilli-tuffs, fine tuffs and pyroclastic *breccias*, and the composition of their fragments is andesitic or both andesitic and acid (rhyolitic).

*Shallow-Water Lacustrine Facies Succession:* is composed, in its lower portion, of proximal turbidites (conglomerates and conglomeratic sandstones) possibly related to alluvial input generated by tectonic reactivation. Storm waves have locally reworked these deposits. Towards the top of the succession, nearshore deposits are dominant, composed of tempestites and river dominated deltaic sandstones and siltstones. Mudcracks and small incursions of fluvial channels indicate changes in the relative base level. Possibly this facies succession represents the infilling of the basin during a period of tectonic quiescence.

The interpretation of a lacustrine environment for the Crespos Formation in the Bom Jardim region is based mainly in the facies associations of the upper facies succession, were there is evidence for quiet waters receiving alluvial input, lacking fair-weather waves or tidal reworking even in the shallowest facies.

Above the Crespos Formation lies the Santa Bárbara Formation, which represents deposition of siliclastic successions in another period of extensional tectonic subsidence, probably in a rift basin. The contact between these two units is erosional and probably angular.

Four facies successions were identified in the Santa Bárbara Formation in the Bom Jardim region:

*(i) Offshore Marine Facies Succession:* composed of proximal conglomeratic turbiditic deposits that pass to distal turbidites (sandy rhythmites), revealing an initial retrogradational cycle, and then to offshore-transition tempestites. This last passage characterizes a progradational cycle.

*(ii) Coastal Marine Facies Succession:* shoreface tempestites (mainly sandstones) complete the progradational cycle initiated at the top of the last facies succession, and are covered by tidal-flat rhythmites that characterize an agradational cycle.

*(iii) Fan-Delta and Alluvial Fan Facies Succession:* pró-delta rhythmites are rapidly overlain by fan-delta conglomeratic deposits, characterizing a progradational cicle continued by the deposition of alluvial conglomerates and sandstones. These conglomeratic deposits are interpreted as an evidence of tectonic rearrangement of the basin, revealed by the great contribution of basement clasts of proximal sources.

*(iv) Wave Dominated Marine Facies Succession*: composed of shoreface deposits, with amalgamated sandstones generated mainly by storm-wave action, characterizing an agradational cycle.

The Crespos and Santa Bárbara formations are affected by groups of faults, mainly with normal movement. No reverse or transcurrent faults with great displacement were identified.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu esposo, Renato Paes de Almeida, pelas constantes discussões e opiniões sobre vários pontos da presente dissertação, pelo acompanhamento em trabalhos de campo e pela cuidadosa revisão do texto. Agradeço em especial ao seu carinho e companheirismo que estiveram presente em todas as etapas. Obrigada Renato.

Aos meus pais, Garabed e Takuhi Janikian, por todos os incentivos e auxílios que me deram durante a realização de meus trabalhos.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar, pela atenção durante as realizações das etapas desta dissertação, pela meticulosa revisão do texto e, principalmente, pela maravilhosa área de pesquisa que "guardou" para mim.

Ao geólogo Gelson Luis Fambrini pelo auxílio e co-orientação em trabalhos de campo e coletas de dados, além de produtivas e importantes discussões.

Ao geólogo e prof. Afonso Cesar Nogueira pelo auxílio em trabalhos de campo, discussões sobre ambientes e processos sedimentares e pelas importantes e sábias opiniões.

Aos Prof. Dr. Rômulo Machado e Prof. Dr. Claudio Riccomini, pela participação em trabalhos de campo e orientação na obtenção de dados estruturais.

Às geólogas, Marília Rodrigues de Castro, Dra. Luçy Gomes Sant`anna e Ana Paula de Meireles Reis Pelosi, pelas opiniões tecidas a respeito de alguns pontos da dissertação.

Aos amigos e geólogos Marina Pacheco de Siqueira Brito e Arthur Jarbas Cardoso da Silva, pelo auxílio em uma etapa de campo.

À UNISINOS, pela permissão para utilização do Núcleo de Pesquisas Geológicas de Caçapava do Sul e, principalmente, à Zirelma e Zenaide por todo o cuidado que tiveram conosco.

À prefeitura de Caçapava do Sul, pelo apoio que mantém ao núcleo e, principalmente, ao Sr. Imbucaçara de Miranda pelos constantes auxílios ao nosso grupo.

Aos geólogos da Compania Brasileira de Recursos Minerais (CPRM) -núcleo de Porto Alegre- Ricardo da Cunha Lopes e Dr. Wilson Wildner, pela atenção que sempre nos dispensaram e pelo acesso às fotografias aéreas.

Ao Laboratório de Petrografia Sedimentar (processo FAPESP 97/10669-0) do Instituto de Geociências de São Paulo.

Agradeço por fim à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo -FAPESP- pelo apoio realizado com a concessão da bolsa de mestrado —processo 99/00878-7— e também através do financiamento de projetos de pesquisa —98/04510-1 e 00/07510-4.

# ÍNDICE GERAL

**CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO AO TEMA DE ESTUDO** 01

*I.1- Introdução*.....*02*
I.1.1Objetivos.....02
I.1.2 Localização e vias de acesso.....05

*I.2 – Trabalhos realizados e métodos empregados*.....*05*
I.2.1Mapeamento geológico em escala 1:50.000.....06
I.2.2 Interpretação de produtos de sensoriamento remoto e interpretação de fotografias aéreas...07
I.2.3 Análise de fácies e sistemas deposicionais.....07
I.2.4 Análise de proveniência.....09
I.2.5 Análise de paleocorrentes.....09
I.2.6 Classificação de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.....09
I.2.7 Análise estrutural.....10
I.2.8 Análise petrográfica.....10

**CAPÍTULO II – CONSIDERAÇÕES GERAIS: HISTÓRICO DOS CONHECIMENTOS E ESTRATIGRAFIA DAS COBERTURAS DO ESCUDO GAÚCHO NO RIO GRANDE DO SUL** 12

*II.1 Introdução*.....*13*

*II.2 Embasamento Pré-cambriano do Rio Grande do Sul*.....*13*

*II.3 Síntese bibliográfica sobre as coberturas neoproterozóicas-eopaleozóicas da porção centro-sul do Rio Grande do Sul*.....*15*

*II.4 Estratigrafia das coberturas do Neoproterozóico III e Paleozóico da porção noroeste da Bacia Camaquã*.....*25*
II.4.1 O Grupo Camaquã.....25
II.4.1.a – Formação Maricá.....25
II.4.1.b – Formação Crespos.....26
II.4.1.c – Formação Santa Bárbara.....27
II.4.2 Unidades paleozóicas.....28

**CAPÍTULO III – INTRODUÇÃO AO ESTUDO DO GRUPO CAMAQUÃ NA REGIÃO DE BOM JARDIM, NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL** 29

*III.1Introdução*.....*30*

*III.2 Litoestratigrafia do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim*.....*30*

*III.3 Classificação de litotipos vulcanoclásticos*.....*35*
III.3.1 Síntese de classificações de rochas vulcanoclásticas propostas na bibliografia.....35
III.3.2Proposta de classificação para as rochas vulcanoclásticas da Formação Crespos na região de Bom Jardim.....37

*III.4 Fácies sedimentares das Formações Crespos e Santa Bárbara na região de Bom Jardim*.....*40*

**CAPÍTULO IV – AS SUCESSÕES DE FÁCIES DA FORMAÇÃO CRESPOS NA REGIÃO DE BOM JARDIM** 48

*IV.1Introdução*.....*49*

*IV.2Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas*.....*49*
IV.2.1 Depósitos lacustres de turbiditos proximais.....51
IV.2.2 Depósitos lacustres de suspensão e de turbiditos distais.....53

IV.2.3 Depósitos lacustres de turbiditos canalizados....55
IV.2.4 Depósitos lacustres de turbiditos monótonos....60
*IV.3Rochas Vulcânicas e Piroclásticas....64*
IV.3.1 Rochas vulcânicas....64
IV.3.2 Rochas piroclásticas....67
*IV.4Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas....70*
IV.4.1 Depósitos lacustres de turbiditos proximais....71
IV.4.2 Depósitos lacustres de tempestitos....76
IV.4.3 Depósitos lacustres de frente deltaica....80
IV.4.4 depósitos lacustres de suspensão e de turbiditos distais....82
*IV.5 Síntese da evolução paleoambiental da Formação Crespos....84*

**CAPÍTULO V – AS SUCESSÕES DE FÁCIES DA FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA NA REGIÃO DE BOM JARDIM....87**

*V.1Introdução....88*
*V.2 Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora....88*
V.2.1 Depósitos marinhos de turbiditos proximais a distais....88
V.2.2 Depósitos marinhos de tempestitos de costa-afora....92
*V.3Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras....95*
V.3.1 Depósitos marinhos de face litorânea....95
V.3.2 Depósitos de marés....95
*V.4Sucessão de Leques Deltaicos e Leques Aluviais....100*
V.4.1 Depósitos marinhos pró-deltas....100
V.4.2 Depósitos de leques deltaicos e de leques aluviais....100
*V.5 Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas....108*
V.5.1 Depósitos marinhos de tempestitos....108
*V.6 Síntese da evolução paleoambiental da Formação Santa Bárbara....108*

**CAPÍTULO VI – ANÁLISE ESTRUTURAL PRELIMINAR....112**

*VI.1Introdução....113*
VI.1.1 Análise de imagens digitais de sensoriamento remoto e análises de fotografias aéreas na escala 1:25.000....113
VI.1.2 Análise de falhas rúpteis....115

**CAPÍTULO VII – PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA PARA A PORÇÃO NORTE DA BACIA CAMAQUÃ....118**

*VII.1 Proposta de uma coluna litoestratigráfica preliminar para as formações Crespos e Santa Bárbara na porção norte da Bacia Camaquã....119*
VII.1.1 Formação Crespos....119
VII.1.2 Formação Santa Bárbara....121

**CAPÍTULO VIII – CONSIDERAÇÕES FINAIS: EVOLUÇÃO DO GRUPO CAMAQUÃ NA REGIÃO DE BOM JARDIM....124**

*VIII.1 Evolução paleoambiental do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim....125*
VIII.1.1 Evolução paleoambiental da Formação Crespos....125
VIII 1.2 Evolução paleoambiental da Formação Santa Bárbara....130

*VIII.2 Considerações quanto à evolução tectônica do Grupo Camaquã*.....*132*
VIII.2.1 Considerações quanto ao contexto tectônico da Formação Crespos.....132
VIII.2.2 Considerações quanto ao contexto tectônico da Formação Santa Bárbara.....134
*VIII.3 Conclusões*.....*135*

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS** **137**

# ÍNDICE DE FIGURAS

## CAPÍTULO I

**Figura I.01:** Embasamento e coberturas sedimentares do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul e Uruguai.....03
**Figura I.02:** Coberturas sedimentares, vulcânicas e vulcano-sedimentares do Grupo Camaquã na porção centro-sul do Rio Grande do Sul.....04
**Figura I.03:** Localização da área de pesquisa e vias de acesso.....05
**Figura I.04:** Ambientes marinhos e tipos de depósitos associados (baseado em Reading & Collinson 1996 e Walker & Plint 1992).....08
**Figura I.05:** Ambientes de bacia lacustre dominada por clásticos e tipos de depósitos associados (baseado em Talbot & Allen 1996).....08
**Figura I.06a, I.06b:** Classificações petrográficas de rochas vulcânicas baseadas na proporção dos minerais em fenocristais (de Streckeisen 1979).....11

## CAPÍTULO III

**Figura III.01:** Mapa litoestratigráfico da porção norte da Sub-bacia Camaquã Central na região de Bom Jardim.....31
**Figura III.02:** Mapa de pontos.....32
**Figura III.03:** Vista do Cerro da Angélica com inversão de suas camadas ocasionadas por falhas em tesoura.....33
**Figura III.04:** Vista dos cerros dos Lopes e Irapuazinho.....33
**Figura III.05:** Exemplo de fácies **Pl**- pelito com laminação plano-paralela.....44
**Figura III.06:** Exemplo de fácies **Al**- arenito com laminação plano-paralela.....44
**Figura III.07:** Exemplo de fácies **Alc**- arenito com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripple*).....44
**Figura III.08:** Exemplo de fácies **Alc**- arenito com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripple*) com base reta, indicativo de corrente unidirecional.....44
**Figura III.09:** Exemplo de fácies **Alc**- arenito com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripple*) com base ondulada e dissemelhança estrutural interna e externa, indicativo de fluxo oscilatório.....44
**Figura III.10:** Exemplo de fácies **Ao**- arenito fino com marcas onduladas.....44
**Figura III.11:** Exemplo de fácies **Ao**- arenito muito fino com marcas onduladas e películas de argila no topo.....45
**Figura III.12:** Exemplo de fácies **Aq**- arenito fino com laminação quasi-planar.....45
**Figura III.13:** Exemplo de fácies **Ac**- arenito fino com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripples*) convoluta.....45
**Figura III.14:** Exemplo de fácies **Ah**- arenitos micáceos com estratificação cruzada tipo *hummocky*.....46
**Figura III.15:** Exemplo de fácies **Ah**- arenitos micáceos com estratificação cruzada tipo *swaley*.....46
**Figura III.16:** Exemplo de fácies **H**- camadas heterolíticas tipo *wavy*.....45
**Figura III.17:** Exemplo de fácies **H**- camadas heterolíticas tipo *lenticular beding*.....45
**Figura III.18:** Exemplo de fácies **Ath**- arenito com estratificação cruzada tangencial na base, com lâminas argilosas nos estratos frontais.....45
**Figura III.19:** Exemplo de fácies **$Am_p$**- arenito maciço, com piroclasto (possivelmente ejetólito).....47
**Figura III.20:** Exemplo de fácies **Ap**- arenito com estratificação plano-paralela.....47
**Figura III.21:** Exemplo de fácies **Cm**- conglomerado maciço.....47
**Figura III.22:** Exemplo de fácies **$Cm_p$** – brecha maciça, com piroclasto (possivelmente ejetólito).....47
**Figura III.23:** Exemplo de fácies **$Cm_p$** – piroclasto (possivelmente de magma porfirítico) em conglomerado maciço.....47
**Figura III.24:** Exemplo de fácies **Cp** – conglomerado com estratificação plano-paralela.....47

## CAPÍTULO IV

**Figura IV.01:** Seção esquemática da Formação Crespos na região de Bom Jardim, norte da Sub-bacia Camaquã Central.....50
**Figura IV.02:** Vista do Cerro da Angélica, com indicação de alguns pontos de afloramentos.....52
**Figura IV.03a:** Rocha clástica intrudida por rocha vulcânica – peperito.....52
**Figura IV.03b:** Detalhe da porção clástica do peperito.....52
**Figura IV.04:** Gráfico de proveniência de brecha vulcanoclástica.....53
**Figura IV.05:** Seção de detalhe do ponto 34 - depósito de suspensão de costa-afora com incursões de correntes de turbidez distais, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos.....54
**Figura IV.06:** Seção de detalhe do ponto 38 - depósito de suspensão de costa-afora com incursões de correntes de

turbidez distais, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos.....54
**Figura IV.07:** Roseta de paleocorrente do ponto 34 – correntes de turbidez distais.....55
**Figura IV.08:** Seção de detalhe do ponto 262 - depósito de turbidito canalizado, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos.....56
**Figura IV.09:** Seção esquemática do ponto 178 - depósito de turbidito canalizado, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos.....56
**Figuras IV.10a, IV.10b, IV.10c, IV.10d, IV.10e:** Detalhe dos conglomerados e arenitos-conglomeráticos que encontram-se nos depósitos de turbiditos canalizados da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos.....58
**Figuras IV.11a, IV.11b:** Visadas destacando a geometria lenticular dos canais subaquosos que são preenchidos por turbiditos canalizados, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos.....59
**Figura IV.12:** Gráfico de proveniência do conglomerado de turbidito canalizado, ponto 262.....56
**Figuras IV.13a, IV.13b, IV.13c:** Afloramento do ponto 42- arenitos muito finos de depósitos de turbiditos distais da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos.....61
**Figura IV.13d:** Fotomicrografia de piroclasto de quartzo dos arenitos do ponto 42.....61
**Figura IV.13e:** Fotomicrografia de textura de devitrificação em matriz dos arenitos do ponto 42.....61
**Figura IV.13f:** Fotomicrografia mostrando forte compactação dos arenitos do ponto 42.....61
**Figura IV.14:** Seção de detalhe do ponto 42 - depósito de turbiditos distais, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos.....62
**Figura IV.15:** Arenitos e pelitos de depósitos de turbiditos monótonos, ponto 295. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas.....63
**Figura IV.16a:** Vista geral a partir do ponto 31, dos principais corpos de rochas vulcânicas da área de pesquisa – Cerro dos Lopes e Cerro do Irapuazinho.....65
**Figura IV.16b, IV.16c e IV.16d:** Detalhes texturais das rochas vulcânicas – fenocristais ripiformes de feldspato plagioclásio (Fig. IV.16b), amígdalas com malaquita (Fig. IV.16c) e padrão de alteração intempérica de rocha vulcânica na região (Fig. IV.16d).....64
**Figura IV.16e:** Fotomicrografia de cristal de plagioclásio em rocha vulcânica.....66
**Figura IV.16f:** Fotomicrografia da textura fanerítica de rocha vulcânica, classificada como latito.....66
**Figura IV.16g:** Textura de devitrificação (esferulito) em vulcânica andesítica.....66
**Figuras IV.16h e IV.16i:** Alterações parciais de cristal de plagioclásio e de matriz por clorita.....66
**Figura IV.16j:** Vesícula preenchida porclorita e quartzo em rocha vulcânica.....66
**Figura IV.17a:** *Lapilli* tufo do ponto 18, localizado na BR-153.....68
**Figura IV.17b:** Quartzo vulcânico em porção de tufo a cristal do *lapilli* tufo do ponto 05.....68
**Figura IV.17c:** Litoclasto em brecha piroclástica do ponto 31.....68
**Figura IV.17d:** Textura clástica da porção mais fina (tufo a cristal) em afloramento de brecha tufo do ponto 31..68
**Figuras IV.17e e IV.17f:** *Shards* em tufo fino, na Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Ponto 115. Formação Crespos.....68
**Figuras IV.17g e IV.17h:** *Shards* sem deformação plástica, indicando colocação a frio. Ponto 05.....68
**Figura IV.17i:** Ejetólito de composição intermediária em rocha piroclástica com litoclastos angulosos de composição ácida.....69
**Figuras IV.17j, IV.17k, IV.17L, IV.17m e IV.17n:** Texturas clásticas em rochas piroclásticas.....69
**Figura IV.18:** Seção de Detalhe do ponto 88- depósito de turbidito proximal. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos.....72
**Figura IV.19:** Seção de Detalhe do ponto 13- depósito de turbidito proximal. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos.....73
**Figura IV.20:** Seção esquemática do ponto 160- depósito de turbidito proximal. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos.....73
**Figuras IV.21a, IV.21b, IV.21c e IV.21d:** Conglomerados maciços do ponto 12 e conglomerados estratificados do ponto 13- depósitos de turbiditos proximais. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos.....74
**Figura IV.22a:** Gráfico de proveniência do conglomerado do ponto 10. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos.....75
**Figura IV.22b:** Gráfico de proveniência dos conglomerados dos pontos 12, 13, 159 e 160. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos.....75
**Figura IV.23a:** Seção de Detalhe do ponto 236- depósito de tempestitos costeiros. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos.....77
**Figura IV.23b:** Depósito de tempestito costeiro do ponto 237. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos.....77
**Figura IV.24:** Seção de Detalhe do ponto 117- depósito de tempestitos costeiros. Sucessão de Fácies Lacustres de

Águas Rasas. Formação Crespos....78
**Figura IV.25:** Seção de Detalhe do ponto 109- depósito de tempestitos costeiros. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos....78
**Figura IV.26a:** Depósito de tempestito costeiro do ponto 237. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos....77
**Figura IV.26b:** Fotomicrografia de cimentação silicosa e ferruginosa em arenitofinodo ponto 123. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos....77
**Figura IV.27:** Roseta de paleocorrentes induzidas por tempestades em depósitos de tempestitos costeiros. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos....79
**Figura IV.28:** Seção de Detalhe do ponto 15- depósito de frente deltaica lacustre proximal. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos....81
**Figura IV.29:** Seção de Detalhe do ponto 195- depósito de frente deltaica lacustre distal. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos....81
**Figuras IV.30a e IV.30b:** Rosetas de paleocorrentes induzidas por aporte fluvial em ambiente deltaico. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos....82
**Figura IV.30c:** Roseta de dispersão de lobos de suspensão. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos....82
**Figura IV.31:** Seção de Detalhe do ponto 16- depósito de fsuspensão de costa-afora, com eventuais incursões de correntes de turbidez distais. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos....83

## CAPÍTULO V

**Figura V.01:** Seção esquemática da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim, porção norte da Sub-bacia Camaquã Central....89
**Figura V.02:** Depósito de turbidito proximal, foto do ponto 18. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Formação Santa Bárbara....90
**Figura V.03:** Seção de detalhe do ponto 18 – depósito de turbidito distal. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Formação Santa Bárbara....90
**Figura V.04:** Gráfico de proveniência do conglomerado do ponto 48. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Formação Santa Bárbara....91
**Figura V.05:** Arenitos médios a finos em depósito de tempestito. Ponto 229. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Formação Santa Bárbara....93
**Figuras V.06a e V.06b:** Fotomicrografias do cimento silicoso e presença de glauconita em arenitos do ponto 229. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Formação Santa Bárbara....93
**Figura V.07:** Seção de Detalhe do ponto 229-A- depósito de tempestito em ambiente de costa-afora. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Formação Santa Bárbara....94
**Figura V.08:** Seção de Detalhe do ponto 229- depósito de tempestito em ambiente de costa-afora, com ciclos progradantes para ambientes de face litorânea inferior a superior. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Formação Santa Bárbara....94
**Figura V.09:** Roseta de paleocorrente de deriva litorânea em depósito de face litorânea superior, que transicionam em ciclos menoressobre depósitos de tempestitos de costa-afora. Ponto 229. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Formação Santa Bárbara....92
**Figura V.10:** Seção de Detalhe do ponto 101- depósito de tempestito em ambiente de face litorânea, com pequenos ciclos retrogradacionais para ambientes de costa-afora. Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras. Formação Santa Bárbara....96
**Figura V.11:** Seção de Detalhe do ponto 166- depósito de planície de maré. Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras. Formação Santa Bárbara....97
**Figura V.12:** Seção de Detalhe do ponto 165- depósito de planície de maré com canais de submaré. Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras. Formação Santa Bárbara....98
**Figura V.13a:** Roseta de paleocorrente de marés bipolares, em depósitos planície de marés. Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras. Formação Santa Bárbara....99
**Figura V.13b:** Roseta de paleocorrente de maré vazante em barras de submaré. Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras. Formação Santa Bárbara....99
**Figura V.14:** Seção de Detalhe do ponto 77- depósito de pró-delta. Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e de Leques Aluviais. Formação Santa Bárbara....101
**Figura V.15a:** Foto do afloramento do ponto 77- intercalações de níveis de arenitos e pelitos. Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e de Leques Aluviais. Formação Santa Bárbara....102
**Figura V.15b:** Arenitos com marcas onduladas e gretas decontração. Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e de Leques Aluviais. Formação Santa Bárbara....102
**Figura V.16:** Seção esquemática dos pontos 112 a 114- depósito de leques deltaicos transicionando para leques

aluviais. Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e de Leques Aluviais. Fm Santa Bárbara.....103
**Figura V.17:** Seção de detalhe do ponto 112- depósito de leques deltaicos. Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e de Leques Aluviais. Formação Santa Bárbara.....103
**Figura V.18a:** Roseta de paleocorrentes geradas por indução de aporte fluvial em um ambiente deltaico. Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e de Leques Aluviais. Formação Santa Bárbara.....105
**Figura V.18b:** Roseta de paleocorrentes de sistemas fluviais. Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e de Leques Aluviais. Formação Santa Bárbara.....105
**Figura V.19:** Gráfico de proveniência dos conglomerados de depósitos de leques aluviais dos pontos 114, 182, 186 e 204.....105
**Figura V.20a:** Conglomerados da Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais. Ponto 186. Formação Santa Bárbara.....106
**Figuras V.20b, V.20c, V.20d e V.20e:** Clastos de arenitos conglomeráticos e conglomerados em depósitos de sistemas aluviais da Formação Santa Bárbara. Ponto 186. Clastos semelhantes aos arenitos e conglomerados vulcanoclásticos que constituem a Sucessão de Fácies de Águas Profundas, aflorantes nas proximidades.....106
**Figura V.20f:** Conglomerado de depósito de leques aluviais da Formação santa bárbara. Ponto 289.....107
**Figuras V.20g e V.20h:** Detalhe do clasto de arenito conglomerático (g) e do clasto com piroclastos (h), cuja fonte são os arenitos conglomeráticos de turbiditos canalizados da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas da Formação Crespos.....107
**Figura V.20i:** Conglomerado de depósitos de leques aluviais da Formação Santa Bárbara. Ponto 292.....107
**Figura V.21a:** Arenitos micáceos com estratificação cruzada tipo *hummocky*. Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas. Formação Santa Bárbara. Ponto 147.....109
**Figura V.21b:** Arenitos micáceos com estratificação cruzada tipo *swaley*. Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas. Formação Santa Bárbara. Ponto 146.....109
**Figuras V.21c e V.21d:** Glauconitas em arenitos micáceos. Formação Santa Bárbara. Ponto 146.....109

## CAPÍTULO VI

**Figura VI.01:** Foto de imagem de satélite- principal componente 1 das bandas 2,3,4,5 e 7 do sensor LANDSAT-TM, com localização da área de estudos.....114
**Figuras VI.02a, VI.02b, VI.02c e VI.02d:** Projeções esterográficas Schimidt-Lambert, na semi-esfera inferior, das falhas e estrias da Formação Crespos na Sub-bacia Camaquã Central e campos de tensão calculados pelo método de Angelier & Mechler (1977).....117

## CAPÍTULO VII

**Figura VII.01:** Coluna estratigráfica esquemática das formações Crespos e Santa Bárbara na porção NW da Sub-bacia Camaquã Central.....122

## CAPÍTULO VIII

**Figura VIII.01a:** Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia dos depósitos basais da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas da Formação Crespos.....127
**Figura VIII.01b:** Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia dos depósitos da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas da Formação Crespos.....127
**Figura VIII.01c:** Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia da Unidade de Vulcânicas e Piroclásticas da Formação Crespos.....128
**Figura VIII.01d:** Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia dos depósitos inferiores da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas da Formação Crespos.....129
**Figura VIII.01e:** Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia dos depósitos superiores da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas da Formação Crespos.....129
**Figura VIII.02:** Síntese da evolução paleoambiental da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim, porção norte da Sub-bacia Camaquã Central.....131

# ÍNDICE DE TABELAS

## CAPÍTULO III

**Tabela III.01:** Classificação de rochas vulcanoclásticas e piroclásticas (a partir de propostas de Fisher 1961, Schmid 1981 e Fisher & Schmincke 1984).....36
**Tabela III.02:** Fluxograma representativo de geração de rochas vulcanoclásticas e classificação das mesmas quanto à composição e processo gerador.....38
**Tabela III.03:** Proposta de classificação de rochas vulcanoclásticas da região de Bom Jardim.....39
**Tabela III.04:** Classificação de rochas piroclásticas e sedimentares sin-vulcânicas adotada nesta dissertação.....39
**Tabela III.05:** Descrição e interpretação dos processos geradores das fácies encontradas nas formações Crespos e Santa Bárbara.....40
**Tabela III.06:** Resumo dos processos geradores das fácies encontradas.....42

## CAPÍTULO IV

**Tabela IV.01:** Associações de fácies e interpretações paleoambientais da Formação Crespos na região de Bom Jardim.....85

## CAPÍTULO V

**Tabela V.01:** Associações de fácies e interpretações paleoambientais da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim.....110

# ANEXO

Mapa Geológico e de Ambientes Deposicioanis da Porção Norte da Sub-bacia Camaquã Central – região de Bom Jardim – Escala 1:50.000

# CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO AO TEMA DE ESTUDO

# I.1 - INTRODUÇÃO

Nas porções centro-sul e sudeste do Estado do Rio Grande do Sul e no sul e leste do Uruguai afloram rochas pré-cambrianas ígneas e metamórficas, de distintos graus, afetadas por eventos colisionais no Neoproterozóico, bem como rochas ígneas de caráter sin- a pós- orogênico e anorogênico. Sobre este embasamento ocorrem rochas sedimentares e vulcânicas geradas do Neoproterozóico III ao Cambriano, que compõem o Grupo Camaquã (Fig. I.01).

O Grupo Camaquã (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 2000[b]) aflora em três sub-bacias que possuem formatos alongados, com orientação NNE-SSW, limitadas por altos do embasamento. Estas Sub-bacias são denominadas de Camaquã Ocidental, Camaquã Central e Camaquã Oriental, e os altos de Caçapava do Sul e Serra das Encantadas (Fig. I.02).

O Grupo Camaquã é composto por três formações: (i) Maricá: unidade predominantemente siliciclástica, gerada em ambientes aluviais e marinhos; (ii) Crespos: unidade sedimentar e vulcânica, gerada em ambientes continentais subaquosos e subaéreos; e (iii) Santa Bárbara: unidade essencialmente siliciclástica, gerada em ambientes aluviais, costeiros e marinhos.

Na região de Bom Jardim, objeto de estudo da presente dissertação de mestrado, afloram rochas da Formação Crespos, constituídas por vulcânicas de composição intermediária, rochas piroclásticas de composição intermediária e mista (intermediária e ácida), bem como rochas vulcanoclásticas sedimentares e rochas siliciclásticas associadas, além de rochas da Formação Santa Bárbara, essencialmente siliciclástica, constituída predominantemente por conglomerados, arenitos e ritmitos.

O contato entre estas unidades na região de Bom Jardim dá-se por uma grande falha de direção NNE-SSW; em outras regiões de exposição do Grupo Camaquã se reconhece uma discordância erosiva.

O presente trabalho, parte integrante de um projeto sobre as coberturas do Escudo Gaúcho, contou com o auxílio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP - processos 98/04510-1, 99/00878-7 e 00/07510-4).

## I.1.1. Objetivos

A presente dissertação tem como proposta o reconhecimento das relações estratigráficas entre as rochas vulcânicas e sedimentares da Formação Crespos e sedimentares da Formação Santa Bárbara aflorantes na porção norte da Sub-bacia Camaquã Central. Para atingir este objetivo realizou-se mapeamento geológico na escala 1:50.000, onde foram caracterizadas unidades litológicas mapeáveis nesta escala, suas relações de contato e estruturas de deformação.

O objetivo principal consistiu no reconhecimento da variação espacial dos processos e sistemas deposicionais das unidades mapeadas para a interpretação da evolução paleoambiental destas formações na região. Para tanto foram realizadas análises estratigráficas e faciológicas, tanto dos depósitos sedimentares quanto dos depósitos vulcanoclásticos, análises de proveniência de clastos e análises de paleocorrentes.

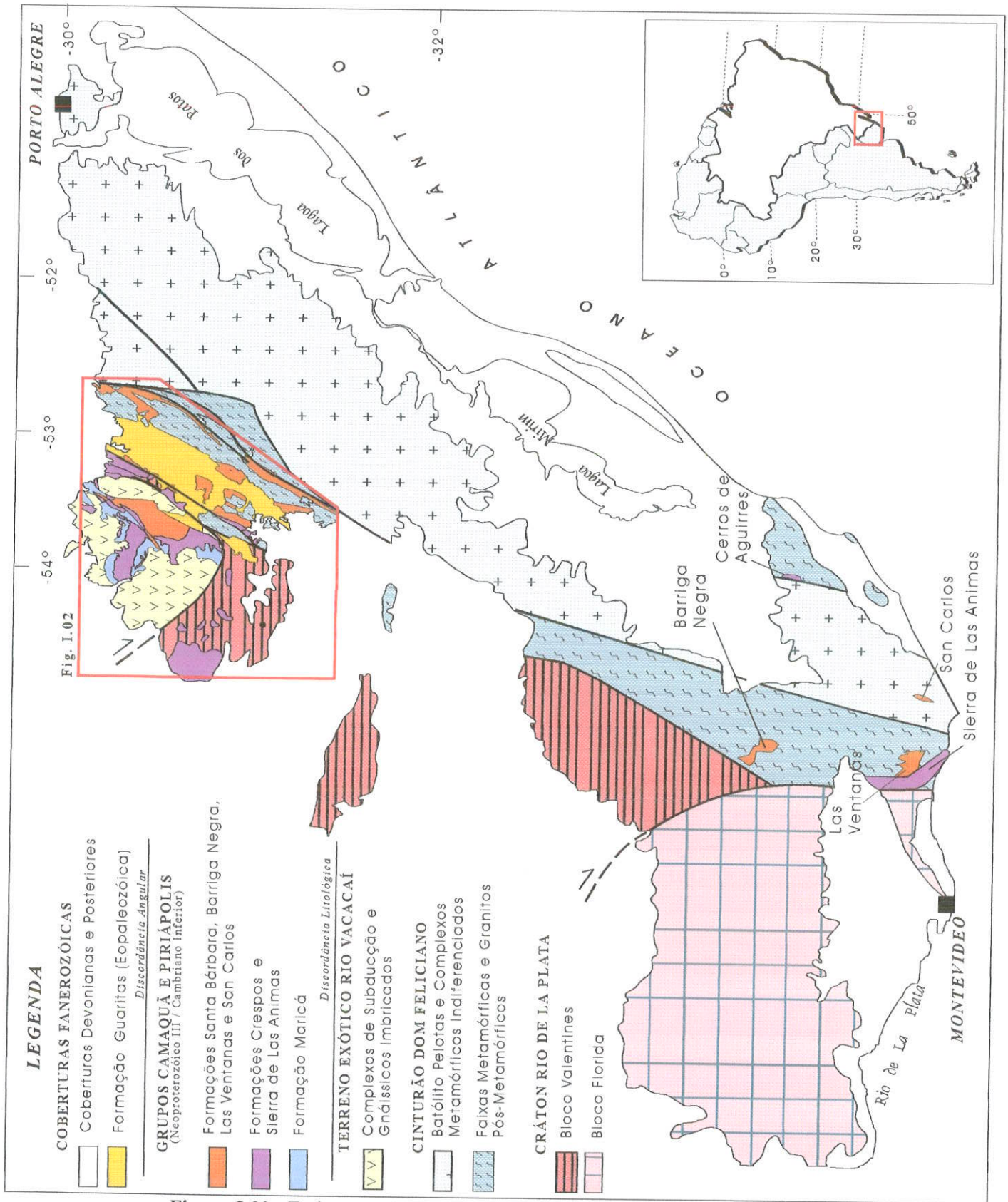



**Figura I.01** - Embasamento e coberturas sedimentares do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul e Uruguai ( Fragoso Cesar em preparação).

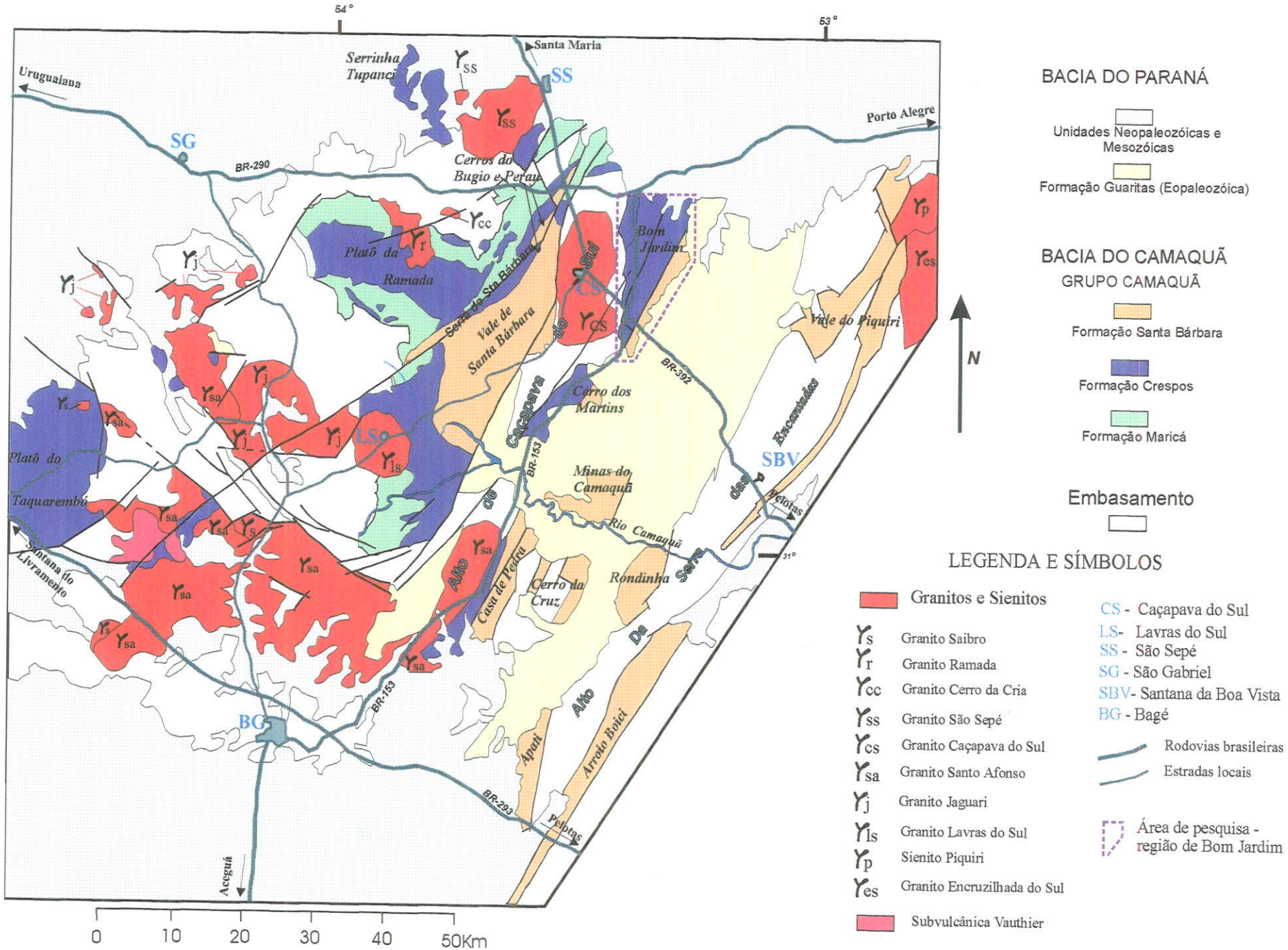



**Figura I.02:** Coberturas sedimentares, vulcânicas e vulcano-sedimentares do Grupo camaquã na porção centro-sul do Rio Grande do Sul, (modificado de Santos *et al.* 1989 e Fragoso Cesar *et al.* 2000b)

Um terceiro objetivo foi o reconhecimento de estruturas formadoras e/ou deformadoras destas unidades, visando a caracterização do contexto geotectônico formador da bacia. Podemos aqui antecipar que este objetivo foi apenas em parte alcançado, uma vez que foram reconhecidas somente estruturas deformadoras pós-deposicionais nestas unidades.

## I.1.2. Localização e vias de acesso

A exposição das unidades do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim compreendem aproximadamente 300 Km², localizando-se no município de Caçapava do Sul, Estado do Rio Grande do Sul (Fig. I. 03). O acesso à área pode ser feito através da rodovia BR-392 a partir de Caçapava do Sul, em direção a Bagé, até o entroncamento com a BR-153, que corta toda a unidade de sul a norte, representando a rodovia mais importante da área em questão. Estradas vicinais destas rodovias federais formam uma trama viária que abrange toda a área de estudo

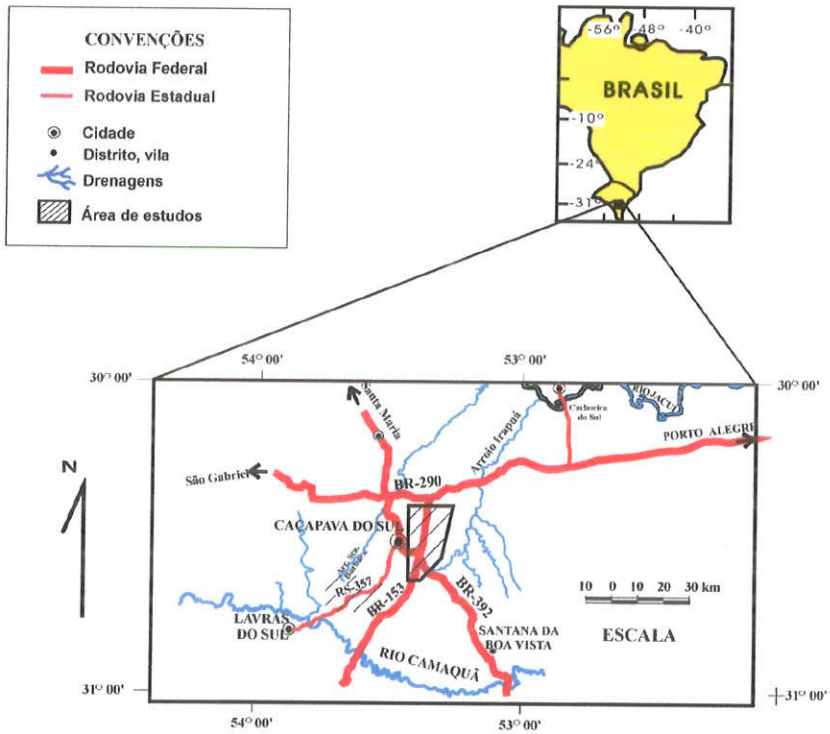



**Figura I.03** – Localização da área de pesquisa e vias de acesso

## I.2 - TRABALHOS REALIZADOS E MÉTODOS EMPREGADOS

A pesquisa concentrou-se em trabalhos de campo e tratamento dos dados coletados. Os trabalhos de campo, realizados em 7 etapas, contaram com 80 dias na área e arredores, permitindo o entendimento das relações entre as unidades estudadas. Estes trabalhos compreenderam as seguintes etapas:

(1) Mapeamento geológico na escala de 1:50.000;

(2) Análises de fácies, proveniência e paleocorrentes dos depósitos sedimentares e vulcanoclásticos;

(3) Levantamento de seções colunares detalhadas em afloramentos representativos das unidades mapeadas;

(4) Coleta de amostras para petrografia;

(5) Colela de dados estruturais em falhas com estrias e indicação de movimento.

Trabalhos de gabinete, em grande parte realizados entre os períodos de trabalhos de campo, compreenderam as seguintes etapas:

(1) Revisão bibliográfica e cartográfica;

(2) Interpretação de imagens digitais de satélite TM-Landsat;

(3) Interpretação de jogos de fotografias aéreas na escala 1:25.000;

(4) Análise petrográfica;

(5) Classificação de fácies e interpretação dos sistemas deposicionais com base em modelos publicados;

(6) Elaboração de tabelas de proveniência de clastos por unidade de mapeamento;

(7) Tratamento estatístico e elaboração de diagramas de paleocorrentes;

(8) Tratamento dos dados estruturais e análise de campos de tensão;

(9) Confecção de mapa geológico e paleoambiental;

(10) Discussões, reflexões e redação da dissertação de mestrado.

### *I.2.1 Mapeamento Geológico em escala 1:50.000*

O mapeamento geológico foi realizado na escala 1:50.000, utilizando as folhas topográficas 1:50.000 de Caçapava do Sul (Folha SH.22-Y-A-V-1) e Durasnal (SH.22-Y-A-II-3). Foram executados diversos perfis transversais à estruturação das unidades. No total foram descritos mais de 290 afloramentos, localizados e simbolizados na Fig. III.7b de acordo com suas litologias e posicionamento estratigráfico. A elaboração do mapa contou com o auxílio fundamental das imagens de sensoriamento remoto, interpretação de fotografias aéreas e da análise petrográfica de lâminas delgadas obtidas a partir de amostras de campo.

Os trabalhos de campo contaram com o levantamento de seções de detalhe, obtenção de medidas de paleocorrentes, de estruturas tectônicas e levantamento estatístico de proveniência das unidades conglomeráticas. Estes trabalhos resultaram na caracterização e subdivisão das unidades litoestratigráficas das formações Crespos e Santa Bárbara encontradas na área de pesquisa (Fig. III.7a) e na geração de um mapa geológico e paleoambiental destas formações (Mapa Anexo).

Os trabalhos prévios de cartografia geológica na região de Bom Jardim, utilizados no reconhecimento inicial da área, compreendem uma carta na escala 1:250.000 da quadrícula de Caçapava do Sul (Ribeiro *et al.*, 1966) e outra em escala 1:50.000 específica da área estudada (Ribeiro 1970), além de um trabalho de mapeamento de estudantes formandos em geologia da UFRGS (1977, inédito), que

abrange a parte meridional da área, e outro trabalho na escala de 1:25.000 realizado pela DOCEGEO (inédito).

### *I.2.2 Interpretação de Produtos de Sensoriamento Remoto e de Fotografias Aéreas*

Como ferramenta auxiliar aos trabalhos de mapeamento geológico foram utilizadas produtos de sensoriamento remoto, constituindo parte da imagem WRS 222/91 do sensor LANDSAT/TM, com as bandas 2, 3, 4, 5 e 7, tratada através do programa PCI EASI-PACE pelo geólogo Renato Paes de Almeida. A análise baseou-se predominantemente na identificação de lineamentos e na correlação entre padrões texturais e espectrais de descontinuidades e litologias específicas.

Realizou-se também a interpretação das fotografias aéreas (vôo de 1977) que, aliada aos resultados obtidos com a interpretação dos produtos de sensoriamento remoto, possibilitou a visualização de contatos litológicos e tectônicos entre as unidades, permitindo um refinamento do mapa geológico da área.

### *I.2.3) Análise de Fácies e Sistemas Deposicionais*

Segundo Reading (1986), fácies é um corpo de rocha que apresenta características específicas definidas com base em composição, textura, fósseis, estruturas sedimentares e cor. A análise de fácies sedimentares foi a principal técnica utilizada para a interpretação dos processos e ambientes de sedimentação da área estudada. Para tanto procurou-se descrever litotipos com características semelhantes, agrupando-os em fácies que possibilitassem o reconhecimento de seu processo gerador. Na Tabela III.05, cada fácies foi designada com uma sigla, que sintetiza a granulometria e as estruturas sedimentares predominantes, acompanhada por sua descrição e pela interpretação de seu(s) processo(s) gerador(es).

Após a classificação das fácies, realizou-se a descrição das associações de fácies que compreendeu o reconhecimento dos grupos de fácies freqüentemente relacionadas, das geometrias e espessuras das camadas, bem como dos limites entre as fácies.

O agrupamento das fácies em associações de fácies permitiu o reconhecimento dos processos sedimentares responsáveis por estes depósitos, levando à interpretação dos sistemas deposicionais atuantes na deposição das formações Crespos e Santa Bárbara. Este procedimento seguiu os preceitos teóricos da análise de fácies, sumarizados por Reading (1986), e levou em consideração o conceito de modelo de fácies, discutido por Walker (1992), que sintetiza os principais elementos e características de um ambiente deposicional, permitindo o reconhecimento de depósitos semelhantes no registro sedimentar.

A nomenclatura utilizada, com raras exceções, foi aquela sugerida por Suguio (1998), sendo os termos e definições de ambientes marinhos baseados em Reading & Collinson (1996 –Fig. I.04), e os de ambientes lacustres, em Talbot & Allen (1996 –Fig. I.05).

As associações de fácies foram representadas através do levantamento de seções colunares de detalhe e de seções esquemáticas, que serviram de elemento para comparação com ambientes deposicionais e modelos de fácies descritos na bibliografia, principalmente em Reading (1986, 1996), Walker & James (1992), McPhie *et al.* (1993) e Plint (1995).

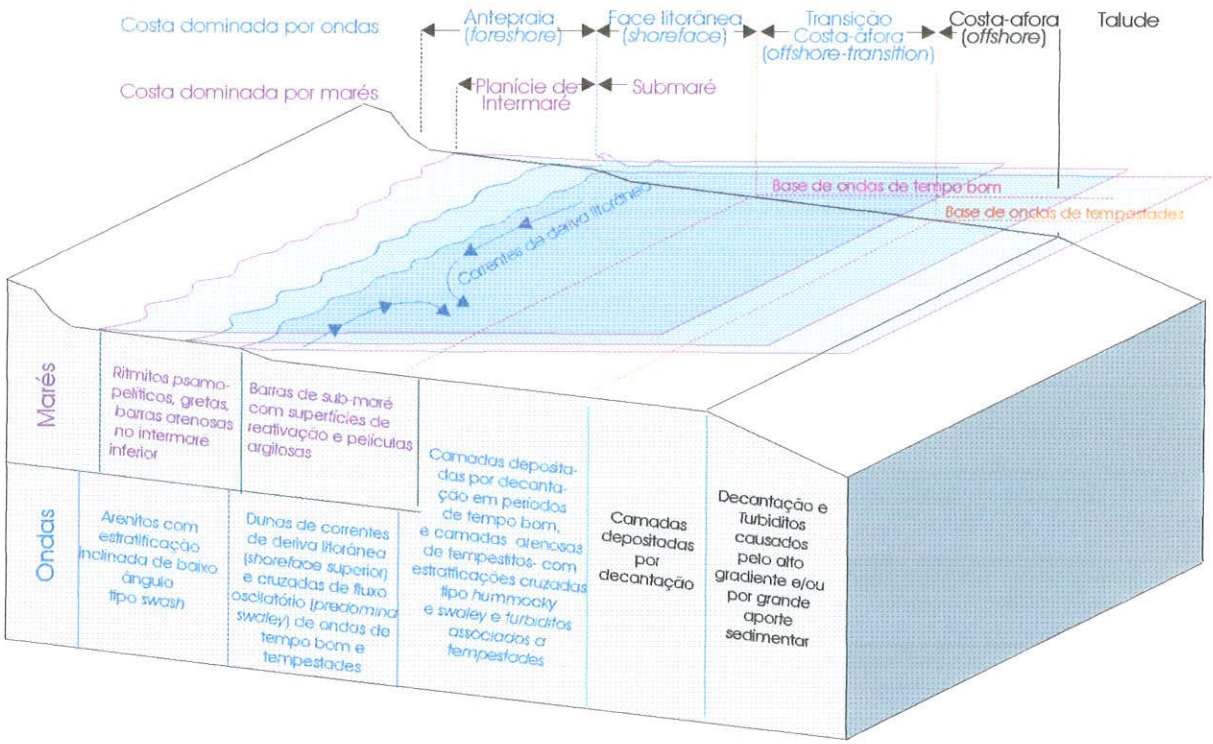



**Figura I.04:** Ambientes marinhos e tipos de depósitos associados (modificado de Reading & Collinson 1996 e Walker & Plint 1992)

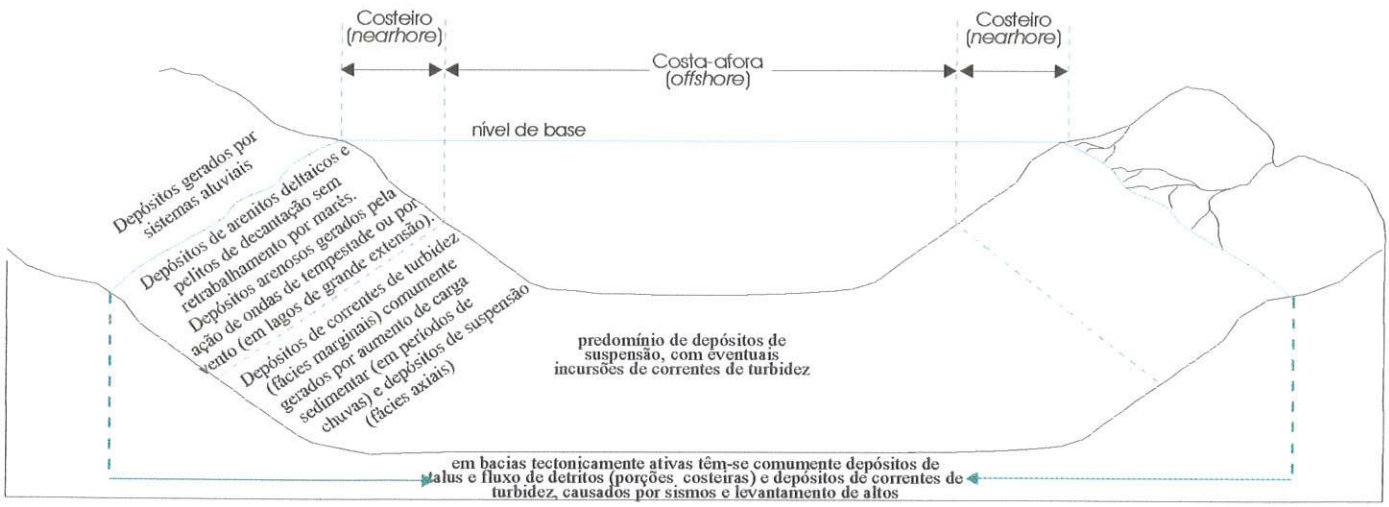



**Figura I.05:** Ambientes de bacia lacustre dominados por clásticos e tipos de depósitos associados (a apartir de considerações de Talbot & Allen 1996)

### *I.2.4) Análise de Proveniência*

A análise de proveniência, conforme utilizado nesta dissertação, baseia-se na classificação e contagem dos fragmentos constituintes do arcabouço das rochas conglomeráticas para o reconhecimento de suas áreas-fonte.

As análises de proveniência foram realizadas macroscopicamente em depósitos conglomeráticos, em clastos com diâmetro maior que 1 cm. A contagem foi realizada em mais de 100 fragmentos por afloramento, selecionando suas porções mais representativas, conforme método desenvolvido por Fambrini *et al.* (1992) e Fambrini (1998), adaptados de Nilsen (1969), Graham *et al.* (1986) e Ibbeken & Schleyer (1991).

A análise estatística de proveniência forneceu o reconhecimento das rochas-fonte das unidades conglomeráticas, permitindo a inferência a respeito dos processos tectônicos atuantes durante a evolução da bacia receptora.

### *I.2.5) Análise de Paleocorrentes*

A análise de paleocorrentes baseia-se na medição de orientação de estruturas sedimentares geradas por correntes aquosas ou vento, para a obtenção da direção e sentido do elemento de corrente que as gerou.

As principais estruturas sedimentares utilizadas na análise de paleocorrentes da Formação Crespos foram laminações cruzadas e marcas onduladas (sendo estas as estruturas hidrodinâmicas direcionais dominantes desta unidade), bem como raras medições em estratificações cruzadas tabulares. Na Formação Santa Bárbara realizou-se medições de paleocorrentes em estratificações cruzadas, marcas onduladas e laminações cruzadas e cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*).

Procurou-se extrair todas as medidas acessíveis por estação analisada, para obter, na medida do possível, um vetor médio representativo da paleocorrente. Os critérios de medição e tratamento dos dados de paleocorrentes empregados no presente trabalho são baseados em Potter & Pettijohn (1977) e Miall (1990).

Uma questão de grande importância no tratamento de dados de paleocorrentes em bacias tectonicamente deformadas é a correção do basculamento das camadas, pois este adiciona uma componente espacial que altera a direção dos estratos frontais ou eixos de acanaladas medidos. Para contornar este problema, em nosso estudo utilizamos um programa de computador desenvolvido por Almeida (2001), denominado PALEOCOR, que realiza a correção automática da componente de basculamento através de cálculos trigonométricos baseados na atitude do paleofluxo e de uma camada originalmente horizontal a ele associada.

### *I.2.6) Classificação de Rochas Vulcânicas e Vulcanoclásticas*

A classificação de rochas vulcânicas baseou-se essencialmente na análise petrográfica de lâminas delgadas, através da contagem das proporções mineralógicas dos fenocristais presentes, conforme

classificação de Streckeisen (1979 -Figs. I.06a e I.06b).

Também foram realizadas análises microscópicas das texturas primárias de cristalização, além de texturas de alteração, de acordo com proposta de McPhie *et al.* (1993).

A classificação das rochas vulcanoclásticas, discutida no item III.2, baseou-se nas propostas de Fisher (1961), Schmid (1981), Fisher & Schmincke (1984, 1994), Cas & Wright (1991) e McPhie *et al* (1993).

### *I.2.7) Análise Estrutural*

Foram realizadas análises preliminares da geologia estrutural, através de medições de falhas rúpteis com estrias e indicadores de movimento.

As estrias foram utilizadas na determinação da direção do movimento da falha, enquanto que o sentido da movimentação foi avaliado através dos seguintes critérios: (i) separação estratigráfica; (ii) degraus gerados por fraturas conjugadas e (iii) degraus de separação com preenchimento mineral.

Com base nestes dados foi realizada a análise dos campos de tensão atuantes, pelo método proposto por Angelier e Mechler (1977), com o auxílio do programa TRADE, desenvolvido pelo IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas).

Essa análise foi desenvolvida através do agrupamento em quatro conjuntos das estruturas medidas, considerando-se as direções das falhas e a obliquidade das estrias. Para cada conjunto foi aplicado o método de Angelier e Mechler (1977), que calcula diedros de compressão e extensão para cada plano e estabelece a direção provável dos campos de tensão para cada um dos conjuntos de planos, delimitando as áreas de intersecção dos diedros.

A análise estrutural teve como complemento a análise de imagens de satélites e de cópias de fotografias aéreas na escala de 1:25.000 para o reconhecimento de descontinuidades litológicas e lineamentos regionais, de difícil observação em campo.

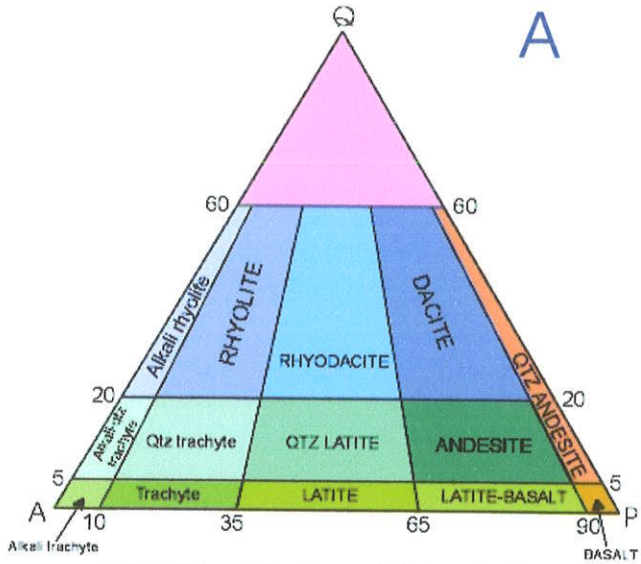
### *I.2.8) Análise Petrográfica*

As análises petrográficas contaram com a descrição de lâminas delgadas, tendo-se dado ênfase às rochas da Formação Crespos, com o objetivo de se estabelecer a classificação petrográfica das rochas vulcânicas, bem como a caracterização das rochas piroclásticas, vulcanoclásticas e siliciclásticas.

A classificação petrográfica das rochas sedimentares seguiu os critérios de Folk (1968), e foi efetuada em amostras de algumas das fácies de maior interesse e difícil classificação macroscópica.

Para a classificação petrográfica de rochas piroclásticas, seguiram-se as propostas de McPhie *et al.* (1993), Fisher (1961), Schmid (1981) e Fisher & Schmincke (1984). Estas classificações envolvem características granulométrica dos clastos e sua gênese.

A análise petrográfica foi realizada no Laboratório de Petrografia Sedimentar (processo FAPESP 97/10669-0) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.




IUGS Classification of Volcanic Rocks

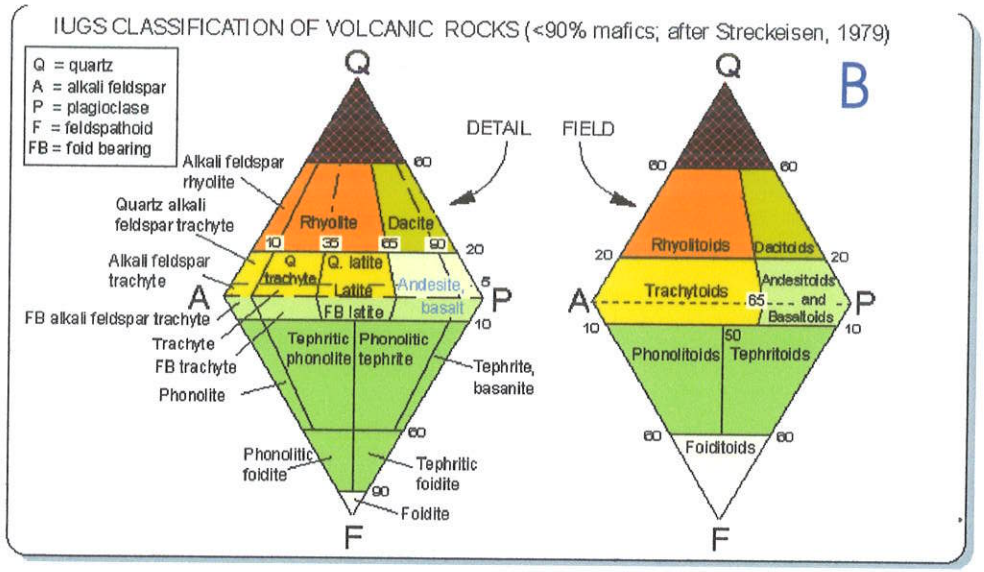



**Figura I.06:** Classificações petrográficas de rochas vulcânicas baseadas na proporção dos minerais em fenocristais (Streckeisen 1979).

# CAPÍTULO II – CONSIDERAÇÕES GERAIS: HISTÓRICO DOS CONHECIMENTOS E ESTRATIGRAFIA DAS COBERTURAS DO ESCUDO GAÚCHO NO RIO GRANDE DO SUL

## II.1 - INTRODUÇÃO

O presente capítulo trata da síntese bibliográfica sobre o embasamento pré-cambriano no Rio Grande do Sul e sobre suas coberturas não-metamórficas depositadas entre o Neoproterozóico III e o início do Cambriano. Será também apresentado uma síntese estratigráfica do Grupo Camaquã, conforme empregada na presente dissertação.

## II.2 – EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO DO RIO GRANDE DO SUL

O embasamento do Grupo Camaquã no Rio Grande do Sul é composto por uma variedade de litologias metamórficas e ígneas, que se extendem para o Uruguai, com origem ou deformação principal relacionada ao eventos orogênicos do Ciclo Brasiliano (Neoproterozóico). Localmente ocorrem rochas de idade paleoproterozóica relativamente preservadas, concentradas na porção sudoeste deste escudo, designado como Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense por Picada (1971) e simplificado para Escudo Gaúcho por Fragoso-Cesar (1991). Os principais compartimentos tectônicos deste escudo foram apontados por diversos autores (*e.g.* Picada 1971, Ferrando & Fernandez 1971, Ribeiro & Fantinel 1978, Fragoso-Cesar 1980, 1991, Fernandes *et al.* 1992), sendo aqui utilizada a compartimentação sugerida por Fragoso-Cesar (em preparação).

Na porção uruguaia do escudo, Ferrando & Fernandez (1971) reconheceram a existência de um "Zócalo de la Cuenca del Rio de la Plata", redefinido como Cráton do Rio de La Plata por Almeida *et al.* (1973), e um "Zócalo de Este y Sureste", relacionado à atividade magmática e metamórfica neoproterozóica.

Ribeiro & Fantinel (1978) reconheceram uma associação de ofiolito-melange na porção oeste do Escudo Gaúcho Rio Grande do Sul, caracterizando três zonas tectônicas: a Zona Oeste, a Zona Mediana e a Zona Leste.

Fragoso-Cesar (1980) definiu o Cinturão Dom Feliciano, incluindo sob uma denominação comum as zonas Mediana e Leste de Ribeiro & Fantinel (1978) e o "Zócalo del Este y Sureste" de Ferrando & Fernandez (1971). A Zona Oeste de Ribeiro & Fantinel (1978) foi relacionada ao Cráton Rio de La Plata, sendo a associação ofiolito-melange interpretada como um *greenstone belt* antigo deste cráton.

Fragoso-Cesar *et al.* (1982[a,b]), dando continuidade à aplicação de conceitos de Tectônica de Placas pioneiramente aplicados por Ribeiro & Fantinel (1978) no Escudo Gaúcho, desenvolveram um modelo para o Cinturão Dom Feliciano envolvendo abertura oceânica e posterior subducção sob o paleocontinente que contém o Cráton Rio de La Plata, com geração de arco magmático cordilherano e colisão com a placa que contém o Cráton do Kalahari. Registrando esta colisão instalou-se uma antefossa molássica entre o então formado Cinturão Dom Feliciano e o Cráton Rio de La Plata, designada de Antefossa do Sudeste, aflorante desde Santa Catarina até o sul do Uruguai. Para o RS em particular, esta antefossa foi posteriormente

designada como Antefossa Camaquã (Fragoso-Cesar *et al.* 1984).

Soliani Jr. (1986) extendeu este modelo para a região anteriormente definida como Terreno Granito-Greenstone do Rio Vacacaí (Fragoso-Cesar & Soliani Jr. 1984), caracterizada como neoproterozóica através de dados radiométricos (Rb/Sr) e interpretada como bacia de retro-arco do Cinturão Dom Feliciano. Estas determinações geocronológicas e as medidas Pb/Pb realizadas por Machado *et al.* (1988), juntamente com estudos estruturais e geoquímicos então disponíveis (Silva Filho 1984), permitiram a Fragoso-Cesar (1990, 1991) reinterpretar esta estrutura como um terreno *sensu* Coney *et al.* (1980), constituído pela imbricação tectônica de fragmentos exóticos intraoceânicos, então definido como Terreno Exótico Rio Vacacaí. O caráter juvenil deste terreno foi posteriormente corroborado por Chemale Jr. *et al.* (1994), Babinsky *et al.* (1996) e Leite (1997), com as idades situando-se entre 700 e 750 Ma.

Baseando-se essencialmente em dados cinemáticos e estruturais e dando continuidade ao modelo de Fragoso-Cesar *et al.* (1982[a,b]) modificado por Soliani Jr. (1986), Fernandes *et al.* (1992) propuseram que após a colisão dos crátons Rio de La Plata e Kalahari, instalou-se uma bacia do tipo *strike-slip* situada junto ao Cinturão Dom Feliciano, reinterpretação da parte oriental da anteriormente definida Antefossa Camaquã.

Fragoso-Cesar & Machado (1997) e Fragoso-Cesar *et al.* (1998) aplicaram o conceito de terrenos suspeitos para subdividir as demais unidades do embasamento do Escudo Gaúcho. As evidências apontadas por estes autores levaram à interpretação de que estes fragmentos crustais apresentam procedências incertas e evoluções paleogeográficas e tectônicas distintas entre si. Neste trabalho, o Cráton Rio de La Plata é redefinido e considerado como um fragmento cratônico que também participou da colagem destes terrenos, sendo então denominado como Terreno Rio de La Plata. Segundo os autores, o contato destes terrenos pré-cambrianos dá-se por grandes zonas de cisalhamento transpressivo, que teriam sido responsáveis pela evolução das coberturas do Escudo Gaúcho entre o Neoproterozóico e o Eopaleozóico, em resultado aos rearranjos tectônicos destes terrenos.

De acordo com a Fig. I.01, pode-se considerar a seguinte compartimentação para o Escudo Gaúcho (Fragoso-Cesar em preparação): (i) o Cráton Rio de La Plata, subdividido nos blocos Granito-Greenstone do Uruguai e de Alto Grau Valentines, marginados a leste pelo (ii) Cinturão Dom Feliciano. No extremo noroeste deste escudo, tectonicamente exótico em relação a estas estruturas, aflora o (iii) Terreno Exótico Rio Vacacaí .

Na área de estudo (Mapa Anexo), as rochas do embasamento do Escudo Gaúcho são representadas pela exposição mais oriental do Terreno Rio Vacacaí e pela borda ocidental do Cinturão Dom Feliciano. Nessa região, o terreno Rio Vacacaí é constituído por metassedimentos de baixo grau, incluindo filitos, xistos, metaconglomerados e metavulcânicas. As rochas do Cinturão Dom Feliciano constituem-se de mármores e metacalcários, além de filitos. Granitóides neoproterozóicos, tidos como comagmáticos à Formação Crespos, afetam estas rochas do embasamento. O contato destas rochas com as do Grupo Camaquã é feita através de falhas normais.

## II.3 – SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA SOBRE AS COBERTURAS NEOPROTEROZÓICAS-EOPALEOZÓICAS DA PORÇÃO CENTRO-SUL DO RIO GRANDE DO SUL

A evolução dos conhecimentos sobre as coberturas não metamórficas da porção centro-sul do Rio Grande do Sul é marcada pela proposição de distintas colunas estratigráficas com várias denominações de unidades. O emprego de múltiplas denominações ocorreu possivelmente em função da complexidade estratigráfica destas unidades, muitas vezes sem continuidade lateral ou não ocorrendo em outras regiões, que acabaram por gerar confusão no estabelecimento de uma coluna estratigráfica modelo. Desta forma, muitos autores acabaram utilizando, por um lado, a mesma nomenclatura para diferentes unidades e, por outro lado, critérios distintos de classificação e correlação entre as litologias existentes.

Os trabalhos pioneiros a respeito das coberturas do Rio Grande do Sul foram de Carvalho (1929, 1932), quando foi designada de *Série Camaquan* um pacote de rochas conglomeráticas sobrepostas por arenitos com palhetas de micas, situadas às costas do Arroio Seival, cuja deposição teria ocorrido no Eopaleozóico, após derrames andesíticos.

Leinz *et al.* (1941) definiram a Formação Maricá, descrita na serra homônima situada a oeste de Caçapava do Sul, como sendo constituída por arcóseos com seixos de fragmentos de rochas graníticas e por folhelhos. A sobreposta *Série Camaquã*, é formada tanto por camadas horizontais quanto inclinadas (*Camaquã Horizontal* e *Camaquã Inclinado*), sendo estas últimas relacionadas ao vulcanismo andesítico que recobriria estas unidades. Por fim, no topo da coluna, ocorreria o "Conglomerado Seival".

Melcher & Mau (1960) designaram a Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941) como *Série Maricá*, incluindo nesta unidade, porém, xistos e filitos, além de outras rochas metamórficas do embasamento cristalino que circundam o "Plutão de Caçapava", anteriormente mapeado e designado por Leinz *et al.* (1941), mantendo a denominação de *Série Camaquã* às camadas vermelhas situadas a leste deste granito.

Robertson (1966 —publicado a partir de manuscrito de 1961 *apud* Ribeiro *et al.* 1966), redefiniu a *Série Camaquã* de Carvalho (1932) como Grupo Camaquã, dividindo-o em quatro unidades: formações Santa Bárbara e Guaritas —redefinições, respectivamente, do *Camaquã inclinado* e do *Camaquã horizontal* de Leinz *et al.* (1941)—, Andesito Martins e Conglomerado Coxilha. As camadas vermelhas, que encontram-se à leste do *stock* de Caçapava, foram denominadas de *Formação Maricá Fácies Leste*. Este autor também definiu o Riolito da Ramada, composto por riolitos e tufos ácidos, anteriormente estudados por Almeida (1949) e ignimbritos descobertos e descritos por Mau (1959, 1962). Segundo o autor, esta unidade ocorre discordantemente sotoposta ao Grupo Camaquã, recobrindo vulcânicas básicas e intermediárias então denominadas de Andesito Hilário, e discordantemente sobre a Formação Maricá.

Goñi *et al.* (1962) expandiram e redefiniram a Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941) elevando-a ao *status* de grupo e subdividindo-a em uma Seqüência Sedimentar, equivalente à Formação Maricá (*sensu* Leinz *et al.* 1941), recoberta pela Seqüência Vulcânica, constituída por rochas efusivas ácidas na base e básicas no topo. Aos conglomerados e arenitos que recobrem o Grupo Maricá, estes autores designaram como Formação Camaquã e Formação Guaritas, discordantemente individualizadas.

Em trabalhos conjuntos de mapeamento geológicos para a DFPM (Divisão de Fomento da Produção Mineral) na escala de 1:250.000 das quadrículas de Caçapava do Sul e de Encruzilhada do Sul, Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari & Picada (1966) definiram o Grupo Bom Jardim, que incluíam, também, as rochas vulcânicas sobrepostas à Formação Maricá. Este grupo então definido seria discordantemente sobreposto pelo Grupo Camaquã (*sensu* Robertson 1966).

A denominação Bom Jardim foi dada por Ribeiro *et al.* (1966) em função da localidade de Bom Jardim, situada a aproximadamente 20 Km a NE de Caçapava do Sul. Este grupo foi subdividido nas seguintes unidades (da base para o topo): (i) Formação Arroio dos Nobres (*sensu* Tessari 1965 *apud* Ribeiro *et al.* 1966), com predomínio do Membro Mangueirão na base (arenitos, grauvacas, arcóseos, siltitos e folhelhos) e do Membro Vargas no topo (arenitos conglomeráticos e conglomerados), e (ii) Formação Crespos, composta por rochas vulcânicas de composição ácida e básica e rochas sedimentares com predominância de detritos vulcânicos. A Formação Crespos foi subdividida nos membros: Hilário (correspondente ao Andesito Hilário de Robertson 1966) e Acampamento Velho (correspondente ao Riolito Ramada, de Robertson 1966 —o termo Ramada foi preterido pois Leinz *et al.* 1941 já haviam utilizado esta designação para o Granito Ramada).

Quanto ao Grupo Camaquã, sobreposto ao Grupo Bom Jardim por discordância, Ribeiro *et al.* (1966) consideraram a subdivisão de Robertson (1966), definindo o Membro Rodeio Velho como uma sub-unidade da Formação Santa Bárbara. O Andesito Martins de Robertson (1966) foi então interpretado como uma das exposições do Membro Hilário.

Em trabalhos de mapeamento geológico na Folha de Bom Jardim, na escala de 1:50.000, Ribeiro (1970) reconheceu as unidades Arroio dos Nobres e Crespos, não conseguindo, porém, individualizá-las na escala do mapeamento realizado, agrupando-as, desta forma, no então denominado Grupo Bom Jardim Indiferenciado. Ainda nesta região, atribuiu à Formação Santa Bárbara (*sensu* Robertson 1966) os arenitos vermelhos, arcóseos e camadas de conglomerados que se encontram em uma extensa faixa alongada, de direção NE-SW, localizada a leste do então denominado Grupo Bom Jardim (Indiferenciado), em contato por falha (Falha da Angélica). Esta formação é recoberta a leste, de forma erosiva e angular, pelos conglomerados da Formação Guaritas (*sensu* Robertson 1966).

Ribeiro (1970) já considerava uma contemporaneidade na origem dos membros Acampamento Velho e Hilário, já notada por Ribeiro *et al.* (1966), descrevendo intercalações dos termos intermediários e ácidos com sedimentos detríticos nas exposições a leste do município de Caçapava do Sul, na região de Bom Jardim.

Minioli & Kawashita (1971), baseados em estudos radiométrico K/Ar, consideraram uma simultaneidade (ou uma diferença de tempo muito pequena) entre os derrames andesíticos (Membro Hilário) e riolíticos (Membro Acampamento Velho), e consideraram estas vulcânicas como contemporâneas às rochas graníticas de Lavras e Caçapava do Sul, sugerindo para estes plútons uma idade no limite Pré-Cambriano/Cambriano e colocando o Membro Hilário no fim do Pré-Cambriano.

Cordani *et al.* (1974) elevaram o Membro Acampamento Velho ao *status* de Formação,

considerando análises radiométricas K/Ar e Rb/Sr efetuadas nos riolitos do Platô da Ramada e corpos graníticos intrusivos próximos a estas rochas.

Santos *et al.* (1978) realizaram mapeamento de semi-detalhe em parte das coberturas do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul, propondo uma nova nomenclatura para as unidades sedimentares e vulcano-sedimentares do então redefinido Grupo Maricá. Este grupo foi dividido em três sucessões: (i) a unidade basal, predominante sedimentar, denominada Formação Pessegueiro, eqüivalendo à Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941); (ii) sobreposta a esta, descreveram uma seqüência vulcano-sedimentar denominada Formação Cerro dos Martins, equivalente à parte do Grupo Bom Jardim Indiferenciado de Ribeiro (1970) e (iii) Formação Acampamento Velho. Estes autores também relataram estreitas intercalações de rochas vulcânicas andesíticas e rochas sedimentares.

Ribeiro & Fantinel (1978) elevaram os membros Hilário (de Ribeiro *et al.* 1966) e Vargas (de Tessari & Picada 1966) a formações. Estes autores englobaram a Formação Maricá (*sensu* Leinz *et al.* 1941), bem como as formações Hilário, Vargas e Acampamento Velho, no então redefinido Grupo Bom Jardim. Esta unidade foi interpretada como depósitos orogênicos governados por atividades tectônicas e eruptivas de um arco magmático próximo, com geração de sedimentos do tipo *flysh*. Aos depósitos do Grupo Camaquã, atribuiram um caráter molássico (previamente considerado por Ribeiro & Carraro 1971), e uma geração a partir de um "arqueamento negativo" dos depósitos do Grupo Bom Jardim.

Aplicando os conceitos de Tectônica de Placas, Ribeiro & Fantinel (1978) propuseram processos tectônicos compressionais que resultaram na imbricação de rochas metamórficas do embasamento com as rochas não-metamórficas do Grupo Bom Jardim, admitindo uma subducção entre a Zona Leste e a Zona Oeste do Escudo Gaúcho.

Ribeiro & Lichtemberg (1978) propuseram a subdivisão da Formação Santa Bárbara em dois membros: camadas Lanceiros e Rodeio Velho (de Ribeiro *et al.* 1966).

Fragoso-Cesar *et al.* (1982[a]) classificaram o Grupo Bom Jardim Indiferenciado de Ribeiro (1970) como parte da Associação Molássica Plutono-Vulcano-Sedimentar, considerando a ocorrência de plútons graníticos comagmáticos ao vulcanismo andesítico e riolítico, como os *stocks* graníticos São Sepé, Caçapava do Sul e Lavras do Sul, conforme descritos por Ribeiro *et al.* (1966). Definiram como Associação Molássica Sedimentar aos depósitos correspondentes à Formação Arroio dos Nobres na sua área tipo, no leste da Bacia do Camaquã, estudada por Tessari & Picada (1966). Esta unidade foi considerada autóctone, em contraposição ao modelo de Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981 *apud* Fragoso-Cesar 1991) que consideravam-na alóctone, carreada por *nappe*. Fragoso-Cesar *et al.* (1982[a]) salientaram, para tanto, as descrições de Tessari & Picada (1966) a respeito da proximidade de uma fonte específica de rocha sienítica em relação aos depósitos conglomeráticos desta unidade com predomínio de seixos de sienito, descartando grande movimentação na falha de borda.

Issler (1982, 1983) propôs uma origem orogênica para o Granito Caçapava do Sul e porções centrais dos granitos Lavras e São Sepé (considerados por este autor, de idade em torno de 670 Ma), em

função da colisão dos crátons Dom Feliciano e Rio de La Plata. Para as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas destas coberturas, o autor considerou uma origem a partir de *rifts* intracontinentais, gerados após a colisão e seguidos por intrusões graníticas anorogênicas, principalmente os granitos Ramada e Cerro da Cria (Ribeiro *et al.* 1966), o Sienito Piquiri (Tessari & Picada 1966), além de porções periféricas dos granitos São Sepé e Lavras do Sul, consideradas de idade em torno de 535 Ma.

Através de análises petrográficas e geoquímicas, Roisemberg *et al.* (1983) caracterizaram uma origem intraplaca e anorogênica para as rochas vulcânicas intermediárias a básicas da Formação Hilário (de afinidade alcalina) e orogênica para as rochas ácidas da Formação Acampamento Velho (de afinidade cálcio-alcalina), correlacionando estas a arcos magmáticos e zonas de subducção em margens continentais ativas. Os autores classificaram as rochas vulcânicas de composições intermediárias a básicas como basaltos, hawaiitos, mugearitos e traqui-andesitos. Os termos ácidos foram considerados como riolitos e traquitos.

Considerando as coberturas do Escudo Gaúcho aflorantes a leste do alto de Caçapava do Sul, como integrantes da então chamada Antefossa Camaquã, Fragoso-Cesar *et al.* (1984) caracterizaram seus depósitos como de antefossa molássica, relacionada à evolução do Cinturão Dom Feliciano. Estes autores denominaram como Molasses Precoces depósitos reunidos sob diversas designações: Formação Maricá Fácies Leste de Robertson (1966), Arroio dos Nobres de Ribeiro *et al.* (1966) e Cerro dos Martins de Santos *et al.* (1978), além do Grupo Bom Jardim Indiferenciado de Ribeiro (1970). A Formação Guaritas *sensu* Robertson *et al* (1966), foi classificada como Molasse Tardia.

Fragoso-Cesar *et al.* (1985), extendendo o conceito de Grupo Camaquã para todas as coberturas do Escudo Gaúcho, incluindo as situadas a oeste do alto de Caçapava do Sul, redefiniram-no como sendo composto pelas Formação Maricá, constituída pelos membros Mangueirão, Pessegueiro, Vargas e Hilário, Formação Acampamento Velho e Formação Guaritas Guaritas, englobando as unidades anteriormente mapeadas como topo da Formação Santa Bárbara, Formação Guaritas e Conglomerado Coxilha.

Através de análises geoquímicas, Nardi & Lima (1985) interpretaram como tendo caráter shoshonítico as rochas vulcânicas da Formação Hilário, na região de Lavras do Sul, agrupando estas vulcânicas com as graníticas de Lavras do Sul na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS, que compreende derrames básicos a intermediários, piroclásticas e intrusões de rochas monzoníticas, quartzo-monzoníticas e, principalmente, graníticas. Estes autores propuseram um ambiente distensivo responsável pela geração deste magmatismo, sendo este seguido por magmatismo de caráter alcalino e peralcalino, gerador das rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho e plutônicas da Suite Saibro. Consideraram esta distensão como o produto de *rifts* associados a zonas de espessamento crustal, em ambientes orogenéticos.

Através de análises geoquímicas e petrográficas de rochas vulcânicas, piroclásticas e vulcano-sedimentares da região de Lavras do Sul, Lima & Nardi (1985) consideraram uma origem magmática de ambiente continental, relacionando-o a um evento orogênico de áreas vizinhas.

Nardi & Bitencourt (1989) sugeriram a ocorrência de evento de subducção tipo B como responsável

pela geração de rochas magmáticas de caráter shoshonítico, correlacionando-as aos principais estágios da Orogênese Brasiliana no Escudo Sul-Riograndense, seguidas por magmatismo de caráter alcalino, que correspondem a estágios de orogênese com subducção tipo A.

Leites *et al.* (1990), estudando a região do Passo do Salsinho, identificaram quatro seqüências vulcano-sedimentares englobando as unidades vulcânicas e sedimentares do escudo, sendo a primeira equivalente à Formação Maricá (de Leinz *et al.* 1941) ou Pessegueiro (Santos *et al.* 1978), a segunda à parte do Grupo Bom Jardim de Ribeiro *et al.* (1966), a terceira, totalmente vulcanogênica, correspondente ao Membro Acampamento Velho de Ribeiro *et al.* (1966), e a quarta seqüência vulcano-sedimentar, identificada com a Formação Guaritas de Fragoso-Cesar *et al.* (1985). Dentro da Seqüência Vulcano-Sedimentar 2, Leites *et al.* (1990) consideraram os membros Hilário, com fácies piroclásticas associadas, Vargas e Mangueirão. Na Seqüência Vulcano-Sedimentar 3, estes autores registraram a ocorrência de derrames e ignimbritos riolíticos, brechas, tufos e *lapilli*-tufos ácidos a intermediários.

Fragoso-Cesar (1991) caracterizou a Orogenia Bom Jardim, ocorrida aproximadamente entre 650-530 Ma, afetando os blocos Taquarembó e São Gabriel, e gerando plutonismo, vulcanismo e sedimentação molássica associados. O autor subdividiu este orógeno em 3 eventos relacionados ao Ciclo Brasiliano: (i) Evento Precoce-Orogênico, anterior a 600 Ma, (ii) Evento Sin-Orogênico, entre 580-530 Ma, destacando os plútons Lavras do Sul e Caçapava do Sul, além das suites Santo Afonso, Vauthier e Saibro, ocorrentes no Bloco Taquarembó, que os considerou contemporâneos às rochas vulcânicas da Formação Bom Jardim (equivalente ao Grupo Bom Jardim Indiferenciado *sensu* Ribeiro 1970) e (iii) Evento Tardi-Orogênico, ocorrido aproximadamente em 530 Ma, com geração de vulcanismo predominantemente ácido (Riolito Acampamento Velho), ao qual associou os granitos São Sepé (Sartori 1978, Wildner *et al.* 1990 *apud* Fragoso-Cesar 1991) e Cerro da Cria. Posteriores a estes eventos vulcânicos, Fragoso-Cesar (1991) denominou como Molassa Santa Bárbara às rochas siliciclásticas sobrepostas.

Para a porção leste, Fragoso-Cesar (1991) considerou uma segunda, e mais antiga, seqüência molássica distinta da primeira, composta por rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres, gerada em uma antefosa, denominada de Antefossa Camaquã, e relacionada a eventos orogênicos tardi-colisionais brasilianos (entre 570 e 530 Ma), denominados Orogenia Serra do Herval. Sobreposta a estas molassas, em discordância angular, o autor definiu a Molassa Guaritas (correspondente à Formação Guaritas de Robertson 1966), sendo esta relacionada a eventos transcorrentes, de movimentação transtensional. Neste trabalho, o autor redefiniu o Grupo Camaquã, englobando somente os depósitos da Formação Arroio dos Nobres e Molassa Guaritas.

Oliveira & Fernandes (1991) propuseram que a deposição da Formação Arroio dos Nobres teria ocorrido em uma bacia do tipo *strike-slip*, gerada por movimentos transcorrentes, ao final do Ciclo Brasiliano.

Oliveira & Fernandes (1992) desvincularam a gênese da Bacia Camaquã à ambientes de *foreland basins* (geograficamente associadas a cinturões orogênicos do tipo *fold and thrust belt*) e expandiram para toda a bacia a hipótese de movimentações transcorrentes.

Paim *et al.*(1992) dividiram as coberturas do Escudo Gaúcho em três seqüências *sensu* Sloss (1963) e Galloway (1989), separadas por discordâncias erosivas ou superfícies de inundação. Abordagem semelhante foi adotada por Paim (1994) e Paim *et al.* (1995), com a caracterização de unidades aloestratigráficas.

Na região do Vale do Boici, Sayeg *et al.* (1992[a]) caracterizaram depósitos de uma antefossa, denominada Antefossa Arroio dos Nobres, sendo seus depósitos basais denominados como Flysch Vale do Piquiri e, os de topo, como Molassa Vargas, englobados na Formação Arroio dos Nobres. Sayeg *et al.* (1992[a,b]) e Machado & Sayeg (1992) caracterizaram um evento transcorrente sinistral de caráter transpressivo como responsável pela geração desta bacia. Este evento, segundo os autores, estaria relacionado à fase tardi-colisional do Ciclo Brasiliano, correlacionando-o à Orogenia Serra do Herval de Fragoso-Cesar (1991).

Netto *et al.* (1992) relataram o primeiro registro de icnofósseis nestas coberturas, caracterizando ambientes marinhos para seus depósitos. Os autores identificaram uma relativa diversidade de icnogêneros divididos em três grupos: (i) do intervalo entre o Vendiano Superior, (ii) aqueles que surgem no Tomotiano e (iii) os que se limitam ao Vendiano.

Na região da Folha Passo do Salsinho, Wildner *et al.* (1994) caracterizaram fácies vulcânicas e piroclásticas de composição ácida, incluídas na Formação Acampamento Velho. Estes autores consideraram os granitos São Sepé, Ramada e Cerro da Cria como cogenéticos às vulcânicas e vulcanoclásticas, gerados em evento pós-orogênico, a partir do Cambriano.

Em mapeamento da Folha Passo do Salsinho em escala 1:50.000 , região que compreende os cerros do Bugio e Perau, Porcher *et al.* (1995) denominaram como Seqüência Vulcano-Sedimentar 2 aos depósitos vulcanoclásticos e epiclásticos que intercalam-se aos derrames vulcânicos de caráter intermediário. Estes autores associaram ao Grupo Bom Jardim as unidades vulcano-sedimentares que ocorrem nesta área, relacionando este vulcanismo ao Membro Hilário de Ribeiro *et al.* (1966).

Lima *et al.* (1995) denominaram como Vulcanismo II, posterior ao Vulcanismo I registrado em clastos na Formação Maricá, às rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Hilário, que foram consideradas cogenéticas às rochas hipoabissais e intrusivas do Complexo Granítico de Lavras do Sul e Monzogranito Santo Antonio. Caracterizaram estas rochas vulcânicas como de caráter básico a intermediário e afinidade shoshonítica e classificaram os depósitos piroclásticos associados como de queda, fluxos piroclásticos e *lahaars*.

Quanto aos termos ácidos, Lima *et al.* (1995) denominaram de Vulcanismo III às rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Acampamento Velho, ocorrentes principalmente nos cerros do Bugio e Perau e Platô do Taquarembó. Estes autores caracterizaram estas rochas como derrames riolíticos associados a rochas piroclásticas (brechas, ignimbritos e tufos a pó por queda), apresentando afinidade alcalina e caráter peralcalino, colocados em ambientes subaéreos. Consideraram esta unidade como cogenética à Suite Intrusiva Saibro, unidade de afinidade alcalina e caráter pós-orogênico (reanalisado por

Nardi & Bonin 1991, Gastal *et al.* 1992, Wildner *et al.* 1994), colocado em um período de quiescência tectônica.

Gresse *et al.* (1996) propuseram uma correlação entre as coberturas do Rio Grande do Sul e as bacias tardi- a pós-orogênicas do sul da África. Baseando-se na posição geográfica das bacias em relação aos principais elementos geotectônicos do Ciclo Brasiliano-Pan-africano, atribuiram às então denominadas formações Maricá e Bom Jardim uma origem em bacias de retroarco de antepaís, e às formações Santa Bárbara e Guaritas uma origem em bacias de colapso orogênico.

Fambrini *et al.* (1996) denominaram as unidades vulcano-sedimentares encontradas na região Casa de Pedra como Grupo Crespos, elevando a hierarquia da Formação Crespos de Ribeiro *et al.* (1966).

Fambrini (1998), em estudo na região das Minas do Camaquã, retirou a Formação Guaritas do Grupo Camaquã elevando-a à categoria de grupo. O autor considerou a discordância angular entre as unidades como a principal razão da individualização destas. Nesta região, o autor subdividiu o Grupo Camaquã em três unidades, a saber: (i) Formação Mangueirão (equivalente ao Membro homônimo de Ribeiro *et al.* 1966), (ii) Formação Vargas (correspondente ao Membro Vargas de Ribeiro *et al.* 1966) e (iii) Formação João Dias, definida por este autor.

Paim *et al.* (1999) denominaram de Alogrupo Bom Jardim às rochas vulcânicas e sedimentares que intercalam-se na região do Cerro dos Lopes, reconhecendo também rochas piroclásticas, bem como sedimentos vulcanogênicos interpretados como de ambiente subaéreo, com depósitos gerados por fluxos gravitacionais de sedimentos e camadas de correntes fluviais. Estes autores caracterizaram as rochas vulcânicas intermediárias como cálcio-alcalinas de alto potássio e alcalinas, com afinidade shoshonítica, registrando mugearitos, traquitos, quartzo-latitos, latitos, quartzo-traquitos, lati-andesitos, traqui-fonolitos e hawaiitos. Consideraram, entretanto, que a ação de processos hidrotermais/metamórficos atuantes nesta unidade, inviabiliza a caracterização tectônica somente em função da composição geoquímica das rochas vulcânicas.

Trabalhos recentes de mapeamento nestas coberturas (Almeida 2001, Pelosi 2001, Fambrini em prep., bem como a presente dissertação) realizados a norte do rio Camaquã, sugerem uma nova coluna estratigráfica para as coberturas do Escudo Gaúcho (Fragoso-Cesar *et al.* 2000[b]), composta, da base para o topo, pelas seguintes unidades:

1- Formação Maricá (*sensu* Leinz *et al.* 1941): depósitos conglomeráticos e areníticos fluviais intercalados com sedimentos areno-pelíticos marinhos, turbidíticos, com influência de tempestades.
2- Formação Crespos (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966): compreende rochas andesíticas e riolíticas, bem como sedimentos vulcanoderivados rítmicos e conglomeráticos associados com e intercalados às rochas vulcânicas, parte dos quais anteriormente atribuídos à Formação Arroio dos Nobres.
3- Formação Santa Bárbara (*sensu* Robertson 1966, incluindo unidades anteriormente designadas como Formação Arroio dos Nobres): constitui-se de conglomerados e brechas associados a leques aluviais costeiros, arenitos fluviais e ritmitos de composição areno-pelítica, de ambiente marinho raso, localmente profundo.

Depósitos predominantemente horizontais que recobrem as unidades do Grupo Camaquã são considerados por Fragoso-Cesar *et al.* (1998, submetido) como estágios iniciais da evolução da Bacia do Paraná, sendo representados pela Formação Guaritas, contendo intrusões e derrames andesíticos (Membro Rodeio Velho).

## ***Síntese Bibliográfica das Interpretações de Sistemas Deposicionais e Paleoambentais***

As interpretações de ambientes deposicionais para estas coberturas sedimentares foram inicialmente realizadas através de análises indiretas, como feições em rochas vulcânicas associadas, ou análises geoquímicas. Nesta linha tem-se, por exemplo, a citação de *pillow lavas* nos depósitos vulcânicos do Grupo Bom Jardim Indiferenciado por Ribeiro (1970), que caracterizou um ambiente subaquoso para esta unidade na região de Bom Jardim. Lima & Nardi (1985), estudando a região de Lavras do Sul, sugeriram um ambiente subaéreo. Altamirano (1981 *apud* Lavina *et al.* 1985) realizou análises geoquímicas de boro em rochas pelíticas da região do Cerro dos Martins, que indicaram um ambiente deposicional flúvio-lacustre.

Nos anos 80 iniciam-se os trabalhos referentes a análise de fácies e a estudos de processos e sistemas deposicionais, tendo como objetivo a caracterização do ambiente deposicional e da paleogeografia (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 1985, Lavina *et al.* 1985 e Faccini *et al.* 1987).

Fragoso-Cesar *et al.* (1985) descreveram depósitos de turbiditos, inunditos e tempestitos para o Membro Mangueirão e depósitos conglomeráticos de aspectos rítmicos e maciços para o Membro Vargas, cacarterizando a Formação Maricá como sendo gerada em uma antefossa assimétrica marinha, a partir de eventos compressivos relacionados ao fim do Ciclo Brasiliano. Para os depósitos da Formação Guaritas, os autores admitiram deposição em *grabens* gerados pela compartimentação das bacias molássicas do Camaquã e Santa Bárbara.

Lavina *et al.* (1985) realizaram estudos na porção central do Escudo Gaúcho, identificando duas grandes seqüências: (i) a Seqüência Inferior, relacionada à Molasse Precoce, comportaria depósitos marinhos de turbiditos e tempestitos que passam, para o topo, para depósitos conglomeráticos de leques costeiros progradantes; (ii) a Seqüência Superior, identificada como a Molasse Tardia, seria composta por sistemas continentais, incluindo depósitos eólicos, fluviais e lacustres.

Na região das Minas do Camaquã, Faccini *et al.* (1987) descreveram e interpretaram as fácies sedimentares das formações Maricá e Guaritas (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 1985), caracterizando depósitos de ritmitos e tempestitos de ambientes marinhos para a deposição da Formação Maricá e, na Formação Guaritas, ambientes deposicionais transicionais (na base), com depósitos de leques deltaicos e de sistemas aluviais, progradando para depósitos praiais e eólicos, chegando por fim a ambientes essencialmente continentais (no topo), com depósitos de sistemas aluviais intercalados a depósitos eólicos.

Na região de Passo do Salsinho, Leites *et al.* (1990) caracterizaram os depósitos sedimentares da Seqüência Vulcano-Sedimentar 2 como fluviais conglomeráticos, proximais de leques aluviais, intercalados a fácies finas subaquosas de um sistema de leques deltaicos. Para as fácies finas, interpretaram depósitos

turbidíticos lacustres.

Na região do Vale do Boici, Sayeg *et al.* (1992[a]) caracterizaram depósitos basais de turbiditos e inunditos associados a leques subaquosos e progradantes, gerados em um ambiente marinho, que deram lugar a depósitos aluviais.

Paim (1992) aprimorou as interpretações de ambientes deposicionais da Formação Guaritas (*sensu* Robertson 1966), desenvolvendo um modelo deposicional para as fácies aluviais. Paim (1994) realizou uma extensa revisão da estratigrafia das coberturas sob a ótica da aloestratigrafia, contando com a descrição e interpretação dos ambientes deposicionais das unidades, que descreveu como a inter-ocorrência e repetição em vários níveis estratigráficos de dois sistemas deposicionais principais: (i) fácies subaéreas de rios entrelaçados, associados localmente a leques aluviais e depósitos eólicos (no Alogrupo Guaritas), e (ii) depósitos deltaicos progradacionais, de origem marinha na Aloformação Maricá e no Alosubgrupo Bom Jardim, e de origem lacustre no Alosubgrupo Santa Bárbara e no Alogrupo Guaritas. Os resultados deste trabalho foram sintetizados, com pequenas modificações na coluna estratigráfica, por Paim *et al.* (1995).

Porcher *et al.* (1995) reconheceram na Formação Maricá, então designada como Seqüência Vulcanossedimentar I, depósitos fluviais de rios entrelaçados e depósitos marinhos plataformais com turbiditos, tempestitos e deltas. Depósitos de leques aluviais e planícies de rios entrelaçados foram também reconhecidos na Seqüência Vulcanossedimentar II, na base e escarpa oeste do Cerro do Bugio.

Fambrini (1998) caracterizou, na região das Minas do Camaquã, depósitos turbidíticos, interpretados como de origem marinha, além de depósitos de planícies de marés. As fácies conglomeráticas do topo da exposição local foram atribuídas a leques deltaicos progradantes sobre as fácies marinhas. A então reconhecida Formação João Dias, acima dos conglomerados, foi interpretada como de origem marinha rasa, com influência de ondas de tempestades.

Paim *et al.* (1999) denominaram de Alogrupo Bom Jardim às rochas vulcânicas e sedimentares que intercalam-se na região do Cerro dos Lopes, reconhecendo também rochas piroclásticas, bem como sedimentos vulcanogênicos, interpretando um ambiente subaéreo com depósitos gerados por fluxos de gravidade de sedimentos e camadas com regime de correntes fluviais.

Almeida (2001), com base em mapeamento litoestratigráfico e de sistemas deposicionais na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, realizou interpretação detalhada dos ambientes deposicionais da Formação Santa Bárbara, reconhecendo fácies marinhas transicionais, com influência de correntes de marés e ondas de tempestades, além de fácies fluviais de rios entrelaçados e leques aluviais.

Pelosi (2001), estudando a porção norte da Sub-bacia Camaquã Ocidental, distinguiu na Formação Maricá ambientes aluviais de rios entrelaçados na porção basal e intermediária, que intercalam depósitos marinhos plataformais, constituídos por tempestitos e turbiditos, reconhecendo depósitos deltaicos apenas no topo da unidade. Reuniu na Formação Crespos (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 2000[b]) os depósitos conglomeráticos fluviais que afloram na base do Cerro do Bugio.

***Dados Geocronológicos Exixtentes***

São escassos os dados geocronológicos para as rochas vulcânicas da Formação Crespos, tendo sido os primeiros obtidos por Cordani (relato para Ribeiro & Teixeira 1970) de 510±40 Ma para rochas andesíticas da região do Vale do Seival.

Ribeiro & Teixeira (1970) obtiveram, pelo método K-Ar, uma idade de 512±10 Ma para uma rocha subvulcânica andesítica do Grupo Bom Jardim. Estes autores, porém, consideraram ser esta uma idade de processos metamórficos e subseqüente mineralização que afetaram estas rochas, pelo fato do Granito Lavras, com idade obtida de 575 Ma (por Cordani *op.cit.*), ser intrusivo nos andesitos da região de Lavras.

Pelo método K-Ar, Minioli & Kawashita (1971) obtiveram idades de 495±20 Ma e 511±20 Ma em rocha total e 523 e 528±20 Ma em feldspato potássico para as rochas vulcânicas andesíticas da região de Lavras do Sul. Porém estes autores consideraram uma idade superior a 560 Ma para esta unidade, dado este obtido pela datação de um *hornfels* (cornubianito) encontrado próximo ao contato do granito com o andesito. Cordani *et al.* (1974) obtiveram, pelo método Rb-Sr, uma idade entre 510 e 535 Ma para os Andesitos Hilário.

Também para as vulcânicas ácidas desta unidade são escassos os dados geocronológicos, sendo inicialmente obtidas idades de 512 Ma por Cordani (*apud* Ribeiro & Teixeira 1970) e, pelo método K-Ar, as idades de 504±20 e 533±20 Ma para os ignimbritos do Platô da Ramada, por Minioli & Kawashita (1971). Cordani *et al.* (1974) obtiveram uma idade de 525±3 Ma, pelo método Rb/Sr, em amostras do Riolito Ramada e amostras dos granitos Ramada e São Sepé. Soliani Jr. (1986) obteve uma idade Rb/Sr de 529±4 Ma para estas rochas.

Em estudos recentes, Almeida *et al.* (1996) obtiveram uma idade de 545±12,7 Ma (método Rb/Sr) e Chemale Jr. *et al.* (em preparação *apud* Zerfass *et al.* 2000) idade de 573±18 Ma (método U/Pb em zircão) para as rochas vulcânicas ácidas aflorantes nos cerros do Bugio e Perau, bem como na Serra de Santa Bárbara.

De uma forma geral, a idade da Formação Crespos tem sido inferida através de dados geocronológicos obtidos em corpos graníticos considerados cogenéticos ao evento vulcânico por diversos autores (já mencionados no item II.2). Para tanto são considerados principalmente os granitos Lavras do Sul, Caçapava do Sul, São Sepé, Cerro da Cria e Ramada.

Naime & Nardi (1991) obtiveram idades pelo método Rb-Sr de 464±13 Ma para o Granito Ramada e de 564±4 Ma para o Granito Cerro da Cria.

Dados geocronológicos recentes para o Granito Lavras do Sul foram obtidos por Leite (1995), através de datações U-Pb em zircões (SHRIMP) no Granito Lavras do Sul, chegando a uma idade de 580±7 Ma, interpretada como representativa da idade do magmatismo da fácies pertítica do Granito Lavras do Sul. Para o mesmo corpo granítico, Remus *et al.* (1997) obtiveram a mesma idade de 580±7 Ma, utilizando o mesmo método.

Leite (1995) obteve uma idade para o Granito Caçapava do Sul com datações U/Pb pelo método SHRIMP em zircões de 561±6 Ma e 541±11 Ma, respectivamente para o núcleo e borda dos zircões,

interpretando a primeira idade como o protólito do magma e a segunda como a origem do corpo intrusivo. Remus *et al.* (1997), também utilizando este método, obtiveram idades de 565±14 Ma para leucogranitos não foliados deste granito e de 540±11 Ma para a fácies granítica foliada. Ainda neste último trabalho, foram obtidas idades de 559±7 Ma para a fácies monzogranítica e de 562±7 Ma e 542±6 Ma para a fácies microgranítica do Granito São Sepé.

## II.4 — ESTRATIGRAFIA DAS COBERTURAS DO NEOPROTEROZÓICO III E PALEOZÓICO DA PORÇÃO NOROESTE DA BACIA CAMAQUÃ

### II.4.1. O Grupo Camaquã

O Grupo Camaquã compreende depósitos sedimentares siliciclásticos e vulcanoclásticos, além de rochas vulcânicas e intrusivas associadas, expostos em três sub-bacias alongadas segundo a direção NNE-SSW, denominadas Camaquã Ocidental, Camaquã Central e Camaquã Oriental, separadas pelos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas (Fig. I.02). Estes depósitos apresentam-se basculados e deformados por falhas rúpteis predominantemente normais, que sofreram várias reativações.

Fragoso-Cesar *et al.* (2000[a, b]) sugeriram que a deposição do Grupo Camaquã deu-se em um sistema de *rifts* gerado por eventos distensivos pós-orogênicos, com uma evolução policíclica a partir de uma bacia única inicial, dividida em sub-bacias pelo soerguimento de altos internos. Nesse trabalho, os autores descartaram a hipótese de bacias associadas à transcorrência, preliminarmente sugerida por Oliveira & Fernandes (1991) e Machado & Sayeg (1992) e adotada por Fragoso-Cesar *et al.* (1998), que relacionaram sua formação à justaposição tectônica final dos terrenos entre o Neoproterozóico III e o Eopaleozóico.

Pesquisas recentemente realizadas nas coberturas neoproterozóicas-eopaleozóicas aflorantes na porção centro-sul do Rio Grande do Sul resultaram em uma coluna litoestratigráfica esquemática para as unidades do Grupo Camaquã (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 2000[b]).

Estes estudos compreendem os trabalhos de Fambrini (1998, e em preparação), Almeida (2001), Pelosi (2001), bem como o presente trabalho.

Os trabalhos acima referidos permitiram a individualização do Grupo Camaquã em três unidades: (i) uma basal, siliciclástica, denominada ***Formação Maricá*** (*sensu* Leinz *et al.* 1941, Robertson 1966, Ribeiro *et al.* 1966); (ii) uma intermediária, com rochas vulcânicas e vulcano-sedimentares, denominada ***Formação Crespos*** (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966) e (iii) uma terceira, de topo, denominada ***Formação Santa Bárbara*** (*sensu* Robertson 1966), constituída por rochas siliciclásticas.

#### *II.4.1.a) Formação Maricá*

De idade situada no Neoproterozóico III, esta unidade encontra-se em não-conformidade sobre o

embasamento metamórfico, sendo discordantemente recoberta pela Formação Crespos.

Segundo Fragoso-Cesar *et al.* (2000[b]), Pelosi & Fragoso-Cesar (2000) e Pelosi (2001) esta formação é composta por quatro unidades litológicas mapeáveis, constituídas por uma (i) unidade basal de arenitos com seixos esparsos, por vezes conglomeráticos, interpretados como depósitos distais gerados em extensas planícies aluviais, sobreposta por (ii) uma unidade composta por arenitos finos a muito finos, localmente médios a grossos, além de pelitos, interpretados como depósitos de plataforma marinha; em contato, por discordância erosiva, tem-se (iii) outra unidade fluvial, bem menos espessa ,que passa em direção ao topo para (iv) uma unidade constituída de arenitos finos e pelitos, interpretados como depósitos lagunares ou lacustres. Segundo estes autores, a formação possui espessura superior a 2.000 m.

Intrusões rasas riolíticas que cortam as unidades inferiores da Formação Maricá, notadas por Wildner *et al.* (1998) e Pelosi (2001), são atribuídas à Formação Crespos (Pelosi 2001), sendo registrado abundância de *shards* nos sedimentos desta unidade. Vulcanismo sin-sedimentar foi identificado em um nível piroclástico da porção intermediária da Formação Maricá por Pelosi (2001).

### *II.4.1.b) Formação Crespos*

As rochas da Formação Crespos constituem-se predominantemente de derrames e corpos intrusivos associados, de composições ácida e intermediária, além de rochas piroclásticas. Em algumas localidades, como na região de Bom Jardim, Casa de Pedra e cerros do Bugio e Angélica, tem-se rochas sedimentares e vulcanoclásticas associadas a derrames, reconhecidas por Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro (1970), Lima & Nardi (1985), Leites (1990), Porcher *et al.* (1995), Wildner *et al.* (1994, 1997), entre outros.

Existem interpretações quanto ao ambiente deposicional das rochas vulcânicas e sedimentares associadas da Formação Crespos, variáveis de acordo com a sub-bacia analisada. Na Sub-bacia Camaquã Ocidental, foi reconhecido ambiente subaéreo na região de Lavras do Sul (*e.g.* Lima & Nardi 1985) e nos cerros do Perau e Bugiu, encerrando, nestes, com depósitos subaquosos (*e.g.* Porcher *et al.* 1995, Pelosi 2001). Na Sub-bacia Camaquã Central, foram identificados condições subaquosas de sedimentação e vulcanismo nas regiões de Casa de Pedra (Fambrini *et al.* 1996, 1999), Cerro dos Martins (Altamirano 1981 *apud* Lavina *et al.* 1985) e Bom Jardim (Ribeiro 1970, Janikian *et al.* 2000).

É importante salientar que estes estudos tiveram abrangência local, cada um analisando uma das ocorrências da Formação Crespos, isoladamente ou integrada a outras unidades do Grupo Camaquã, principalmente as regiões de Bom Jardim (*e.g.* Ribeiro 1970, Santos *et al.* 1978, Paim *et al.* 1999, Janikian *et al.* 2000), cerros do Bugio e Perau (*e.g.* Leites *et al.* 1990, Porcher *et al.* 1995, Almeida *et al.* 1996, Zerfass *et al.* 2000, Pelosi 2001), Platô da Ramada (Sommer 1994 *apud* Wildner *et al.* 1998, Wildner *et al.* 1994, Lima *et al.* 1995), Platô do Taquarembó (*e.g.* Lima *et al.* 1995, Sommer *et al.* 1995[a,b,c]), Casa de Pedra (*e.g.* Fambrini *et al.* 1996, 1999) e Lavras do Sul (*e.g.* Lima & Nardi 1985, Lima 1995, Lima & Nardi 1998 ). Estes trabalhos envolveram tanto a caracterização litoestratigráfica quanto, em alguns casos, geoquímica e geocronológica, tendo sido então adotada várias denominações, subdivisões estratigráficas e

abordagens metodológicas distintas.

A coexistência de ambientes subaéreos e subaquosos nesta unidade é perfeitamente possível, uma vez que variações laterais e verticais de fácies em terrenos vulcânicos são abruptas, devido ao grande e rápido aporte de sedimentos gerados pelos cones vulcânicos (*vide* Orton 1995). Estas características dificultam correlações estratigráficas regionais havendo, para tanto, a necessidade de uma adequada e cuidadosa compreensão da evolução das colunas estratigráficas locais, sob a mesma abordagem metodológica.

A presente dissertação interpreta as unidades sedimentares da Formação Crespos, na região de Bom Jardim, como um sistema lacustre, gerado por eventos distensivos, apresentando evidências de deposição em um ambiente tectonicamente ativo, com predomínio de depósitos de turbiditos de águas fundas na porção basal da unidade e, no topo, depósitos de turbiditos que transicionam para depósitos de tempestitos e frentes deltaicas de águas mais rasas.

Frente aos diversos trabalhos acima citados, e principalmente aos trabalhos realizados na região de Bom Jardim (referentes à presente dissertação), obteve-se uma subdivisão litoestratigráfica para a Formação Crespos na porção noroeste da Bacia Camaquã, a qual pôde ser subdividida em quatro unidades litológicas. Esta subdivisão considerou as litologias predominantes, recebendo as seguintes denominações informais:

(i) *Membro Cerro da Angélica*: arenitos e conglomerados vulcanoclásticos e terrígenos gerados em ambiente lacustre de costa-afora;

(ii) *Membro Hilário*: vulcânicas e piroclásticas andesíticas de ambientes subaquosos e subaéreos;

(iii) *Membro Picada das Graças*: arenitos e conglomerados gerados em abiente lacustre costeiro e conglomerados gerados por sistemas aluviais;

(iv) *Membro Acampamento Velho*: rochas vulcânicas e piroclásticas riolíticas a dacíticas colocadas em ambiente subaéreo.

O conhecimento geocronológico das rochas vulcânicas da Formação Crespos é ainda preliminar, pois dados recentes apresentam resultados distintos, como as idades de 573±18 Ma (método U/Pb) de Chemale Jr. *et al.* (em preparação *apud* Zerfass *et al.* 2000) e 545±12,7 Ma (método Rb/Sr) de Almeida *et al.* (1996) para os termos ácidos nos cerros do Bugio e Perau, bem como na Serra de Santa Bárbara. Para os andesitos tem-se somente as idades de > 560 Ma (Minioli & Kawashita 1971) e de 510 e 535 Ma de Cordani *et al.* (1974).

### *II.4.1.c) Formação Santa Bárbara*

A Formação Santa Bárbara é composta por litologias siliciclásticas que formam uma espessa sucessão de conglomerados, arenitos e ritmitos areníticos posteriores aos eventos vulcânicos representados pela Formação Crespos. Esta sucessão está representada em todas as sub-bacias que contém o Grupo Camaquã e constitui a unidade mais abrangente do grupo.

Segundo Fragoso-Cesar *et al.* (2000[b]), o contato basal da Formação Santa Bárbara é marcado por

uma inconformidade erosiva com rochas vulcânicas da Formação Crespos. Segundo estudos de Almeida (2001), Fambrini (1998, em preparação), além do presente trabalho, a Formação Santa Bárbara, na porção noroeste da Bacia Camaquã, pôde ser subdividida em seis unidades denominadas informalmente como:

(i) *Conglomerados e Arenitos Inferiores*: gerados predominantemente por sistemas aluviais;

(ii) *Arenitos e Ritmitos Inferiores*: gerados em ambientes costeiros e de planície de marés;

(iii) *Ritmitos, Arenitos e Conglomerados Intermediários*: gerados em ambientes fluviais (na Sub-bacia Ocidental) e marinhos relativamente profundos na Sub-bacia Central;

(iv) *Arenitos e Ritmitos Intermediários*: gerados em ambientes marinhos costeiros dominados por ondas;

(v) *Conglomerados e Arenitos Superiores*: ambientes marinhos deltaicos que rapidamente passam para depósitos de sistemas aluviais;

(vi) *Arenitos Superiores*: ambientes predominantemente costeiros dominados por ondas.

Uma subdivisão completa da Formação Santa Bárbara para toda a Bacia Camaquã vem sendo realizada por Fambrini (em preparação).

Almeida (2001) propõe que a deposição desta unidade ocorreu no Cambriano Inferior, considerando a proveniência de litotipos do granito Caçapava, que foi datado por Remus *et al.* (1997) em 540±11 Ma. Esta idade poderia ser corroborada pelos icnofósseis descritos por Netto *et al.* (1992) caso fosse possível localizá-los geograficamente para podermos enquadrá-los no medelo estratigráfico aqui utilizado.

## II.4.2. Unidades Paleozóicas

Recobrindo as unidades basculadas do Grupo Camaquã ocorrem depósitos predominantemente horizontais de idades paleozóica. São constituídos por depósitos siliciclásticos variáveis de conglomerados a pelitos, da Formação Guaritas (Eopaleozóico) e do Grupo Tubarão (Neopaleozóico). Como fogem do escopo da presente disssertação, estas unidades são abaixo suscintamente discutidas.

De uma forma geral, as unidades litológicas da Formação Guaritas na região de Bom Jardim incluem conglomerados sustentados por matriz arenosa, com clastos subangulosos a arredondados, gerados por sistemas aluviais, com arenitos conglomeráticos associados a, localmente, camadas de arenitos grossos. As litologias do Grupo Tubarão, encontradas na área, compõem-se predominantemente de arenitos finos argilosos de coloração bege esbranquiçada, geralmente maciços, apresentando-se localmente laterizados, localmente ocorrendo matacões de granitos de até 2 m de diâmetro direto sobre a Formação Crespos, registrando um possível *dropstone*. Estas unidades na área de Bom jardim encontram-se detalhadas no trabalho de Ribeiro (1970).

# CAPÍTULO III – INTRODUÇÃO AO ESTUDO DO GRUPO CAMAQUÃ NA REGIÃO DE BOM JARDIM, NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL

## III.1 – INTRODUÇÃO

O Grupo Camaquã na região de Bom Jardim apresenta uma sucessão de rochas vulcânicas, vulcano-sedimentares e siliciclásticas pertencentes à Formação Crespos e rochas siliciclásticas da Formação Santa Bárbara. Estas unidades representam, respectivamente, as porções intermediária e de topo do Grupo Camaquã; a unidade basal, a Formação Maricá, não possui registro na área pesquisada.

Na borda oeste da área de estudo afloram, limitadas por falhas normais, as rochas do embasamento do Escudo Gaúcho representadas na região pelo Terreno Rio Vacacaí e pela borda ocidental do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-Cesar 1991).

As unidades do Grupo Camaquã nesta região encontram-se recobertas por unidades paleozóicas da Bacia do Paraná.

A complexidade litológica e deposicional dos litotipos vulcanoclásticos presentes na região de Bom Jardim exigiu, para sua definição, uma reformulação da classificação de rochas vulcanoclásticas a partir de propostas existentes na bibliografia.

Desta forma, no presente capítulo apresentamos uma revisão bibliográfica suscinta a respeito de classificações de rochas vulcanoclásticas, bem como uma proposta adaptada de classificação para as rochas da região.

As complexas e constantes intercalações dos litotipos existentes em cada unidade litoestratigráfica levou-nos a realizar estudos dos processos e ambientes deposicionais destes litotipos. Estes estudos foram realizados através do levantamento das fácies existentes na área de pesquisa e do reconhecimento de seus processos geradores. A partir das fácies levantadas foi realizada a análise das associações de fácies em afloramentos bem expostos e representativos dos diversos níveis estratigráficos. Desta forma, puderam ser reconhecidos e interpretados os depósitos sedimentares mais expressivos das formações Crespos e Santa Bárbara na região de Bom Jardim, denotando seus ambientes deposicionais.

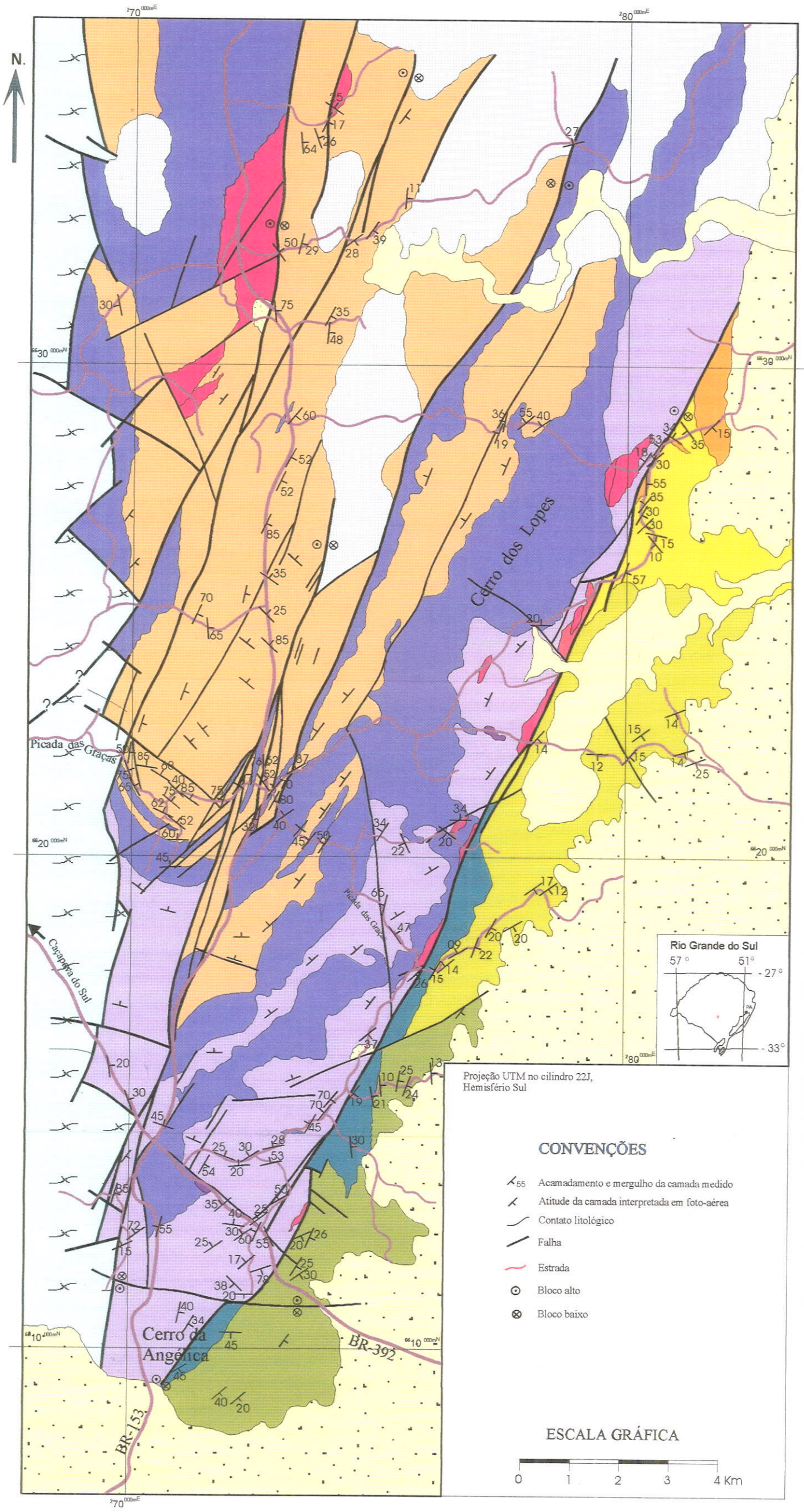
## III.2 – LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO CAMAQUÃ NA REGIÃO DE BOM JARDIM

A subdivisão litoestratigráfica das formações Crespos e Santa Bárbara na região de Bom Jardim, representada nas Figs. III.01 e III.02, levou em consideração o predomínio de determinados litotipos mapeáveis e com posicionamento litoestratigráfico claramente determinado.

A **Formação Crespos**, com uma exposição de aproximadamente 220 km$^2$, pôde ser subdividida em três unidades litoestratigráficas, correspondentes às três primeiras unidades regionais descritas suscintamente no item II.4.1.b. Estas unidades, transicionais entre si, foram denominadas, da base para o topo, como membros Cerro da Angélica, Hilário e Picada das Graças, sendo os primeiro e terceiro membros aqui propostos; o Membro Hilário já tinha sido definido por Ribeiro *et al.* (1966).

**FIGURA III.01: MAPA LITOESTRATIGRÁFICO DA PORÇÃO NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL NA REGIÃO DE BOM JARDIM**

Autora: Liliane Janikian
Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar




LEGENDA

Depósitos Sedimentares Aluviais Atuais

BACIA DO PARANÁ

Grupo Tubarão (Neopaleozóico)

Formação Guaritas (Eopaleozóico)

BACIA CAMAQUÃ

## GRUPO CAMAQUÃ

### FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA

**UNIDADE DE ARENITOS SUPERIORES**

Arenitos finos a muito finos, com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*

**UNIDADE DE CONGLOMERADOS SUPERIORES**

Conglomerados sustentados pela matriz arenosa e arenitos conglomeráticos, com estratificação plano-paralela, que transiciona, em direção ao topo, para conglomerados sustentados pela matriz arenosa, com estratificação cruzada tabular e plano-paralela

**UNIDADE DE RITMITOS E ARENITOS INFERIORES**

Ritmitos tabulares, laminados, com marcas onduladas no topo de cada *set* (comumente de espessuras centimétricas) que transicionam, em direção ao topo, para ritmitos e pelitos laminados, com topo reto e contatos bruscos entre as camadas

Arenitos conglomeráticos a finos, tabulares e com estratificação plano-paralela que transicionam, em direção ao topo, para arenitos finos com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*

**UNIDADE DE CONGLOMERADOS INFERIORES**

Conglomerados e brechas polimíticas maciços e com estratificação plano-paralela, sustentados pela matriz arenosa

### FORMAÇÃO CRESPOS

**MEMBRO PICADA DAS GRAÇAS**

Arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley* e arenitos e pelitos tabulares laminados, bem como conglomerados e arenitos conglomeráticos maciços e com estratificação plano-paralela

**MEMBRO HILÁRIO**

Pequenas intrusões sieníticas

Derrames andesíticos e intrusões rasas associadas

Rochas piroclásticas de composição andesítica e mista (andesíticas, dacíticas e riolíticas)

**MEMBRO CERRO DA ANGÉLICA**

Arenitos finos a conglomeráticos com estratificação plano-paralela, arligitos e pelitos laminados, bem como conglomerados maciços a estratificados - predominantemente vulcanoclásticos

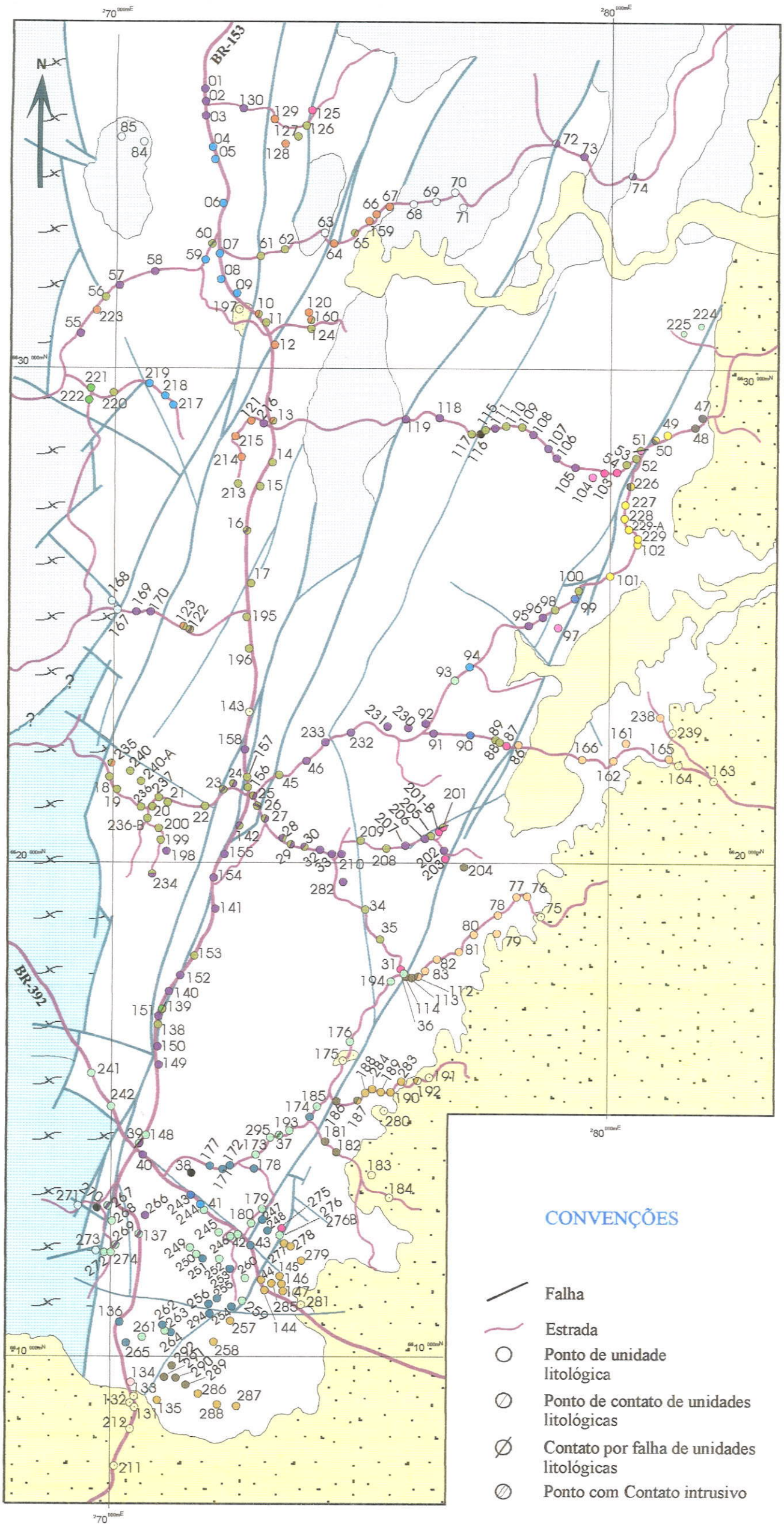
## EMBASAMENTO METAMÓRFICO

TERRENO RIO VACACAÍ

CINTURÃO DOM FELICIANO

Janikian L., -2001- Evolução Paleoambiental do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim

## FIGURA III.02: MAPA DE PONTOS




LEGENDA

BACIA DO PARANÁ

Depósitos Sedimentares Aluviais Atuais

Grupo Tubarão (Neopaleozóico)

Formação guaritas (Eopaleozóico)

BACIA CAMAQUÃ

**GRUPO CAMAQUÃ**

**FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA**

Arenitos superiores

Conglomerados tabulares superiores

Ritmitos e arenitos inferiores

Arenitos inferiores

Conglomerados maciços inferiores

**FORMAÇÃO CRESPOS**

**MEMBRO PICADA DAS GRAÇAS**

Arenitos e pelitos

Conglomerados

**MEMBRO HILÁRIO**

Pequenas intrusões sieníticas

Derrames andesíticos

Rochas piroclásticas de composição mista

Rochas piroclásticas de composição intermediária

**MEMBRO CERRO DA ANGÉLICA**

Arenitos vulcanoclásticos

Argilitos

Conglomerados e brechas vulcanoclásticas

Brecha vulcanoclástica com intrusão andesítica

**EMBASAMENTO METAMÓRFICO**

Metacalcários e filitos

Metaconglomerados, xistos e filitos

CONVENÇÕES

Falha

Estrada

Ponto de unidade litológica

Ponto de contato de unidades litológicas

Contato por falha de unidades litológicas

Ponto com Contato intrusivo

ESCALA GRÁFICA

0 1 2 3 4 Km

Projeção UTM no cilindro 22J, Hemisfério Sul

Janikian L. -2001- Evolução Paleoambiental do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim

**Figura III.03:** vista do ponto 178 para o Cerro da Angélica, onde pode ser observada a inversão do mergulho das camadas, ocasionada pela falha em tesoura (F), que encontra-se demarcada no mapa geológico (Fig III.01). *Vide* também as figuras IV.11a e IV.11b

**Figura III.04**: Vista geral (tirada do ponto 31) dos principais corpos de rochas vulcânicas da área de pesquisa - Cerro dos Lopes e Cerro do Irapuazinho

*(ii) Membro Cerro da Angélica*:

O principal acidente geográfico da área de estudo, o Cerro da Angélica (Fig. III.03), é formado por uma sucessão de fácies areníticas e conglomeráticas que constituem depósitos vulcanoclásticos e siliciclásticos com detritos vulcânicos e não-vulcânicos. Nesta unidade predominam arenitos finos e pelitos, arenitos médios a conglomeráticos e, subordinadamente, conglomerados. As rochas constituintes desta unidade foram classificadas como rochas siliciclásticas e vulcanoclásticas, cujas particularidades e nomenclaturas encontram-se descritas mais adiante.

(iii)*Membro Hilário*:

Esta unidade encontra sua melhor exposição no entrocamento das rodovias BR-153 e BR-392, na porção sul da área pesquisada, sendo representada na região pelo Cerro dos Lopes e Cerro do Irapuazinho (Fig. III.04). Predominam rochas vulcânicas de composição intermediária, com rochas piroclásticas de composição mista e intermediária associadas, intercalando-se, respectivamente na base e no topo, com os arenitos e arenitos conglomeráticos dos membros Cerro da Angélica e Picada das Graças. As rochas piroclásticas comumente ocorrem sotopostas às rochas vulcânicas ou, com menor freqüência, intercaladas aos arenitos dos membros Cerro da Angélica e Picada das Graças.

(iv)*Membro Picada das Graças*:

Com boas exposições na localidade da Picada das Graças e no norte da área pesquisada, com destaque para os cortes ao longo da rodovia BR-153, esta unidade apresenta um predomínio de arenitos finos a grossos e siltitos, além de conglomerados bastante expressivos na porção setentrional.

A **Formação Santa Bárbara**, representando o topo do Grupo Camaquã na área pesquisada, apresenta-se em contato por falha, de direção NNE-SSW (Falha Angélica), com as rochas da Formação Crespos, sendo discordantemente recoberta pela Formação Guaritas (Eopaleozóico) e Grupo Tubarão (Neopaleozóico). Esta unidade distingue-se da Formação Crespos pela ausência de intervalos vulcânicos e por apresentar depósitos essencialmente siliciclásticos, claramente derivados de rochas da Formação Crespos e do embasamento adjacentes.

A Formação Santa Bárbara aflora em uma estreita faixa de aproximadamente 80 km$^2$, subdividida em quatro unidades que, possivelmente, correspondem às unidades intermediárias e superiores regionais descritas no item II.4.1.c. Desta forma, a Formação Santa Bárbara pôde ser subdividida em quatro unidades, denominadas informalmente como:

(i) *Conglomerados Inferiores*: conglomerados polimíticos sustentados pela matriz, comumente maciços, localizados na porção NE da área pesquisada, sem a exposição de seu contato basal;

(ii)*Ritmitos e Arenitos Inferiores*: arenitos conglomeráticos ocorrem na base e, em sentido ao topo, transicionam para arenitos e ritmitos, predominando estes na unidade;

(iii)*Conglomerados Superiores*: em contato transicional sobre os Ritmitos e Arenitos Inferiores, esta unidade constitui-se de conglomerados polimíticos sustentados pela matriz arenosa, com estratificações cruzadas tabulares e plano-paralelas, contendo intercalações subordinadas de arenitos conglomeráticos

a finos na base da unidade;

(iv)*Arenitos Superiores*: unidade de topo da Formação Santa Bárbara na região, apresenta contato transicional sobre a Unidade de Conglomerados Superiores e é constituída predominantemente por arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*.

## III.3. CLASSIFICAÇÃO DE LITOTIPOS VULCANOCLÁSTICOS

Na região de Bom Jardim, a Formação Crespos é composta por rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares. A grande variação litológica dos termos vulcanoclásticos existentes nesta região levou-nos a estabelecer uma nomenclatura aplicável às suas rochas; muitas vezes estas são facilmente confundidas com outras de posicionamento estratigráfico distinto, o que possivelmente tem contribuído para a dificuldade do quadro litoestratigráfico regional.

Desta forma, uma breve revisão dos conceitos e propostas de classificação de rochas vulcanoclásticas é apresentada abaixo, visando esclarecer a conotação dos termos utilizados para a descrição e interpretação das unidades vulcanoclásticas da Formação Crespos.

### *III.3.1) Síntese de classificações de rochas vulcanoclásticas propostas na bibliografia*

Rochas vulcanoclásticas compreendem o intervalo existente entre os termos vulcânicos e sedimentares. Entre outros que trataram do assunto, Fisher (1961) classificou os seguintes tipos de depósitos vulcanoclásticos quanto à origem de seus fragmentos: (i) *Autoclásticos*- depósitos gerados a partir da fragmentação das bordas do derrame ou por explosões internas de gases; (ii) *Piroclásticos Primários*- aqueles gerados pelas erupções explosivas e que não sofreram transporte de seus locais de colocação primária antes de sua litificação e (iii) *Piroclásticos Retrabalhados*- que sofreram transporte. Esta classificação, resumida na Tabela III.01, leva em consideração a gênese e a granulometria dos clastos.

Nos depósitos piroclásticos, destaca-se Schmid (1981) que incluiu depósitos piroclásticos não consolidados, denominando-os *Depósitos de Tephra*. Este autor considerou a classificação de Fisher (1961) para os depósitos piroclásticos consolidados, denominando *lapilli tufo* àqueles com predominância de piroclastos com granulometria entre 2 e 64 mm. Estas classificações estão parcialmente comparadas na Tabela III.01.

Para os termos autoclásticos e piroclásticos, alguns autores realizaram classificações mais detalhadas (*e.g.* Fisher & Schmincke 1984, 1994, McPhie *et al.* 1993), que consideram, além da granulometria e da gênese dos clastos, seus agentes transportadores.

| | ***Rochas Vulcanoclásticas*** ***(Fisher 1961)*** | | | ***Rochas piroclásticas*** ***(Schmid 1981)*** | ***Rochas com misturas de piroclastos e epiclastos, em diversas proporções*** ***(Schmid 1981, Fisher & Schmincke 1984)*** | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **Tamanho de grãos predominantes (mm)** | **Autoclásticas** | **Piroclásticas** **(Primárias ou Retrabalhadas)** | **Epiclásticas** | **Piroclásticas Consolidadas** (entre 75-100% de piroclastos) | **Tufitos** (entre 25-75% de piroclastos, misturados com epiclastos) | **Epiclásticas (epiclastos vulcânicos e/ou não-vulcânicos** (entre 0-25% de piroclastos, misturados com epiclastos) |
| 64 | Brecha de Fluxo, ou Autobrecha, ou Intrusão de Brecha | Brecha Piroclástica, ou Aglomerado Piroclástico | Brecha Vulcânica Epiclástica, ou Conglomerado Vulcânico Epiclástico | Brecha Piroclástica, ou Aglomerado Piroclástico | Conglomerado Tufáceo, ou Brecha Tufácea | Conglomerado, ou Brecha |
| | | *Lapillistone* | | Lapilli Tufo | | |
| 2 | *Tuffisite* | Tufo Grosso | Arenito Vulcânico Epiclástico | Tufo Grosso (cinza) | Arenito Tufáceo | Arenito |
| 1/16 | | Tufo Fino | Siltito Vulcânico Epiclástico | Tufo Fino (cinza) (Tufo a pó) | Siltito Tufáceo | Siltito |
| 1/256 | | | Argilito Vulcânico Epiclástico | | Argilito Tufáceo | Argilito |

**Tabela III.01:** Classificação de Rochas Vulcanoclásticas (Fisher 1961), Rochas Piroclásticas (Schmid 1981) e de Rochas com misturas de piroclastos e epiclastos (Schmid 1981, Fisher & Schmincke 1984)

Por outro lado, estes autores apresentam distintas considerações para as rochas sedimentares com epiclastos de origem vulcânica:

(i) Fisher (1961) denominou *rochas vulcânicas epiclásticas* àquelas com clastos vulcânicos originados por erosão e intemperismo de rochas vulcânicas ou piroclásticas consolidadas. O termo *epiclástico*, porém, é muito abrangente, aplicando-se a sedimentos e rochas sedimentares formadas por fragmentos que foram gerados por intemperismo e erosão de qualquer rocha pré-existente, ou seja, refere-se à rochas sedimentares detríticas em geral (Jackson & Bates 1987). A proposta de Fisher (1961) levou a uma aplicação imprecisa do termo *epiclástico*, utilizado como uma subcategoria das rochas vulcanoclásticas.

(ii) McPhie *et al.* (1993) também consideraram o termo *epiclástico* de Fisher (1961) inadequado, denominando de *vulcanogênicas* às rochas com fragmentos vulcânicos gerados a partir de intemperismo e erosão em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas previamente colocadas, com posterior e significante retrabalhamento destes clastos. Para as rochas portadoras de fragmentos piroclásticos que apresentam evidências de desagregação da rocha-fonte, sem modificação textural durante o transporte, classificaram como *rochas vulcanoclásticas sin-eruptivas ressedimentadas*, cujas características assemelham-se às de rochas piroclásticas secundárias de Fisher & Schmincke (1984).

(iii) Com relação às rochas com fragmentos vulcânicos de geração incerta —epiclásticos, piroclásticos ou autoclásticos—, Fisher & Schmincke (1984) recomendam sua inclusão na categoria de Rochas Vulcanoclásticas. Desta forma, consideram como *rochas sedimentares vulcanoclásticas* àquelas que possuem uma mistura de termos epiclásticos (vulcânicos ou não-vulcânicos) com diferentes proporções de piroclastos (Tabela III.01).

### *III.3.2) Proposta de classificação para as rochas vulcanoclásticas da Formação Crespos na região de Bom Jardim*

Rochas vulcanoclásticas são geradas por eventos eruptivos, tanto efusivos como explosivos, e por processos sedimentares convencionais que retrabalham depósitos vulcanoclásticos primários, conforme mostra o fluxograma da Tabela III.02. Frente às distintas e, em parte, controversas classificações acima discutidas, optou-se por apresentar uma proposta de classificação de rochas vulcanoclásticas, em parte aplicável às rochas encontradas na área de estudo. Desta forma, será aqui considerada a seguinte classificação, resumida na Tabela III.03:

(i) *Rochas Autoclásticas*: compreendem rochas com autoclastos gerados por fragmentação da porção resfriada da lava, quando seu interior ainda encontrava-se em movimento, ou por explosões internas de gases. Para estas rochas foi considerada a classificação de McPhie *et al.* (1993).

(ii) *Rochas Piroclásticas* (*sensu* McPhie *et al.* 1993): rochas constituídas por fragmentos vulcânicos gerados por eventos explosivos. Fisher & Schmincke (1994) classificam como *piroclastos* os fragmentos gerados pela expansão de gases em magmas durante sua descompressão, e como hidroclastos, os fragmentos resultantes de explosão pela interação água-magma. Pela ausência de detalhamento compatível com esta classificação, possível apenas em depósitos recentes, estes termos não serão distinguidos no presente trabalho. Pelo mesmo motivo, também não serão aqui diferenciadas as rochas piroclásticas primárias das retrabalhadas.

(iii) *Rochas Sedimentares Sin-Vulcânicas*: na área pesquisada, estas rochas constituem-se de epiclastos vulcânicos e não-vulcânicos, contando com a presença de piroclastos não modificados texturalmente pelos processos de transporte, o que sugere sua desagregação a partir de depósitos vulcanoclásticos não-litificados e/ou recém colocados. Desta forma, esta categoria inclui-se na de Rochas Vulcanoclásticas, porém com a ressalva de que estes sedimentos foram gerados contemporaneamente, ou imediatamente após eventos vulcânicos.

Para as rochas sem piroclastos, optou-se por utilizar termos convencionais de rochas sedimentares, descartando-se, neste caso, a terminologia sugerida por Fisher (1961), pois assim evita-se designar como vulcanoclástica uma rocha claramente sedimentar. A presente proposta visa, ainda, ressaltar o caráter não-vulcânico na gênese dos fragmentos constituintes da rocha, caracterizando deposição e sedimentação inter- ou pós-eruptiva com fragmentos gerados por intemperismo e erosão, não diferindo, portanto das rochas siliciclásticas. Esta comparação foi também realizada por Lajoie & Stix (1992).

Foram realizadas considerações quanto ao estado de colocação de rochas piroclásticas. A importância deste reconhecimento está na determinação do paleoambiente, uma vez que, por exemplo, fluxos piroclásticos —depósitos piroclásticos transportados por gás quente— ocorrem predominantemente em ambientes subaéreos e, quando em contato com corpos d'água, resultam na mistura da água com o gás, gerando depósitos de fluxos gravitacionais similares aos processos sedimentares comuns, conforme proposto por Cas & Wright (1991). Para tanto foram analisados os processos de colocação de alguns depósitos de rochas piroclásticas e o estado de colocação dos mesmos, de acordo com propostas de

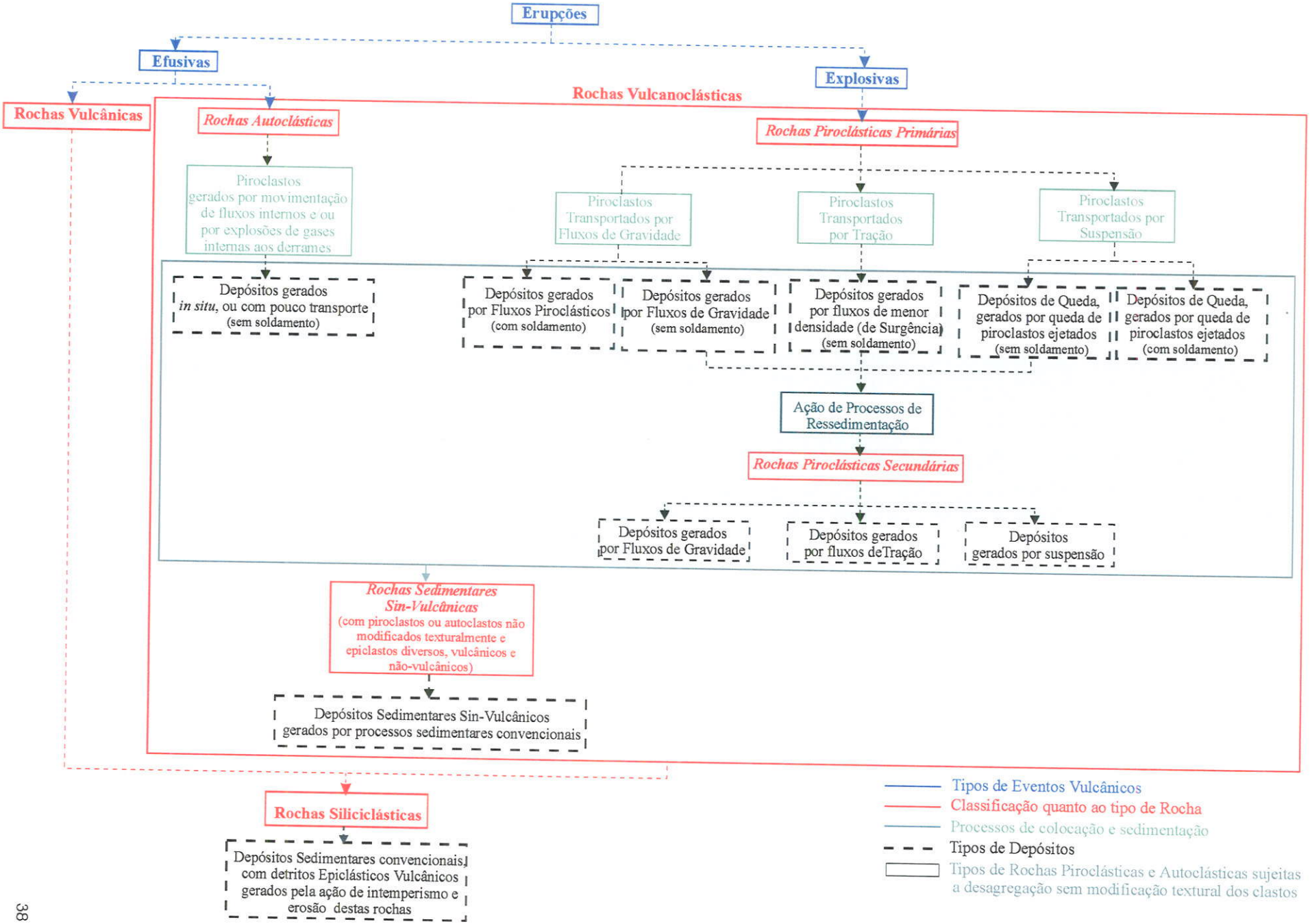



**Tabela III.02** - Fluxograma representativo de geração de rochas vulcanoclásticas e classificação das mesmas, quanto à composição e processo gerador (modificado de McPhie *et al.* 1993)

Fisher (1961), Fisher & Schmincke (1984), Cas & Wright (1991) e McPhie *et al.* (1993) (Tabela III.04).

**Tabela III.03:** Proposta de classificação de Rochas Vulcanoclásticas da região de Bom Jardim

| | ***Rochas Vulcanoclásticas*** | | | ***Rochas Siliciclásticas*** |
|---|---|---|---|---|
| **Tamanho de grãos predominantes (mm)** | **Rochas Autoclástica** (*sensu* McPhie *et al.* 1993) | **Rochas Piroclásticas Consolidadas** (Primária ou Retrabalhada) (*sensu* McPhie *et al.* 1993) | **Rochas Sedimentares Sin-Vulcânicas** (com piroclastos em diferentes proporções e granulometrias) | **Rochas Sedimentares** (com 0%-100% de epiclastos vulcânicos e sem piroclastos) |
| 64 | Brecha Autoclástica Grossa | Brecha Piroclástica, Aglomerado | Brecha Sin-Vulcânica, ou Conglomerado Sin-Vulcânico | Conglomerado, ou Brecha |
| 4 | Brecha Autoclástica | | | |
| 2 | Brecha Autoclástica Granular | Lapilli Tufo ou Brecha Tufo | | |
| 1/16 | Arenito Autoclástico | Tufo Grosso | Arenito Sin-Vulcânico | Arenito |
| 1/256 | Argilito Autoclástico | Tufo Fino | Siltito Sin-Vulcânico | Siltito |
| | | | Argilito Sin-Vulcânico | Argilito |

**Tabela III.04:** Classificação de Rochas Piroclásticas e Sedimentares Sin-Vulcânicas adotada na presente dissertação, de acordo com propostas de Fisher (1961), Fisher & Schmincke (1984), Cas & Wright (1991) e McPhie *et al.* (1993) para as Rochas Autoclásticas e Piroclásticas (primárias e secundárias).

| | ***Eventos de Colocação ou Deposição*** | ***Tipos de Rochas*** | ***Processos*** | ***Depósitos*** | ***Características*** |
|---|---|---|---|---|---|
| **TIPOS DE ERUPÇÕES** | EVENTOS EFUSIVOS | ***Rochas Vulcânicas*** | ***Derrames de Lavas*** | ***Lavas Coerentes*** | Derrames de lavas comumente com textura vítrea, afanítica ou fanerítica fina, ocorrendo por vezes com clastos porfiríticos em matriz vítrea a muito fina. Em ambientes subaquosos comumente apresentam estruturas do tipo *pillow lavas* (predominantes em lavas menos viscosas). |
| | | | | ***Depósitos Autoclásticos e Hidroclásticos*** | Constituem depósitos piroclásticos primários, gerados pelo rápido resfriamento das porções periféricas dos derrames. O fraturamento destas porções pode ser causado pelo movimento da porção interna (ainda quente) ou por explosões de gases internos, gerando autoclastos ou, ainda pelo contato com água, hialoclastos. (Fisher 1961, Fisher & Schmincke 1984). |
| | EVENTOS EXPLOSIVOS | ***Rochas Vulcanoclásticas*** | ***Fluxos de Gravidade*** | ***Depósitos de Fluxos Piroclásticos*** *(soldados)* | Constituem depósitos piroclásticos primários, transportados por gás quente, comumente com texturas de deformação que indicam a colocação em estado quente: *shards* deformados, vesículas, amigdalas, texturas de devitrificação – esferulitos, disjunções colunares etc (Cas & Wright 1991). Como regra, são de ambientes subaéreos, podendo também ser gerados em ambientes subaquáticos rasos e muito próximos ao cone. |
| | | | | ***Depósitos Piroclásticos de Fluxos de Gravidade*** *(não-soldados)* | Constituem depósitos piroclásticos cujo transporte dá-se inicialmente por gás quente que é então substituído pela água, que passa a ser o agente transportador. Pode-se dar como exemplo a entrada de um fluxo piroclástico em um corpo d'água. Alguns autores (*e.g.* Cas & Wright 1991) consideram estes depósitos como secundários, gerados por processos de fluxo de gravidade, os quais apresentam piroclastos não-deformados plasticamente, indicando sua colocação em estado frio. |
| | | | ***Transportados por Tração*** | ***Depósitos Piroclásticos de Surgência*** *(Transporte por correntes de gás-vulcânico - não-soldados)* | Constituem depósitos com estruturas de tração, que variam de regime de fluxo inferior (como laminação plano-paralela e marcas onduladas) a fluxo superior (antidunas e estrat. cruzada tipo *hummocky*). A distinção quanto à sua gênese (primária ou secundária) é prejudicada, pois tem-se a ocorrência destas estruturas tanto nos depósitos primários quanto nos depósitos piroclásticos ressedimentados (secundários) (McPhie et al. 1993). |
| | | | ***Transportados por Suspensão*** | ***Depósitos Piroclásticos de Queda*** *(soldados e não-soldados)* | Constituem depósitos piroclásticos primários com piroclastos ejetados explosivamente na atmosfera, os quais tornam-se temporariamente suspensos e caem posteriormente. O acúmulo destes piroclastos forma os Depósitos Piroclásticos de Queda. No caso destes piroclastos serem suportados por água, são considerados com Dep. Pirocl. Secundários de Queda. McPhie *et al.* (1993) afirmam que não há distinção quanto à colocação primária ou secundária em terrenos antigos. |

| *Eventos de Colocação ou Deposição* | *Tipos de Rochas* | *Processos* | *Depósitos* | *Características* |
|---|---|---|---|---|
| EVENTOS SIN- E INTER-ERUPTIVOS | ***Rochas Sedimentares Sin-vulcânicas*** *(inclui-se na categoria de Rochas Vulcanoclásticas)* | ***Processos variados de acordo com o ambiente deposicional*** | ***Depósitos Sedimentares Sin-Vulcânicos*** | Constituem depósitos sedimentares com epiclastos vulcânicos e não-vulcânicos, bem como piroclastos e autoclastos não modificados texturalmente pelos processos deposicionais convencionais, possivelmente desagregados de rochas vulcanoclásticas recém-colocadas, sendo considerados como depósitos concomitantes a eventos vulcânicos. |
| PROCESSOS DEPOSICIONAIS | ***Rochas Sedimentares*** *(Epiclásticas)* | ***Processos deposicionais variados*** | ***Depósitos Sedimentares*** | Constituem depósitos sedimentares convencionais. |

Os termos e classificações empregados na presente dissertação são passíveis de modificações futuras, com o reconhecimento de outras características vulcanoclásticas de outras localidades da Formação Crespos na Bacia Camaquã.

## III.4. FÁCIES SEDIMENTARES DAS FORMAÇÕES CRESPOS E SANTA BÁRBARA, NA REGIÃO DE BOM JARDIM

As características das fácies sedimentares e vulcanoclásticas observadas na área de pesquisa e a interpretação de seus processos geradores são, muitas vezes, comuns às formações Crespos e Santa Bárbara, sendo aqui tratadas conjuntamente.

A análise de fácies sedimentares compreendeu descrição macroscópica de características sedimentares no campo (geometria, estrutura, granulometria, composição, cor etc.) e a reunião de grupos de litotipos com características semelhantes, os quais foram codificados de acordo com a granulometria predominante e sua principal estrutura sedimentar.

Procurou-se estabelecer para cada fácies uma interpretação quanto aos processos deposicionais. As descrições das fácies encontradas nas unidades da Formação Crespos e Santa Bárbara, bem como a intrepretação de seus processos deposicionais, encontram-se resumidas na Tabela III.05.

**Tabela III.05**: Descrição e interpretação dos processos geradores das fácies encontradas nas formações Crespos e Santa Bárbara.

| *Código* | *Fácies* | *Descrição* | *Interpretação* |
|---|---|---|---|
| **Pl** | Pelitos com laminação plano paralela, localmente maciços | Camadas de siltitos com laminação plano-paralela. Subordinadamente ocorrem camadas de argilitos, por vezes siltosos, maciços ou internamente laminados (Fig. III.05). A espessura das camadas, tabulares, varia de centimétrica a métrica. | Decantação de material em suspensão |
| **Al** | Arenitos com laminação plano-paralela | Arenitos micáceos com granulação fina a muito fina, localmente siltosos, com laminação plano-paralela (Fig. III.06). São texturalmente submaturos a maturos. Localmente ocorrem marcas onduladas assimétricas no topo das camadas. A espessura varia de centimétrica a decimétrica, localmente chegando a quase 1,0 m de espessura. | Depósitos de turbidez em regime de fluxo inferior |

| | | | |
|---|---|---|---|
| **Alc** | Arenitos com laminação cruzada ou laminação cruzada cavalgante (*climbing ripples*) | Arenitos micáceos, com granulação muito fina a média, localmente siltosos, com laminação cruzada, por vezes cavalgante (*climbing ripples* - Fig. III.07) e mineralogicamente imaturos. Ocorrem marcas onduladas no topo das camadas (Fig. III.08). A espessura das camadas varia de centimétrica a decimétrica.<br>Localmente ocorre dissemelhança entre a direção da laminação e a forma da marca ondulada, em camadas irregulares de base escavada (Fig. III.09). | Correntes unidirecionais em regime de fluxo inferior, com deposição simultânea por suspensão (quando cavalgantes); formas assimétricas com dissemelhança de estrutura e base erosiva são interpretadas como de fluxo oscilatório ou combinado |
| **Ao** | Arenitos finos com marcas onduladas | Arenitos micáceos, com granulação muito fina a fina, com abundantes marcas onduladas de amplitude milimétrica no topo de lâminas individuais não cavalgantes (Figs III.10 e III.11). | Correntes unidirecionais em regime de fluxo inferior |
| **Aq** | Arenitos finos com laminação quasi-planar | Arenitos micáceos, com granulação muito fina a fina, em camadas de espessuras centimétricas, com laminação quasi-planar (laminação ondulada incipiente -Fig. III.12). | Fluxo oscilatório |
| **Ac** | Arenitos, pelitos ou camadas heterolíticas com dobras convolutas | Arenitos micáceos, de granulação fina, com dobras convolutas centimétricas deformando estruturas pré-existentes, comumente laminação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante (Fig. III.13). A espessura das camadas varia de centimétrica a decimétrica. Ocorrem também camadas de siltitos argilosos e de arenitos heterolíticos com laminação convoluta (chegando por vezes a adquirir caráter maciço), cujas espessuras também variam de centimétrica a métrica. | Deformações pós-deposicionais decorrentes de sismicidade e/ou perda de fluidos por sobrecarga |
| **Ah** | Arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley* e/ou com estratificação cruzada de baixo ângulo | Arenitos micáceos, com granulação fina a muito fina, por vezes siltosos, com estratificação cruzada tipo *hummocky* (Fig. III.14) e tipo swaley (Fig. III.15). Apresentam espessas camadas amalgamadas e superfícies onduladas, típicas de *hummocky*. A espessura e amplitude destas fácies varia de decimétrica a métrica. Também ocorrem arenitos micáceos com granulação média a muito grossa, texturalmente submaturos e com estratificação cruzada de baixo ângulo; a espessura destas camadas é decimétrica. | Fluxo oscilatório e fluxo combinado (oscilatório + unidirecional) |
| **H** | Acamamento heterolítico | Camadas tabulares centimétrica a decimétrica, com laminação heterolítica de arenitos muito finos a finos com pelitos em igual proporção, tipo *wavy* –Hw (Fig. III.16) e, mais raro, do tipo *lenticular beding* –Hf (Fig. III.17). Associam-se à esta fácies níveis de pelitos com laminação plano-paralela. | Alternância de processos de decantação e processos de tração em regime de fluxo inferior |
| **At** | Arenitos com estratificação cruzada tabular | Arenitos com granulometria fina a grossa, com estratificação cruzada tabular, localmente com seixos esparsos. Comumente ocorrem clastos de argila retrabalhados na base. A espessura destas camadas varia de centimétrica a decimétrica. | Migração de dunas subaquosas de cristas retas |
| **Ath** | Arenitos com estratificação cruzada tangencial heterolítica | Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tangencial na base, com abundantes lâminas argilosas nos estratos frontais (*tidal bundles*) e superfícies de reativação (Fig. III.18). | Migração de dunas subaquosas marcadas por períodos de estagnação da corrente (deposição de argila) e variação de intensidade e direção da corrente (superfícies de reativação) |
| **Am** | Arenitos maciços | Arenitos micáceos, com granulometria variável de fina a muito grossa, com presença de grânulos e poucos seixos esparsos nas frações mais grossas. A geometria é tabular, com espessuras que variam de 3 cm a 6 cm em média. Os seixos são subangulosos, geralmente de rochas metamórficas e vulcânicas.<br>As frações mais finas são mineralogicamente imaturas a submaturas (presença de clastos de plagioclásio). A espessura varia de centimétrica a decimétrica. | Fluxo granular, promovido pela energia de colisão entre as partículas, em correntes de turbidez |

| | | | |
|---|---|---|---|
| **$Am_p$** | Arenitos maciços com piroclastos | Arenitos micáceos finos a médios, maciços, com piroclastos (comumente de fragmentos de andesito) com cerca de 2 cm de diâmetro médio (Fig. III.19). Camadas com espessuras centimétricas a decimétricas. | Fluxo granular ou correntes de turbidez sin-vulcânicas |
| **Ap** | Arenitos com estratificação plano-paralela | Arenitos micáceos com granulação variável de fina a muito grossa, localmente com grânulos e seixos, com laminação ou estratificação plano-paralela (Fig. III.20), mineralogicamente imaturos (presença de grãos de feldspato) e texturalmente submaturos. Espessura variável de centim. a decimétrica, localmente atingindo até 1,0 m de espessura. | Correntes em regime de fluxo superior |
| **Aa** | Arenitos com estratif cruzada acanalada | Arenitos grossos, com seixos esparsos, com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte, em camada lenticular com espessura decimétrica. | Migração de dunas de cristas sinuosas |
| **Cm** | Conglomerados maciços | Conglomerados maciços sustentados pela matriz arenosa (Fig. III.21), com seixos, calhaus e matacões de até 46 cm de diâmetro, subangulosos a subarredondados. A matriz é mineralogicamente imatura, com granulometria de areia média a grânulos, micácea e com feldspatos. Possuem geometria tabular, com espessuras que variam de centimétricas a métricas. | Fluxo de gravidade, por vezes associados a correntes de turbidez |
| **$Cm_p$** | Conglomerados maciços com piroclastos | Conglomerados maciços sustentados pela matriz arenosa, com seixos e calhaus de até 10 cm de diâmetro, subangulosos a subarredondados. Localmente apresentam granodecrescência para o topo. A matriz é mineralogicamente imatura, com granulometria de areia média a grânulos. Possui geometria tabular, com espessura que varia de centimétrica a decimétrica. Comumente apresentam ejetólitos (Fig. III.22) e fragmentos idiomórficos de feldspatos (Fig. III.23). | Fluxo de gravidade associados a correntes de turbidez sin-vulcânicas |
| **Cp** | Conglomerados (ou localmente brechas) com estratificação plano-paralela | Conglomerados sustentados pela matriz arenosa, com estratificação plano-paralela (Fig. III.24). Arcabouço com clastos de 2 a 10 cm de diâmetro, subangulosos a subarredondados. Ocorrem localmente associados a **Cm**. A matriz é micácea, sendo mineralogicamente imatura, com granulometria de areia média a grânulos, com feldspatos. Possui geometria tabular, com espessuras variando de 10 a 40 cm. | Correntes de turbidez de alta densidade |
| **Ct** | Conglomerados com estratificação cruzada tabular | Conglomerados sustentados pela matriz arenosa com estratificação cruzada tabular. Arcabouço com clastos de até 12 cm de diâmetro, subangulosos a subarredondados. Ocorrem localmente associados a **Cm**. A matriz é micácea, mineralogicamente imatura, com granulometria de areia média a grânulos. Possui geometria tabular, com espessuras decimétricas. | Acreção frontal de barras longitudinais |

Após o agrupamento de litotipos em uma fácies que identificasse suas principais estruturas e características, bem como as interpretações de seu processo gerador, foram identificadas as fácies comuns a determinados processos, sendo as mesmas agrupadas nas seguintes categorias:

**Tabela III.06:** Processos geradores de fácies

| *Fácies associadas* | *Processos Predominantes* |
|---|---|
| **Pl** | Decantação |
| **Al, Alc, Ao** e **Am** | Correntes em regime de fluxo inferior |
| **Am, $Am_p$, Ap, Cm, $Cm_p$** e **Cp** | Correntes em regime de fluxo superior |
| **Am, Cm** | Fluxos de gravidade |
| **Ah, Alc, Aq** | Fluxos oscilatórios/combinado |
| **Aq** | Fluxos oscilatórios |
| **At**, Aa | Migração de dunas |
| **Ath** | Migração de dunas alternadas com períodos de estagnação de correntes |
| **Ct** | Processos de acresção de barras longitudinais |
| **Ac** | Processos de fluidização |

As análises de fácies e suas associações foram empregadas na interpretação dos paleoambientes do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim, sendo realizadas em conjunto com as análises de paleocorrentes e proveniência, o que permitiu uma interpretação da paleogeografia da unidade.

As associações de fácies foram estabelecidas a partir da observação entre as relações das fácies, considerando principalmente suas geometrias, contatos e ciclicidades, sendo estas representadas em seções colunares de detalhe e esquemáticas, levantadas em afloramentos e perfis representativos e bem expostos. A realização de levantamentos contínuos verticais na região foi prejudicada dada à grande segmentação tectônica que esta unidade apresenta, bem como a ausência de exposições de longos trechos. Apesar destas limitações, estes estudos permitiram-nos interpretar os depósitos sedimentares das formações Crespos e Santa Bárbara na região de Bom Jardim, bem como o estabelecimento de suas variações laterais e verticais. Desta maneira, a interpretação dos paleoambientes destas formações foi obtida com a correlação dos perfis levantados com outros observados e que apresentam as mesmas associações de fácies.

O reconhecimento da estreita relação entre os tipos de depósitos (associações de fácies) concentrados em intervalos estratigráficos específicos permitiu-nos a individualização de sucessões de fácies para as formações Crespos e Santa Bárbara, agrupando depósitos de ambientes interpretados como variações laterais dentro de uma paleogeografia comum, com evolução caracterizada pela mudança progressiva em um ou mais parâmetros (Walker 1992).

As sucessões de fácies individualizadas nas formações Crespos e Santa Bárbara serão adiante descritas.

**Figura III.05:** Exemplo de fácies **Pl** - pelito com laminaçãoplano-paralela

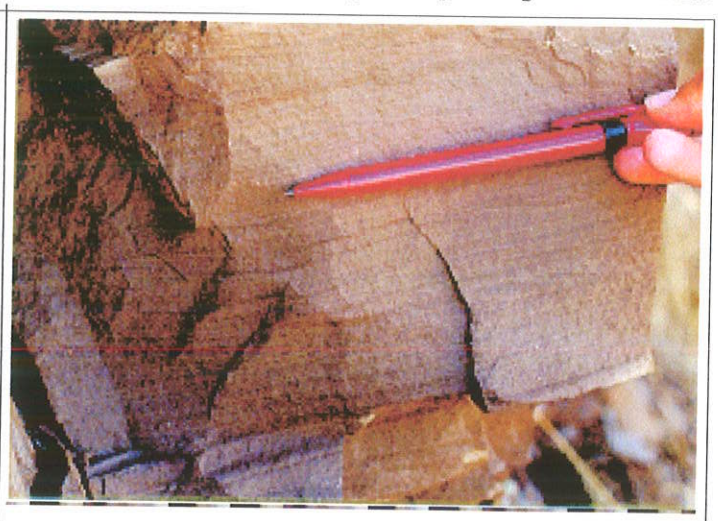


**Figura III.06:** Exemplo de fácies **Al** - arenito com laminação plano-paralela

**Figura III.07:** Exemplo de fácies **Alc** - arenito com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripples*)

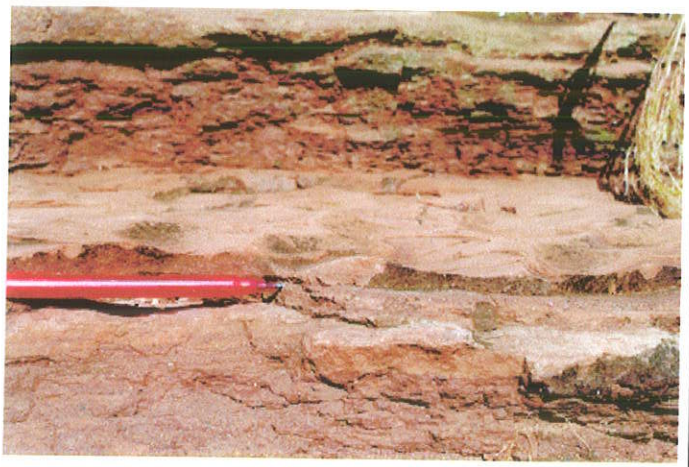


**Figura III.08:** Exemplo de fácies **Alc** - arenito com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripple)* com base reta, indicativo de corrente unidirecional

**Figura III.09:** Exemplo de fácies **Alc** - arenito com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripple)* com base ondulada e dissemelhança estrutural interna e externa, indicativo de fluxo oscilatório

**Figura III.10:** Exemplo da fácies **Ao** - Arenito fino com marcas onduladas

**Figura III.11:** Fácies **Ao**- Arenito muito fino com marcas onduladas e películas de argila no topo

**Figura III.12:** Exemplo da Fácies **Aq** - Arenito fino com laminação quasi-planar

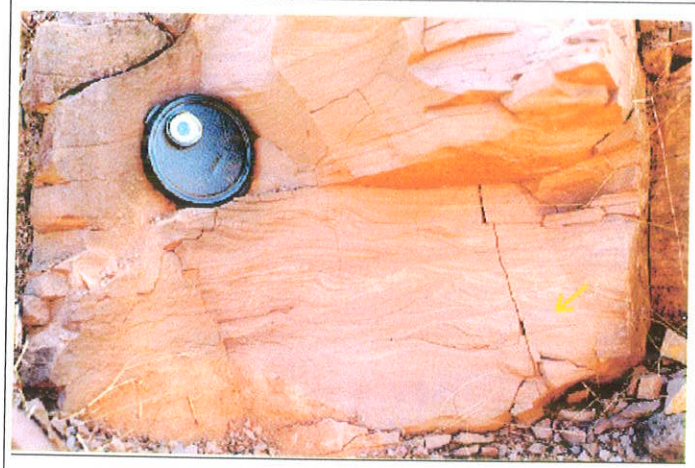


**Figura III.13:** Exemplo da Fácies **Ac** - arenito fino com estratificação cruzada cavalgante (*climbing ripple*) convoluta

**Figura III.16:** Exemplo da Fácies **H** - camadas heterolíticas tipo *wavy*

**Figura III.17:** Exemplo da Fácies **H** - camadas heterolíticas tipo *lenticular beding*

**Figura III.18:** Exemplo da Fácies **Ath** - arenito com estratificação cruzada tabular tangencial na base, com lâminas argilosas nos estratos frontais

**Figura III.14:** Exemplo de fácies **Ah** - Arenitos micáceos com estratificação cruzada tipo *hummocky*.
Arenitos micáceos da Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas, Formação Santa Bárbara. Ponto 277

**Figura III.15:** Exemplo de fácies **Ah** - arenitos micáceos com estratificação cruzada tipo *swaley*.
Arenitos micáceos da Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas, Formação Santa Bárbara. Ponto 276B.

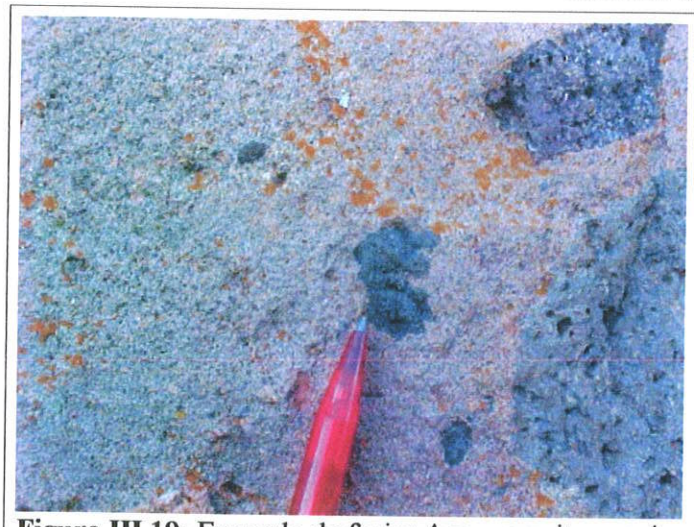


**Figura III.19:** Exemplo da facies $Am_p$ - arenito maciço, com piroclasto (possivelmente ejetólito)

**Figura III.20:** Exemplo da facies **Ap** - arenito com estratificação plano-paralela

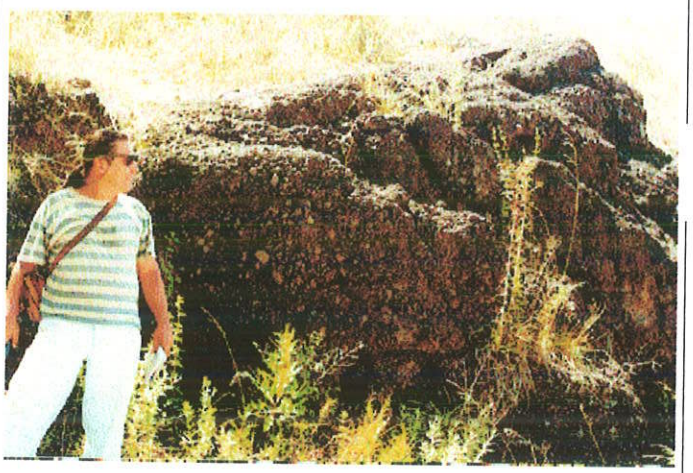


**Figura III.21:** Exemplo da facies **Cm** - conglomerado maciço

**Figura III.22:** Exemplo da facies $Cm_p$ - brecha maciça, com piroclasto (possivelmente ejetólito)

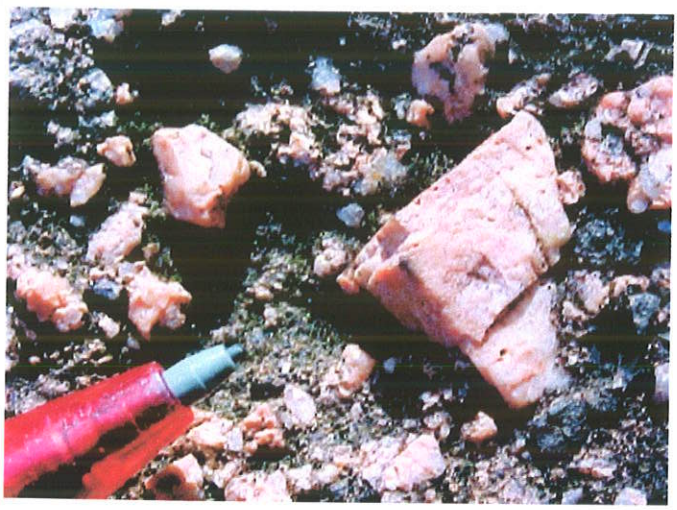


**Figura III.23:** Exemplo de facies $Cm_p$ - Piroclasto (possivelmente de magma porfirítico) em conglomerado maciço

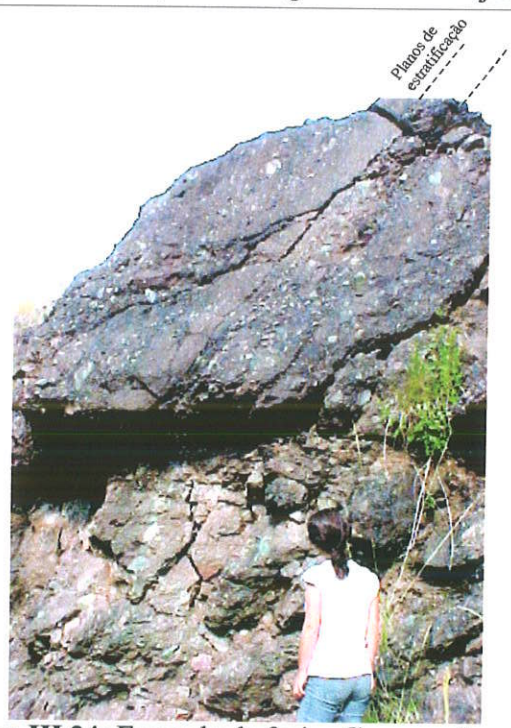



**Figura III.24:** Exemplo da facies **Cp** - conglomerado com estratificação plano-paralela

# CAPÍTULO IV – AS SUCESSÕES DE FÁCIES DA FORMAÇÃO CRESPOS NA REGIÃO DE BOM JARDIM

## IV.1. INTRODUÇÃO

O mapeamento e a caracterização dos depósitos da Formação Crespos possibilitaram o reconhecimento estratigráfico de suas sucessões de fácies. Desta forma, foram reconhecidas duas sucessões de fácies com características paleoambientais distintas, separadas por um espesso pacote de rochas vulcânicas e piroclásticas, representadas no Mapa Geológico e de Ambientes Deposicionais (Mapa Anexo) e na seção esquemática da Formação Crespos (Fig. IV.01).

(i) *Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas*: representam a porção inferior da unidade, com depósitos gerados predominantemente em águas profundas (costa-afora) que compõem os diversos litotipos do Membro Cerro da Angélica;

(ii) *Rochas Vulcânicas e Piroclásticas*: rochas de composição andesítica, com alguma contribuição de ácidas nos termos piroclásticos. Correspondem ao Membro Hilário;

(iii) *Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas*: representam os depósitos superiores, de ambientes lacustres, predominantemente costeiros, que constituem as litologias do Membro Picada das Graças.

Para a análise das paleocorrentes da Formação Crespos foram obtidas 53 medidas a partir de laminações cruzadas e *climbing ripples*, além de raras marcas onduladas assimétricas e estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte, estruturas sedimentares características dos ambientes deposicionais encontrados. As características faciológicas da unidade dificultaram a obtenção de mais medidas, conferindo um caráter preliminar a esta análise.

A análise de proveniência do arcabouço nos depósitos conglomeráticos da Formação Crespos foi realizada em 07 afloramentos. A análise compreendeu a contagem de mais de 50 clastos, com diâmetros superiores a 1 cm, em cada afloramento observado. Para algumas unidades, a contagem estatística foi realizada em mais de um afloramento do mesmo nível estratigráfico.

## IV.2. SUCESSÃO DE FÁCIES LACUSTRES DE ÁGUAS PROFUNDAS

Esta sucessão de fácies, que ocorre ao longo de toda a porção oriental da área pesquisada e representa a porção basal da Formação Crespos, atinge uma espessura de até 1.500 m. Rochas vulcânicas e piroclásticas do Membro Hilário interdigitam-se com os depósitos de topo desta sucessão.

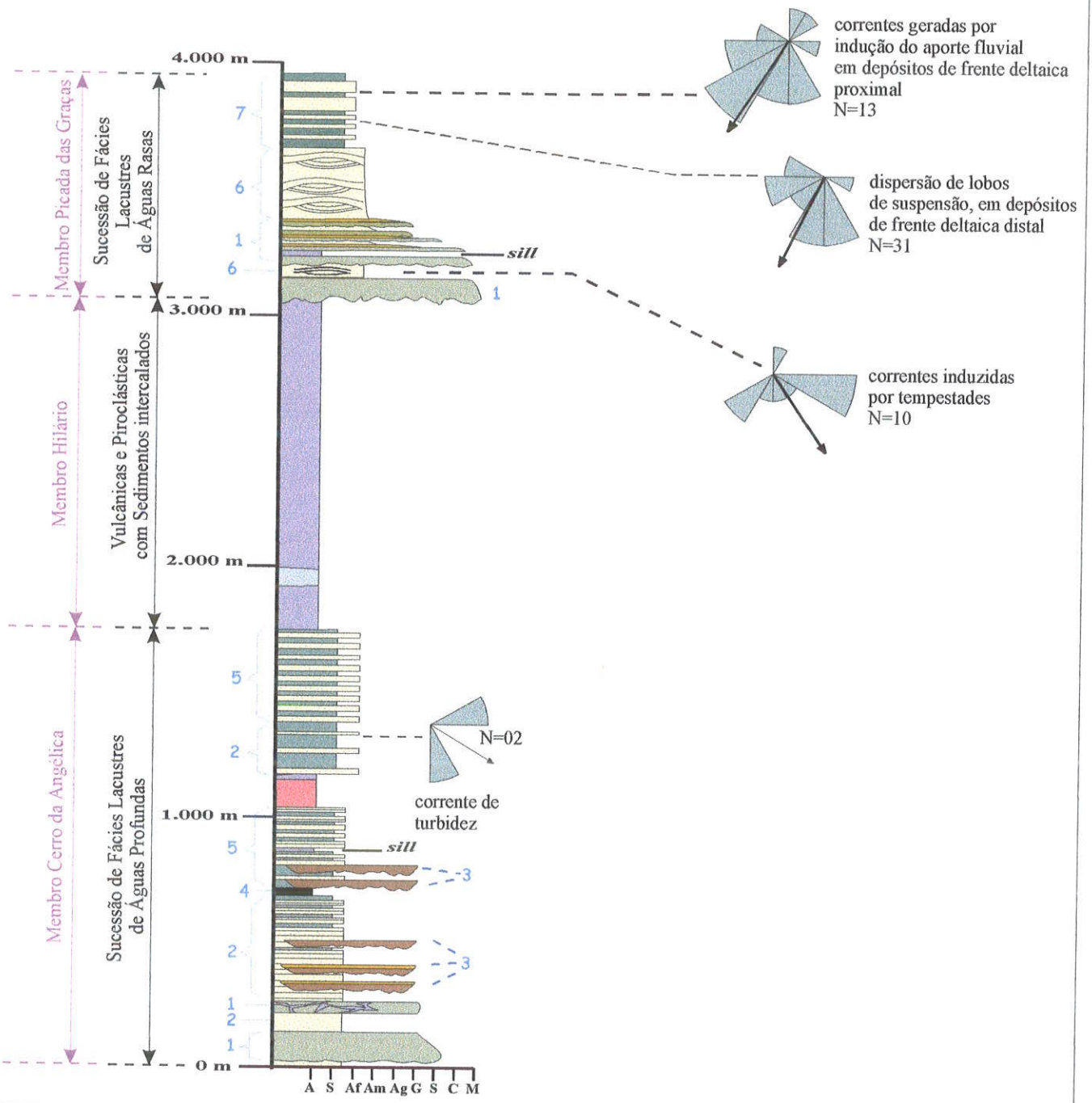
Os processos geradores das fácies desta unidade puderam ser agrupados em associações de fácies, obtendo-se os seguintes depósitos sedimentares:

(i) Depósitos lacustres de turbiditos proximais;

(ii) Depósitos lacustres de suspensão e de turbiditos distais;

(iii) Depósitos lacustres de turbiditos canalizados;

(iv) Depósitos lacustres de turbiditos monótonos.




**SISTEMAS DEPOSICIONAIS**

1- Depósitos de turbiditos proximais desconfinados

2- Depósitos de turbiditos distais de costa-afora

3- Depósitos de turbiditos proximais, confinados em canais subaquosos

4- Depósitos de suspensão de costa-afora (*offshore*), com incursões de turbiditos distais

5- Depósitos de turbiditos distais e monótonos, de costa-afora

6- Depósitos de tempestitos costeiros (*nearshore*)

7- Depósitos de suspensão de frente deltaica lacustre distal a proximal, com eventuais incursões de canais fluviais distributários

Legenda das unidades

- Derrames e intrusões de composição intermediária
- Rochas piroclásticas de composição mista
- Rochas piroclásticas de composição intermediária
- Peperito
- Argilitos
- Siltitos
- Arenitos arcoseanos finos
- Arenitos arcoseanos grossos
- Conglomerados, brechas e arenitos conglomeráticos
- Conglomerados e arenitos conglomeráticos

**Figura IV.01:** Seção Esquemática da Formação Crespos na região de Bom Jardim, norte da Sub-bacia Camaquã Central

## IV.2.1. Depósitos Lacustres de Turbiditos Proximais

Estes depósitos constituem-se de conglomerados e brechas maciças sustentados pela matriz (fácies **Cm**). Seu arcabouço é formado por fragmentos angulosos a subangulosos de filitos, rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e quartzo de veio, com diâmetro médio de 6 cm; a matriz é siltica a arenosa. Comumente apresentam piroclastos de até 6 cm de diâmetro no arcabouço, constituindo a fácies $\mathbf{Cm_p}$ (Fig. III.22). Suas camadas possuem espessuras métricas, com geometrias tabulares. Comumente intercalam-se com depósitos de suspensão e de turbiditos distais em seus níveis superiores. Estes depósitos encontram-se na base do Cerro da Angélica (Fig. IV.02 e IV.10a).

***Interpretação Paleoambiental***

O aspecto maciço destes depósitos, sem organização ou gradação interna, permitiu-nos uma interpretação de sua geração por correntes de turbidez de alta densidade, possivelmente induzidas por atividade vulcânica, devido à presença de detritos piroclásticos. De acordo com Orton (1995), detritos deste tipo misturados com detritos epiclásticos podem sugerir atividade vulcânica contemporânea à sedimentação.

Outras evidências de ocorrência de erupções vulcânicas concomitantes a processos de sedimentacão puderam ser constatadas em campo, onde foram observadas camadas de rochas vulcanoclásticas, como exemplificado pela ocorrência de um peperito no extremo sul da área. Esta rocha, que ainda não havia sido descrita na Formação Crespos, constitui-se de uma brecha sedimentar com intrusões de rocha de composição intermediária (Figs. IV.03a e IV.03b). Apresenta aspecto maciço, com bolsões irregulares de sedimentos isolados pelas porções ígneas. Segundo McPhie *et al.* (1993), peperito é uma rocha vulcanoclástica gerada pela intrusão de lava ou magma em sedimentos inconsolidados e úmidos, resultando em uma mistura de bolsões de rochas vulcânicas e rochas clásticas, obliterando o acamamento inicial.

Em análise petrográfica, nas porções sedimentares mais finas do peperito, classificadas como litoarenitos feldspáticos, observam-se fragmentos de rochas vulcânicas e graníticas, bem como cristais de plagioclásio e quartzo. A matriz da brecha apresenta cimento ferruginoso e silicoso. A porção vulcânica apresenta fenocristais de plagioclásio (~90%) e de feldspato potássico (~10%), em matriz com textura fanerítica fina com teor de quartzo inferior a 5%. Petrograficamente, de acordo com a classificação de Streckeisen (1979), situa-se no limite entre basalto e latito-basalto (Fig. I.06a).

***Análise de Proveniência***

A análise estatística da proveniência do arcabouço desses depósitos compreendeu a contagem de 110 seixos em 1 estação (Fig. IV.04). Estes, angulosos a subangulosos, raramente arredondados, apresentam como fonte predominante rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (58%) de composição ácida e, em menor quantidade, intermediária. Subordinadamente, ocorrem fragmentos de filitos (32%) e de quartzo de veio (8%), registrando o embasamento como área fonte significativa. Ocorrem também cristais de feldspato euhédrico (1%), bem como fragmentos de rochas vulcânicas de composição intermediária com formas irregulares (1%); estes últimos são interpretados como ejetólitos.

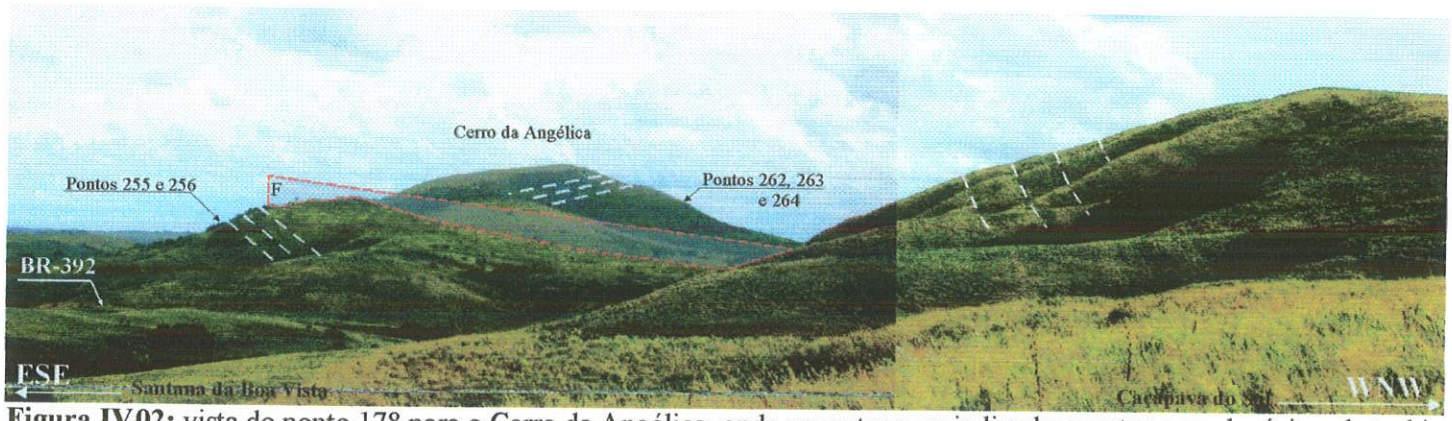



**Figura IV.02:** vista do ponto 178 para o Cerro da Angélica, onde encontram-se indicados pontos com depósitos de turbiditos proximais desconfinados (pontos 255 e 256) e de turbiditos canalizados (pontos 262 a 264)

**Figura IV.03a:** Rocha clástica (c) intrudida por rocha vulcânica (v) básica. Ponto 134. Peperito da Formação Crespos

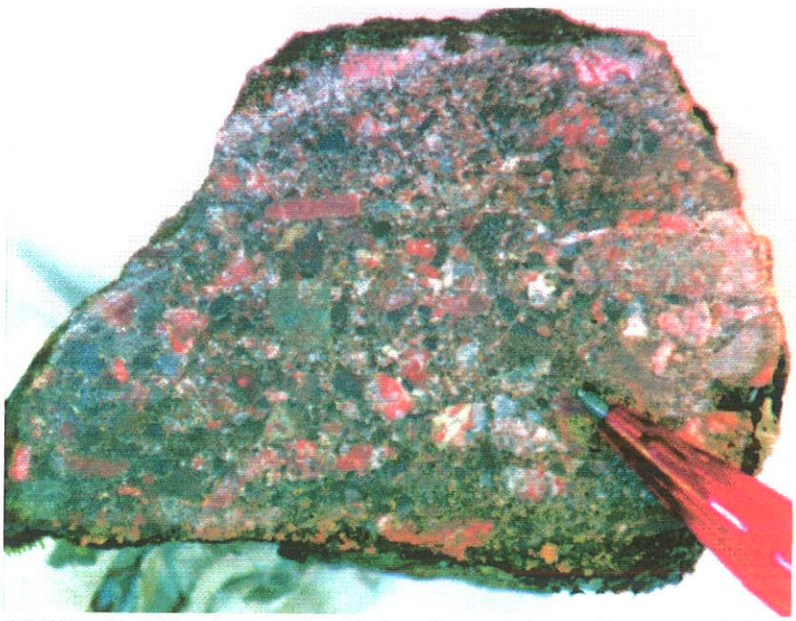


**Figura IV.03b:** Detalhe da porção clástica do peperito, cuja composição do arcabouço é semelhante aos depósitos de fluxo de detritos (*vide* Fig III.22)

Mesmo tratando-se de rochas com a presença de fragmentos não-vulcânicos (como filito e quartzo de veio), estas foram classificadas como rochas sedimentares sin-vulcânicas por apresentarem fragmentos interpretados como piroclastos, sem modificação textural em função, possivelmente, do breve transporte (denotando a proximidade da fonte) e/ou pelo tipo de processo de transporte que, em alguns casos, não promove o retrabalhamento significativo dos clastos, como é o caso de fluxos gravitacionais (como fluxos de detritos) e correntes de turbidez de alta energia (McPhie *et al.* 1993). Segundo Orton (1995), estes processos são predominantes em terrenos vulcânicos e resultam da produção instantânea de grandes volumes de sedimentos e altos gradientes gerados durante erupções vulcânicas. Desta forma, este depósito foi classificado como brecha vulcanoclástica, com pouco retrabalhamento de rochas do embasamento concomitante a processos vulcânicos.

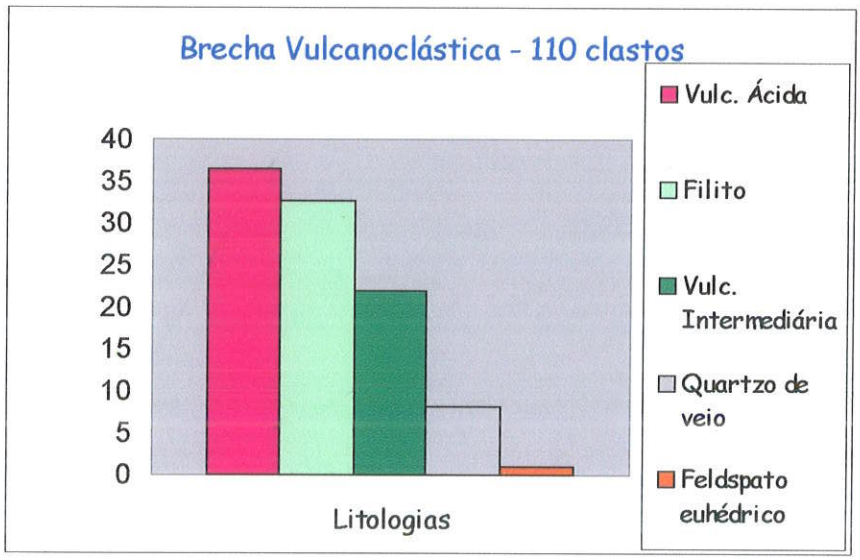



**Figura IV.04:** Gráfico de Proveniência - Brecha Vulcanoclástica, Ponto 136

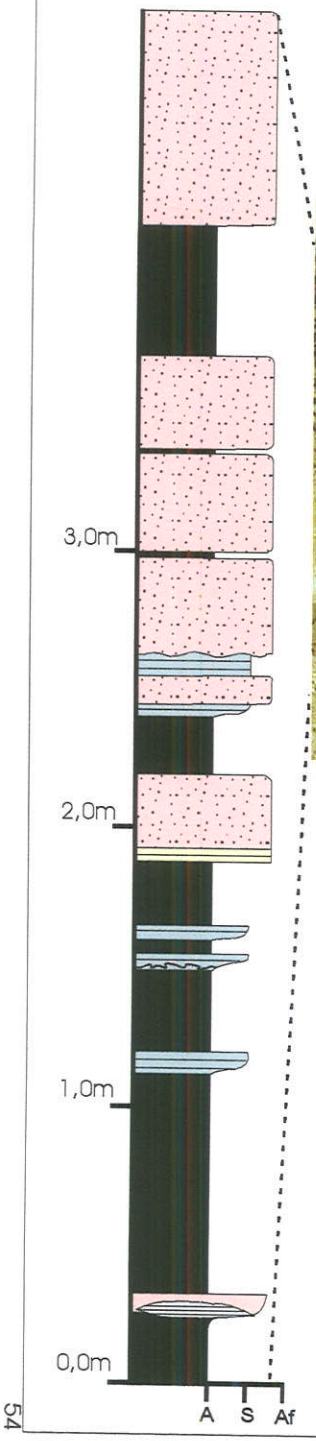
## IV.2.2. Depósitos Lacustres de Suspensão e de Turbiditos Distais

Na base da sucessão de fácies de águas profundas, dominam depósitos formados por espessas camadas tabulares onde se intercalam argilitos, arenitos e pelitos com contatos planos.

As camadas de argilitos e pelitos laminados a maciços (fácies **Pl**) são relacionadas a processos de decantação de material em suspensão. A espessura destas camadas varia de centimétrica a métrica.

Camadas de arenitos muito finos a finos com laminação (fácies **Al**), com marcas onduladas (fácies **Ao**) e por vezes maciços (fácies **Am**), intercalam-se às camadas de argilitos e pelitos. Estas fácies areníticas foram interpretadas como geradas por processos de correntes de turbidez em regime de fluxo inferior. Processos de turbidez alternados a decantação foram reconhecidos em camadas de arenitos muito finos com *climbing ripples* (fácies **Alc**). A espessura destas varia de centimétrica a decimétrica, exceto daquelas constituídas por arenitos finos maciços (fácies **Am**), que alcançam até 1m.

Estas associações de fácies estão representadas nas Figs. IV.05 e IV.06. Análises petrográficas denotam o caráter detrítico destas rochas, sendo os arenitos classificados como arcóseos.

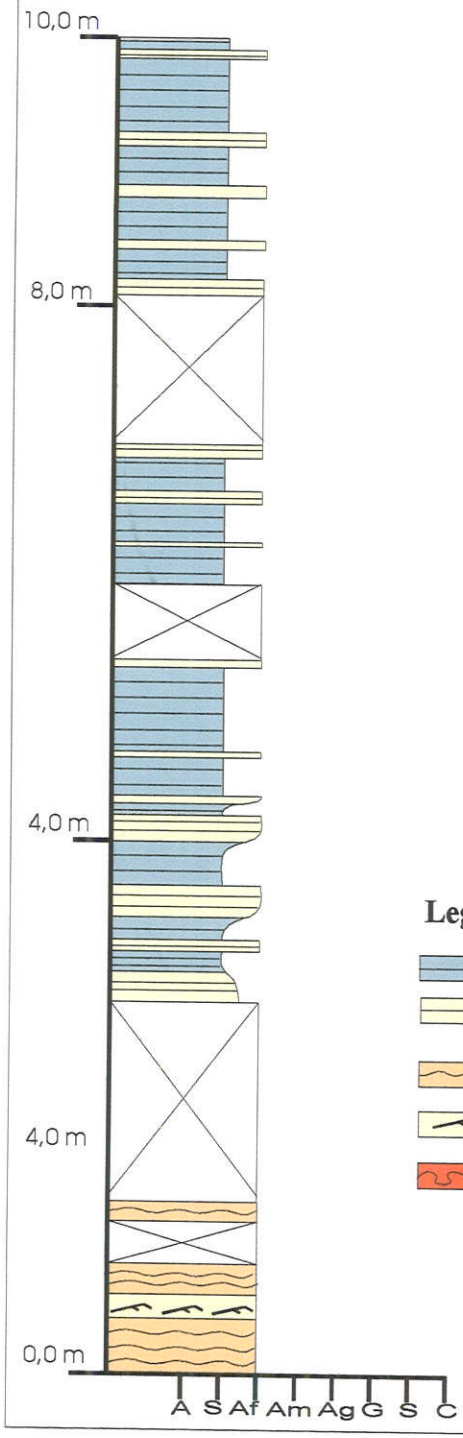


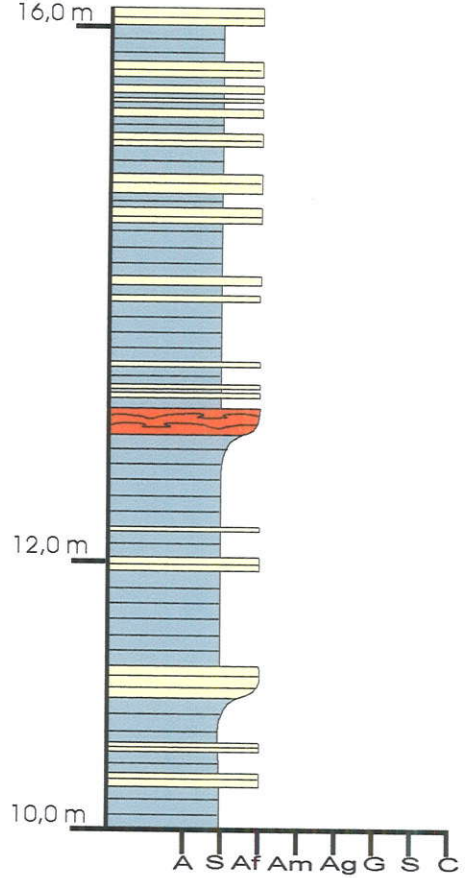
**Legenda**

- Fácies **Pl** - argilito e laminito
- Fácies **Pl** - siltito argiloso laminado
- Fácies **Pl** + **Ac** - siltito com dobras convolutas na base e laminação plano-paralela no topo
- Fácies **Al** - arenito muito fino a síltico, com laminação plano-paralela
- Fácies **Am** - arenito muito fino maciço

**Figura IV.05:**

Depósitos de suspensão de costa afora (*offshore*) lacustre com incursões de correntes de turbidez distais Seção de detalhe do ponto 38, *Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas*, Formação Crespos




**Legenda**

- Fácies **Pl** - siltito laminado
- Fácies **Al** - arenito muito fino a fino, por vezes siltoso, com laminação plano-paralela
- Fácies **Ao** - arenito fino com marcas onduladas
- Fácies **Alc** - arenito fino com *climbing ripples*
- Fácies **Ac** - arenito fino com laminação convoluta

**Figura IV.06:**

Depósitos de suspensão de costa afora (*offshore*) com eventuais incursões de correntes de turbidez distais, em ambiente lacustre Seção de detalhe do ponto 34, *Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas*, Formação Crespos

*Interpretação Paleoambiental*

A ocorrência de grandes espessuras da fácies **Pl** indica um ambiente onde predominam processos de decantação de material em suspensão de costa afora (*offshore*), interrompido por eventuais incursões de correntes de turbidez distais (fácies **Al**, **Alc**, **Am** e **Ao**). Estas correntes de turbidez, embora teoricamente possam estar relacionadas a rebaixamento do nível de base ou sazonalidade, é bastante provável que tenham sido geradas por atividade tectônica e/ou vulcânica contemporânea. A alta taxa de deposição é indicada pela fácies com convoluções (fácies **Ac**).

Considerando propostas de Talbot & Allen (1996), interpretamos os depósitos pelíticos como indicativos de fácies axiais lacustres, as quais intercalam-se a depósitos marginais, aqui interpretados pelas incursões de correntes de turbidez distais que teriam sido depositados ao longo do depocentro da bacia. As intercalações destas fácies são indicativas de condições de águas profundas.

*Análise de Paleocorrentes*

Em função da carência de indicadores de paleofluxo neste tipo de depósitos, foram obtidas somente duas medidas, extraídas em *climbing ripples* de arenitos do ponto 34, interpretadas como gerados por correntes de turbidez distais (Fig. IV.07). Apesar do limitado significado estatístico, obteve-se um resultado semelhante ao das paleocorrentes dos depósitos de topo da Formação Crespos, cujos paleofluxos também apresentam uma direção para SW (*vide* Fig. IV.58).

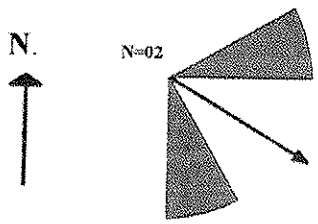
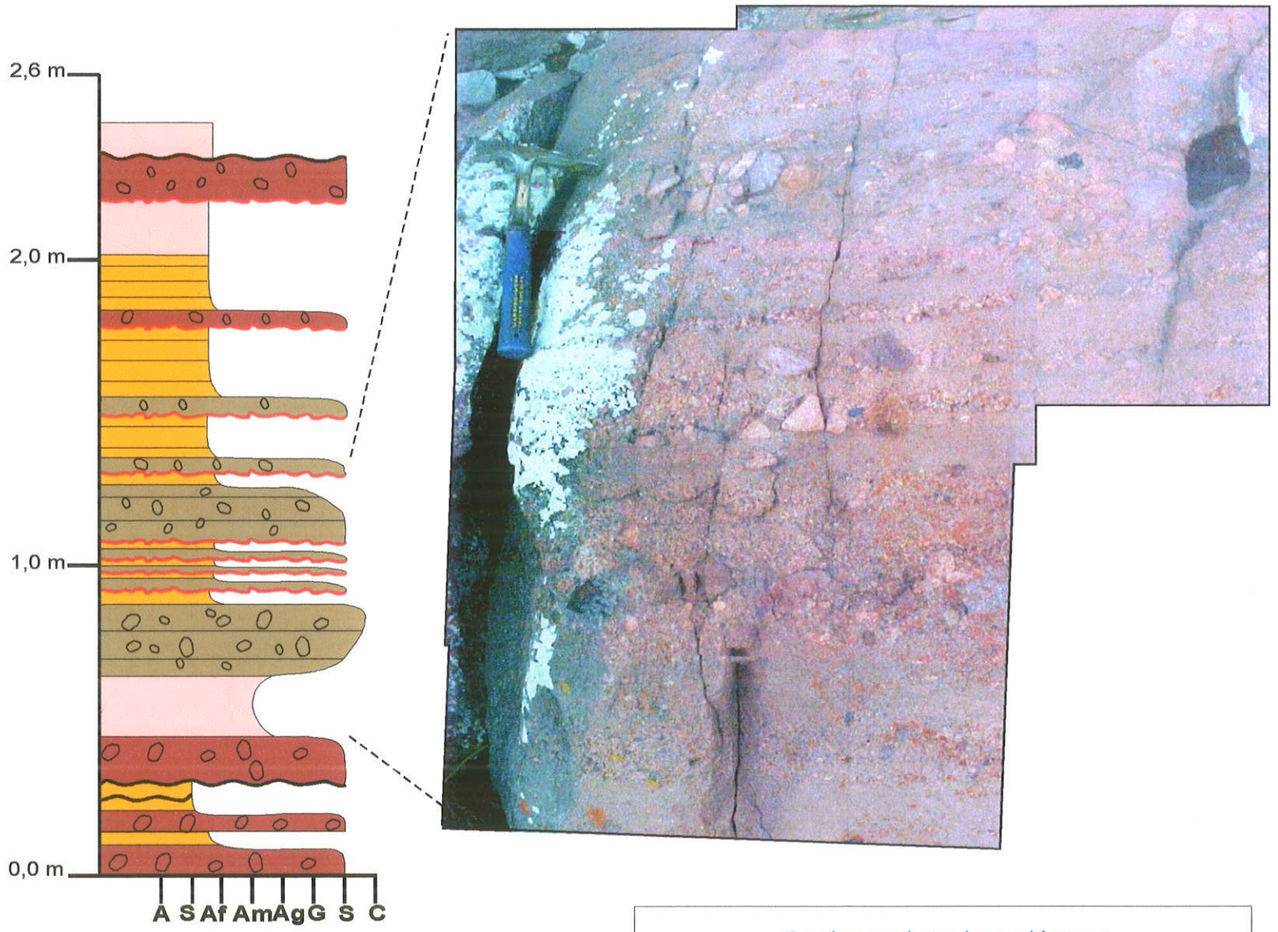



**Figura IV.07:** correntes de turbidez distais. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas. Formação Crespos. Ponto 34

## IV.2.3. Depósitos Lacustres de Turbiditos Canalizados

Os depósitos de turbiditos canalizados são representados por camadas conglomeráticas que se destacam na face oeste do Cerro da Angélica. Estas camadas, de espessuras métricas, são compostas por intercalações cíclicas e granodecrescente de níveis tabulares centimétricos a decimétricos de conglomerados maciços sustentados pela matriz arenosa (fácies **Cm**), conglomerados com estratificação plano-paralela (fácies **Cp**) que transicionam para arenitos conglomeráticos maciços (fácies **Am**), arenitos médios com estratificação plano-paralela (fácies **Ap**) e arenitos finos laminados (fácies **Al**). Comumente estas fácies apresentam piroclastos (fácies $\mathbf{Cm_p}$ e $\mathbf{Am_p}$ Figs. III.19 e III.23). Estas fácies, representadas nas Figs. IV.08 e IV.09, são interpretadas como produto de correntes de turbidez.

A matriz dos conglomerados é grossa, geralmente com grânulos de fragmentos de rochas vulcânicas intermediárias e ácidas, além de fenocristais idiomórficos de feldspatos centimétricos (Fig. III.23) e piroclastos, possíveis ejetólitos. O arcabouço das fácies conglomeráticas (**Cm** e **Cp**) constitui-se de seixos




**Legenda**

- Fácies **Ap** - arenito muito fino a médio, com laminação plano-paralela
- Fácies **Am$_p$** - arenito muito fino a médio, por vezes com grânulos, maciço
- Fácies **Cm$_p$** - conglomerado de seixos, matriz sustentado, maciço
- Fácies **Cp** - conglomerado de seixos, matriz sustentado, com estratificação plano-paralela
- Superfície erosiva
- Superfície ondulada

**Figura IV.08:**

Depósitos de turbiditos - facies marginais - confinados em canais subaquosos, em ambiente lacustre
Seção de detalhe do ponto 262, Formação Crespos.
*Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas*

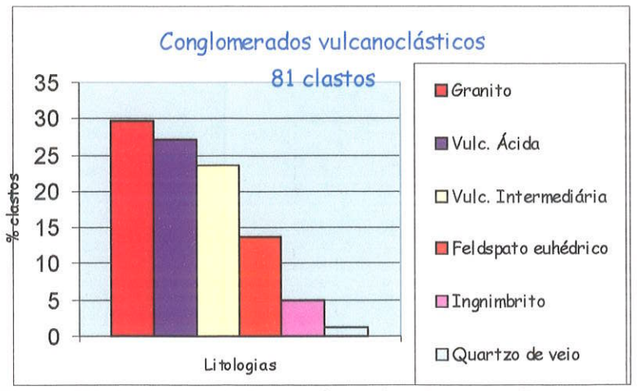
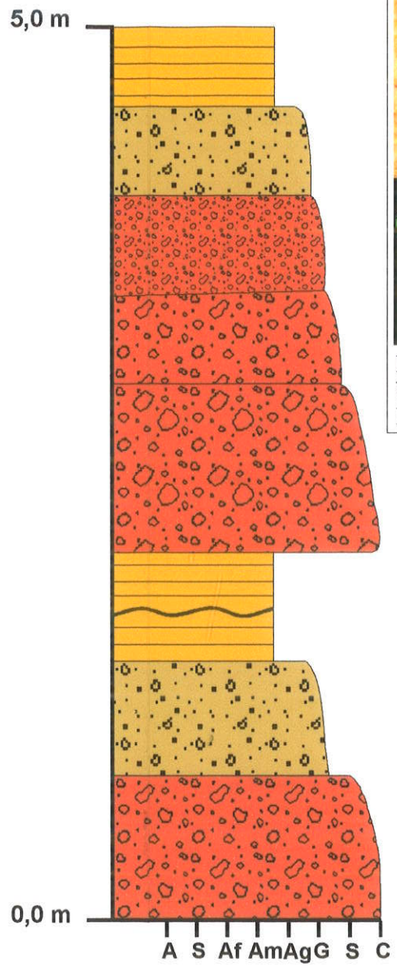



**Figura IV.12:** Gráfico de Proveniência dos clastos do Conglomerado Vulcanoclástico da Formação Crespos. Ponto 262.
*Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas*



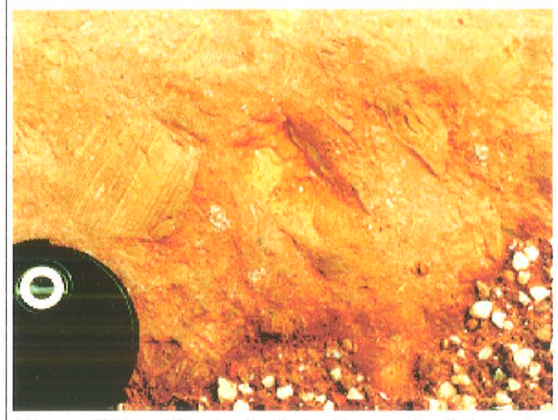
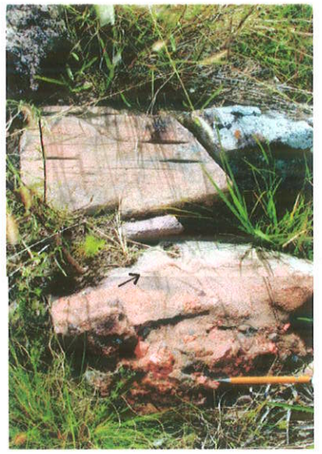



**Figura IV.09a:** Brecha da fácies **Cm** em depósito de turbidito canalizado, com clastos de depósitos de suspensão. Ponto 171. Sucessão de Fácies de Águas Profundas..



Fácies **Am** e **Ap**, com superfície ondulada (fácies Ao) (seta)

**Legenda**

- Fácies **Ap** - arenito médio a fino, com estratificação plano-paralela, truncada por superfície ondulada incipiente (facies Ao)
- Fácies **Am** - arenito conglomerático, maciço
- Fácies **Cm** - conglomerado de seixos e calhaus, maciço, com gradação normal
- Superfície ondulada (Fácies **Ao**)

**Figura IV.09:**

Depósitos de turbiditos - facies marginais - confinados em canais subaquosos, em ambiente lacustre
Seção esquemática do ponto 178, Formação Crespos
*Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas*

subarredondados a subangulosos de até 10 cm de diâmetro, tanto de granito como de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias (Fig. IV.08). Subordinadamente, ocorrem piroclastos com diâmetros de até 2 cm (fácies $\mathbf{Cm_p}$).

Os arenitos conglomeráticos associados apresentam-se tanto maciços como com estratificação plano-paralela (Figs. IV.10b, IV.10c, IV.10d e IV.10e), de granulometria média a fina. Nos termos maciços ocorrem seixos de vulcânicas e granitos subarredondados, além de clastos irregulares de andesitos, interpretados como ejetólitos (fácies $\mathbf{Am_p}$ -Fig. III.19).

As fácies de arenitos médios maciços (fácies **Am** e $\mathbf{Am_p}$) são interpretadas como geradas por fluxos gravitacionais, e passam para arenitos com estratificação plano-paralela (fácies **Ap**) de regime de fluxo inferior.

A associação de fácies acima descrita preenche estruturas de canais subaquosos com geometrias lenticulares, apresentando centenas a milhares de metros de largura por dezenas a centenas de metros de espessura. Na fácies de conglomerados maciços (**Cm**) foram observados clastos angulosos de arenitos finos laminados (fácies **Al** -Fig. IV.09a) dos Depósitos Lacustres de Suspensão e Turbidez, anteriormente descritos. Esta proveniência registrada na porção basal destes canais indica o retrabalhamento destes depósitos de suspensão.

***Interpretação Paleoambiental***

A ocorrência de ciclos com granodecrescência ascendente, com fácies de alta energia que transicionam, em sentido ao topo, para fácies de menor energia, sugere depósitos gerados por correntes de turbidez. Estes depósitos de turbiditos são caracterizados como *Turbiditos de Arenitos Conglomeráticos*, de acordo com a classificação de Walker (1992), levando-se em consideração as similaridades das associações de fácies destes depósitos com àquelas apresentadas pelo autor.

O posicionamento destes depósitos em estruturas lenticulares com forma de canais (Figs. IV.11a e IV.11b) sugere uma sedimentação confinada em canais subaquosos, que erodem depósitos predominantemente de suspensão, como acima discutido.

De acordo com Vessell & Davies (1981 *apud* Orton 1995), períodos de inter-erupção, instalados imediatamente após os períodos eruptivos anteriores, são caracterizados por erosão e incisão de canais fluviais (comumente com carga de fundo cascalhenta) que drenam os corpos vulcânicos com altos gradientes então gerados. O intenso aporte destes sistemas aluviais em lagos pode ser responsável pela geração de sistemas de leques subaquosos conglomeráticos. Por outro lado, a presença de piroclastos (ejetólitos) nestes depósitos caracteriza a continuidade de eventos eruptivos durante sua geração. Segundo Orton (1995), Smith G. (1991) e White (1991) propõem que a preservação de texturas de piroclastos pode dar-se em decorrência do processo de transporte, como por exemplo processos de fluxo de densidade, que dificilmente promovem a abrasão dos fragmentos transportados (McPhie *et al.* 1993).

**Figura IV.10a:** Conglomerado maciço em depósitos de turbidito desconfinado com clastos de riolito (~20 cm), na Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, ponto 256, Formação Crespos

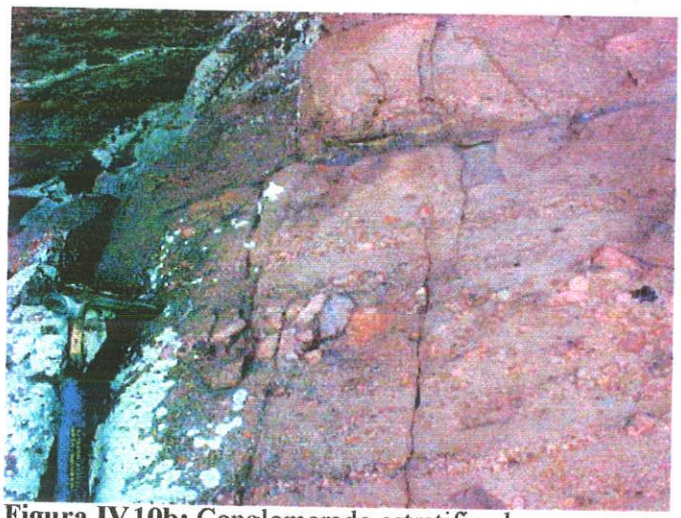


**Figura IV.10b:** Conglomerado estratificado em depósitos de turbidito canalizado - Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas. Formação Crespos, ponto 262

**Figura IV.10c:** Detalhe da Figura IV.10a - matriz grossa do conglomerado maciço maciço, com grão de feldspato euhédrico

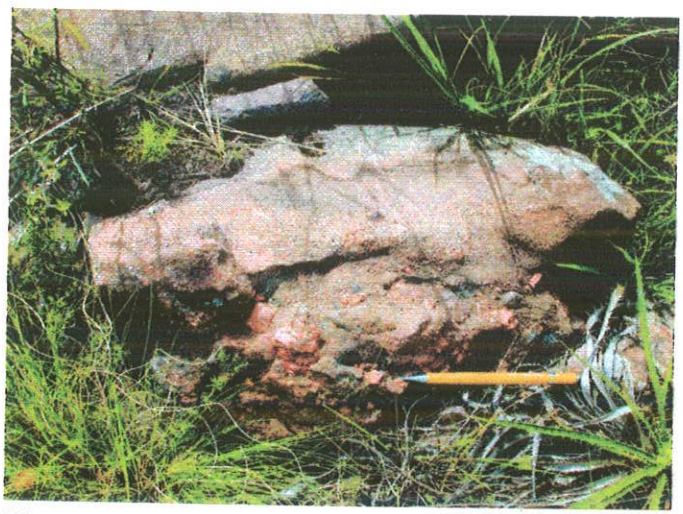


**Fig IV.10d:** arenito conglomerático em depósito de turbidito confinado da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos - ponto 178

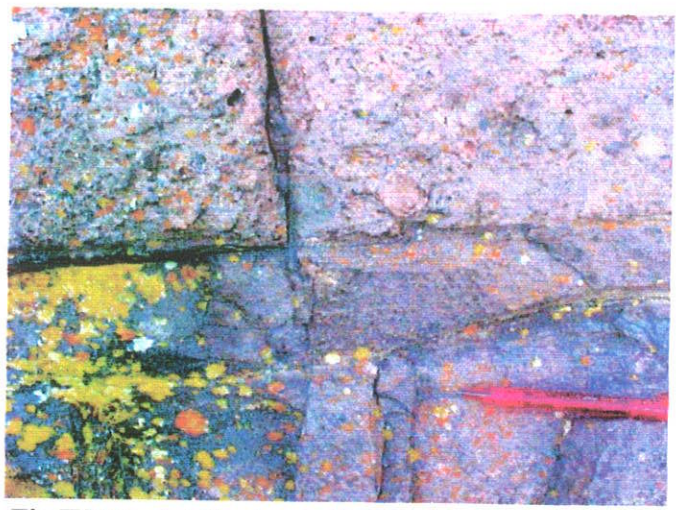


**Fig IV.10e:** detalhe do arenito conglomerático, com estratificação plano-paralela em depósito de turbidito confinado, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos, ponto 262

Fig IV.11a

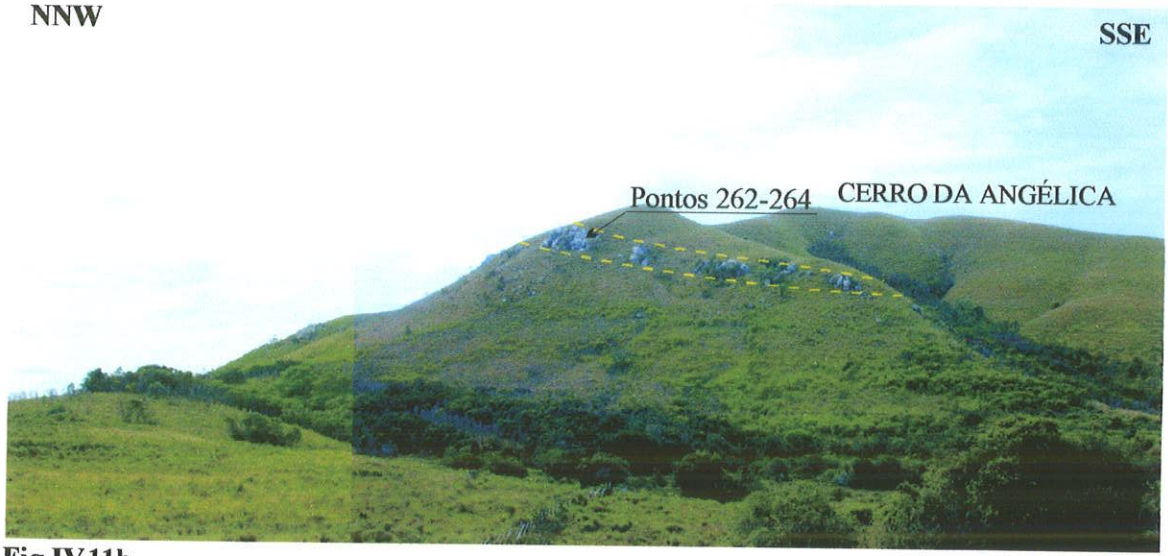



Fig IV.11b

**Figuras IV.11a e IV.11b:** Duas visadas para destacar a geometria lenticular de canais subaquosos, preenchidos por turbiditos proximais. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas. Formação Crespos

*Análise de Proveniência*

A análise estatística da proveniência nestes depósitos foi realizada em uma estação, nos níveis conglomeráticos (Fig. IV.12, junto à Fig. IV.08).

As principais fontes desses depósitos foram rochas vulcânicas de composição ácida e intermediária, fragmentos de ignimbritos e ejetólitos (55%), rochas graníticas hololeucocráticas com textura fina (30%) e raros fragmentos de quartzo de veio (1%). Observou-se também a ocorrência de feldspatos euhédricos (14%).

A proveniência acima descrita permitiu a classificação destes depósitos como rochas sedimentares sin-vulcânicas, pois apresentam piroclastos não-modificados texturalmente, depositados por correntes de turbidez em canais confinados, cuja fonte é predominantemente de depósitos vulcânicos e, possivelmente, de corpos subvulcânicos associados a erupções prévias.

## IV.2.4. Depósitos Lacustres de Turbiditos Monótonos

Estes depósitos são formados por camadas com geometria tabular de espessuras centimétricas a decimétricas de arenitos muito finos maciços (fácies **Am**) e arenitos com marcas onduladas (fácies **Ao**) que se intercalam a camadas milimétricas a centimétricas de pelitos laminados (fácies **Pl**). Estas fácies foram relacionadas a processos de turbidez distais alternados a breves períodos de decantação (Figs. IV.13a e IV.13b). Suas associações encontram-se representadas nas Figs. IV.14 e IV.15.

Esta associação de fácies, na porção basal da presente sucessão, encontra-se em contato transicional sobre os Depósitos Lacustres de Turbiditos Canalizados (Fig. IV.13c) e predomina no topo desta sucessão.

Petrograficamente, suas rochas apresentam fragmentos de quartzo, feldspatos, biotita e de rochas vulcânicas intermediárias e ácidas, além de raros filitos. Observam-se clastos de quartzo vulcânico com fratura conchoidal e faces côncavas com arestas muito angulosas (Fig. IV.13d), interpretados como piroclastos ressedimentados; cimentação secundária carbonática e forte compactação entre os grãos (Fig. IV.13g) são características muito comuns na Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Progundas.

Desta forma, estas rochas foram classificadas como rochas sedimentares sin-vulcânicas; petrograficamente como arcóseos, subordinadamente arcóseos líticos. Localmente ocorrem níveis tufáceos com matriz vítrea devitrificada, corroborando a interpretação de um caráter sin-vulcânico à sedimentação (Fig.IV.13f).

*Interpretação Paleoambiental*

A posição estratigráfica dos depósitos de turbiditos canalizados, com passagem gradual para estes de turbiditos monótonos de ambiente lacustre desconfinado, é interpretada como resposta da diminuição do aporte sedimentar e conseqüente deposição de material fino (fácies **Pl**), em um ambiente relativamente calmo de costa afora.

A abundância da fácies de tração, registrada por superfícies com marcas onduladas (fácies **Ao**), e a ausência de laminação cruzada cavalgante indicam o caráter distal das correntes de turbidez, com a

**Figura IV.13a:** Arenito muito fino com intercalações milimétricas de películas de argila, ponto 42 - BR392 Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos

**Figura IV.13b:** Detalhe de arenito muito fino com intercalações milimétricas de argila

**Figura IV.13c:** Arenito conglomerático maciço de depósito de turbidito confinado, que constitui a base do afloramento do ponto 42, que transiciona para os arenitos finos de turbiditos distais.

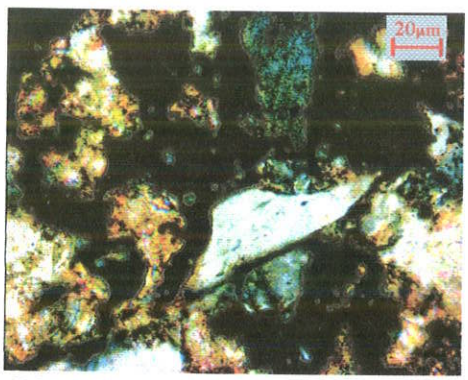



**Figura IV.13d:** Provável piroclasto de quartzo. Arenito muito fino, ponto 42, Formação Crespos

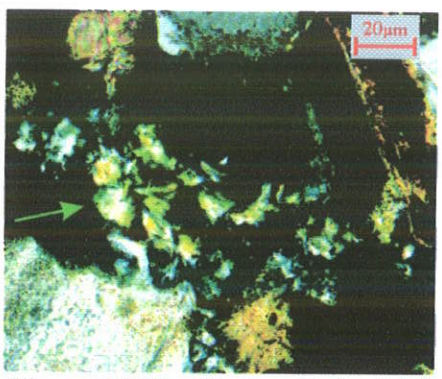



**Figura IV.13e:** Textura de devitrificação em matriz (feições radiais), com posterior alteração para clorita. Arenito muito fino, ponto 244, Formação Crespos

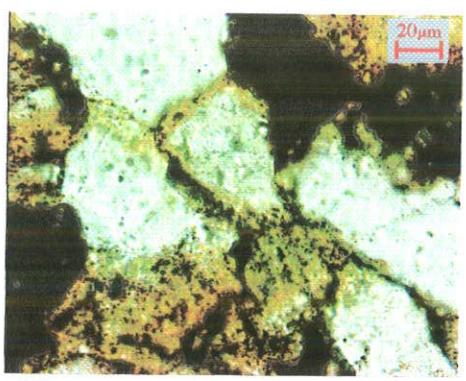
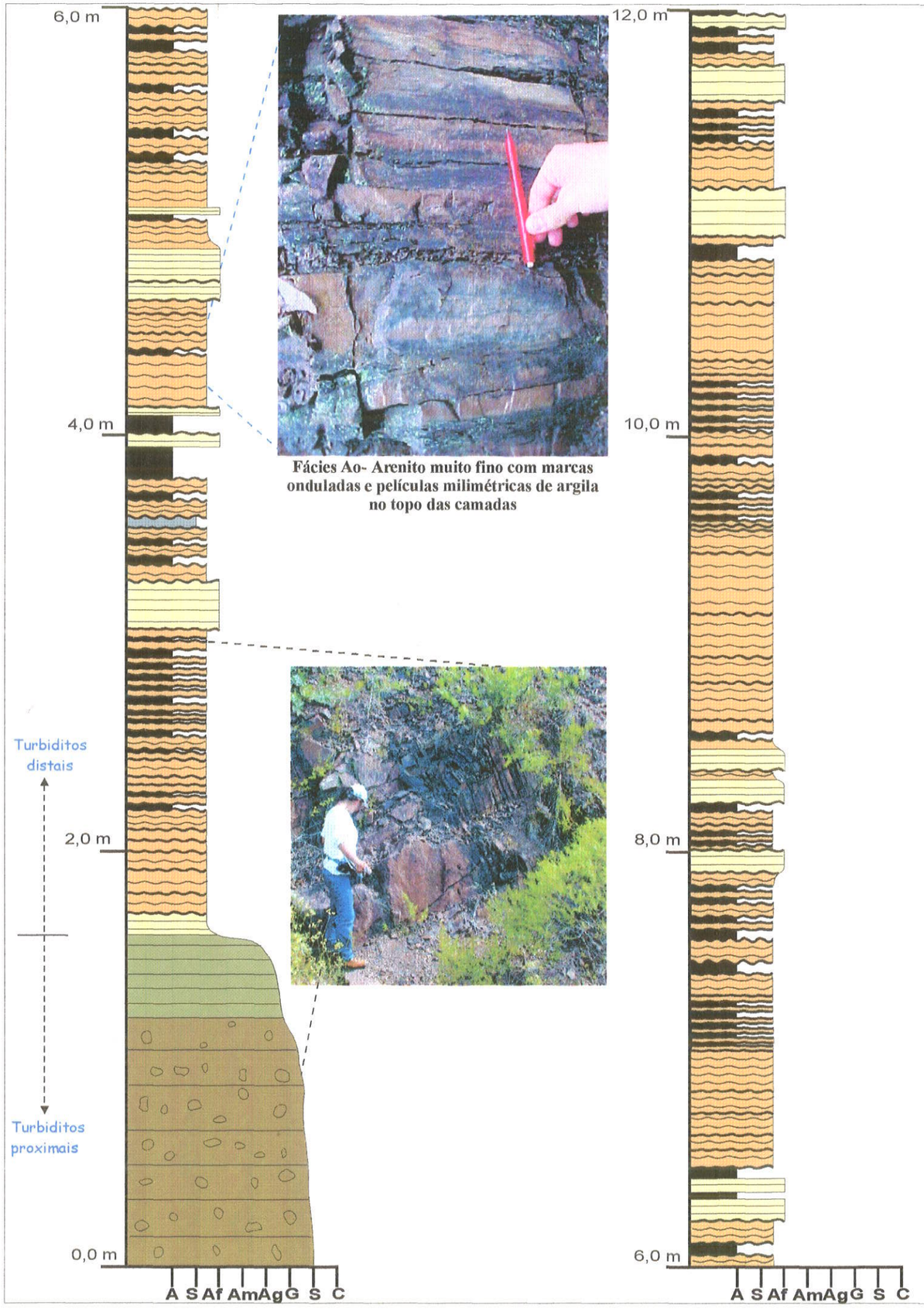



**Figura IV.13f:** Contato plano entre grãos, mostrando forte compactação. Arenito muito fino, ponto 263, Formação Crespos

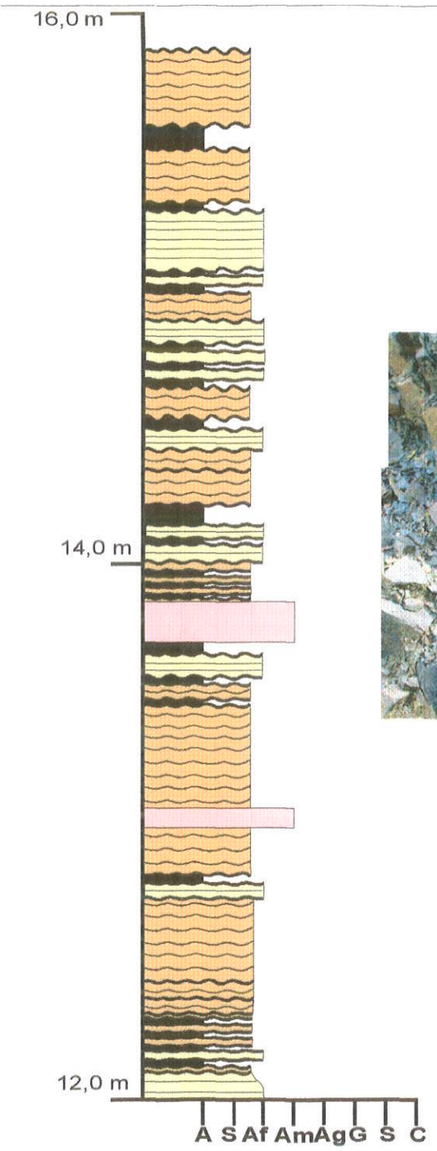





**Fácies Ao- Arenito muito fino com marcas onduladas e películas milimétricas de argila no topo das camadas**





Fácies Ao com intercalações de películas de argila

**Legenda**

- Fácies **Pl** - argilito
- Fácies **Pl** - siltito laminado
- Fácies **Ao** - arenito muito fino a fino, com laminações onduladas internas e,no topo de cada *set*, película milimétrica de argila na superfície com marcas onduladas
- Fácies **Al** - arenito fino com laminação plano-paralela
- Fácies **Am** - arenito médio,maciço
- Fácies **Ap** - arenito grosso a conglomerático (com grânulos e seixos), com estratificação plano-paralela
- Fácies **Cp** - conglomerado de grânulos (e seixos esparsos) com estratificação plano-paralela
- Superfície ondulada com película da argila

**Figura IV.14:**
Depósitos de turbiditos distais em ambiente lacustre
Seção de Detalhe do ponto 42, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, Formação Crespos

**Figura IV.15:** Arenitos finos maciços com geometria tabular e espessuras decimétricas, intercalados com pelitos laminados, em depósitos de turbiditos monótonos que predominam no topo da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, ponto 295, Formação Crespos, deformados pela proximidade com a falha regional de direção NNE-SSW (Falha Angélica)

deposição apenas de carga de tração após a exaustão do material arenoso em suspensão. Desta forma, as fácies de tração (fácies **Ao** e **Al**) são interpretadas como depósitos axiais gerados em um ambiente de água relativamente profunda.

De acordo com a classificação de Walker (1992), estes depósitos representariam *Turbiditos Clássicos de Camadas Finas*, com alternância monótona de arenitos e argilitos interbandados, e pavimentos de marcas onduladas de corrente.

## IV.3. ROCHAS VULCÂNICAS E PIROCLÁSTICAS

A serrania que se extende a NNE do Cerro da Angélica, cuja principal expressão é conhecida como Cerro dos Lopes (Fig. III.04), compreende uma sucessão de rochas vulcânicas de composição predominantemente andesítica, com intercalações de rochas piroclásticas andesíticas a riolíticas nas porções basais. Localmente são observadas intrusões rasas de composição análoga a dos derrames; a má qualidade e falta de continuidade de suas exposições, no entanto, não permitiram sua individualização no mapa. Essa unidade sobrepõe a Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, que intercala-se nas porções iniciais, e é sobreposta pelos depósitos da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, também intercalados no topo da unidade.

### IV.3.1. Rochas Vulcânicas

As rochas vulcânicas, de composição intermediária, intercalam-se na base com depósitos da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas e, no topo, com os da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas.

Os derrames de maior extensão são observados principalmente na porção centro-norte da área, na região do Cerro dos Lopes (Fig. IV.16a). Constituem rochas de coloração acinzentada com matriz afanítica, destacando-se macroscopicamente fenocristais milimétricos ripiformes e prismáticos de plagioclásio (Fig. IV.16b), localmente contendo pequenas amígdalas com carbonato, zeólita, clorita e malaquita(?) (Fig. IV.16c). Observam-se, também, vênulas de carbonatos que preenchem suas fraturas, assim como as das rochas sedimentares. Em alguns locais apresentam padrão de alteração intempérica com esfoliação esferoidal (Fig. IV.16d).

Corpos intrusivos rasos de composição intermediária são observados principalmente na Picada das Graças, a leste da falha de direção NNE que corta a porção central da área de estudo, onde foram reconhecidos *sills* e diques afetando as sucessões de fácies superiores.

As análises petrográficas mostram rochas com predominância de fenocristais de plagioclásio (Figs. IV.16e e IV.16f) em matriz comumente vítrea, além de fenocristais de feldspatos potássicos subordinados. Localmente são observados texturas de devitrificação (esferulitos –Fig. IV.16g) ou alterações, como clorita

**Figura IV.16a**: Vista geral a partir do ponto 31, dos principais corpos de rochas vulcânicas da área de pesquisa - Cerro dos Lopes e Cerro do Irapuazinho

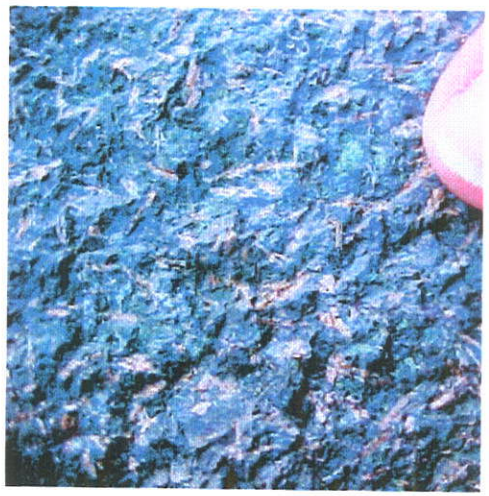


**Figura IV.16b:** Fenocristais ripiformes de feldspato plagioclásio, ponto 209

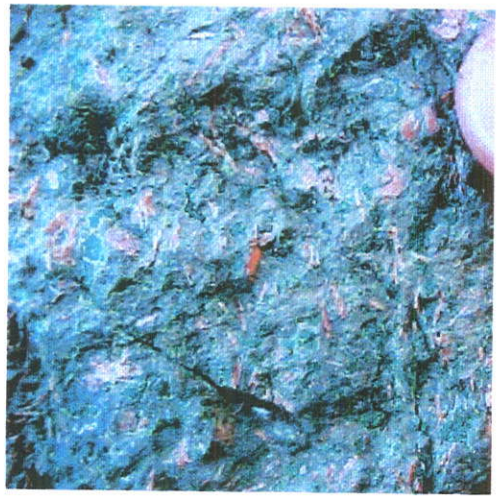


**Figura IV.16c:** Amígdalas com malaquita, ponto 209

**Figura IV.16d:** Padrão de alteração intempérica de rocha vulcânica intermediária. Ponto 92.

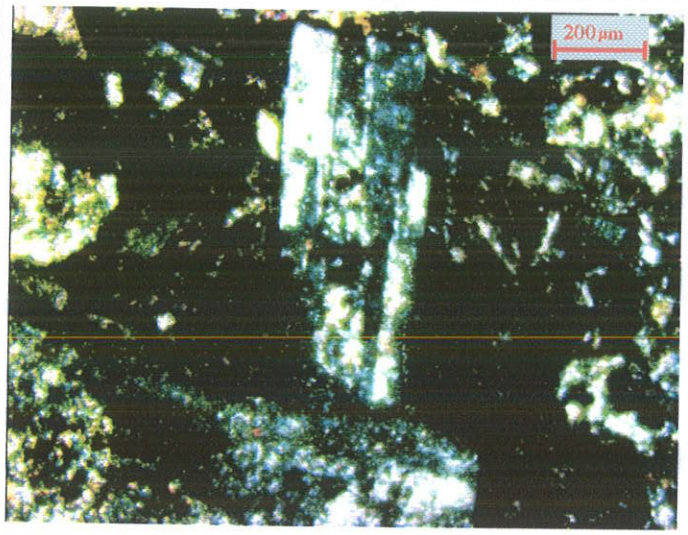



**Figura IV.16e:** Fenocristais de plagioclásio em vulcânica andesítica (latito-basalto) do ponto 03.

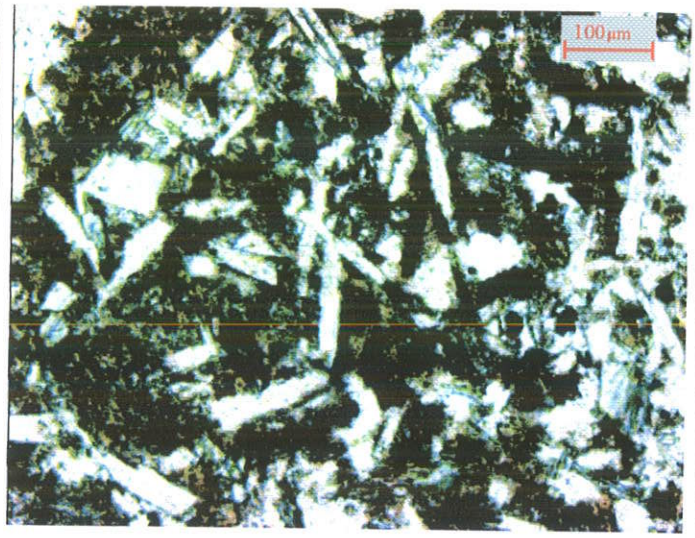



**Figura IV.16f:** Textura fanerítica em rocha vulcânica (latito) do ponto 27.

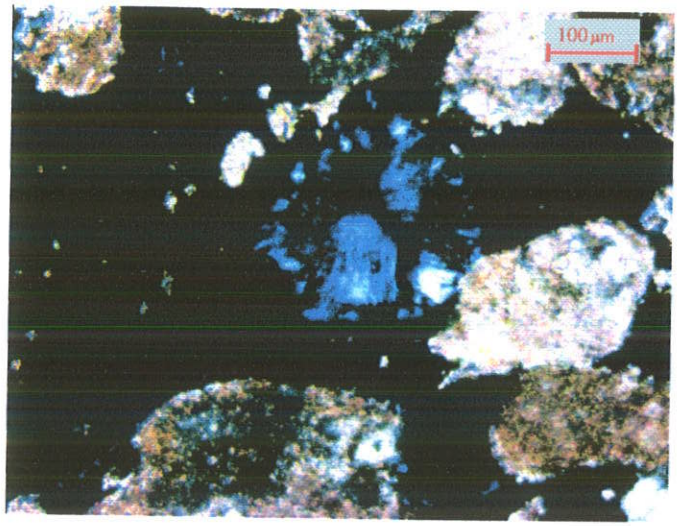



**Figura IV.16g:** Textura de devitrificação (esferulito) em vulcânica andesítica do ponto 04.

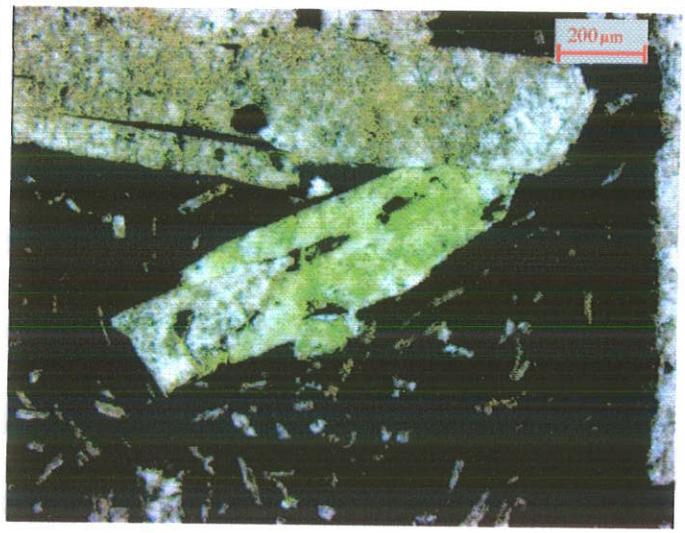



**Figura IV.16h:** Alteração de fenocristal de feldspato para clorita em rocha vulcânica (latito) do ponto 27.

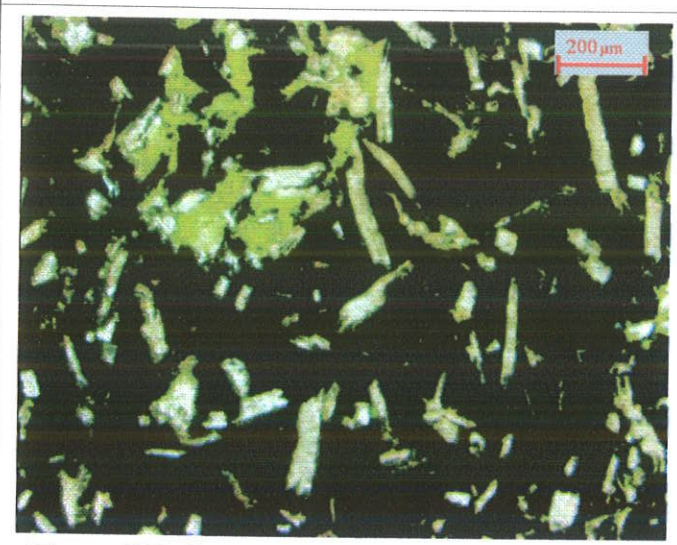



**Figura IV.16i:** Matriz substituída parcialmente por clorita, em rocha vulcânica andesítica. Ponto 25.

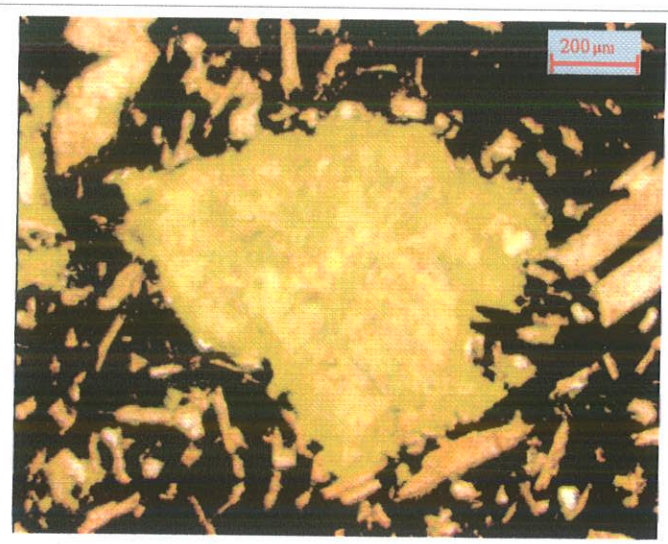



**Figura IV.16j:** Vesícula preenchida por clorita e quartzo em rocha vulcânica andesítica. Ponto 25.

sobre cristais de feldspato (Fig. IV.16h) ou na matriz (Fig. IV.16i). Comumente ocorrem amígdalas com clorita (Fig. IV.16j).

A contagem de fenocristais revelou 6%-23% de feldspato potássico, 79%-92% de plagioclásio e de 1%-2% de quartzo. Estes resultados permitiram a classificação petrográfica dessas rochas (Fig. I.06a) como latito-basaltos e basaltos; latitos são subordinados, tendo uma lâmina apresentado 44% de fenocristais de feldspato potássico, 53% de fenocristais de plagioclásio e 3% de fenocristais de quartzo.

## IV.3.2. Rochas Piroclásticas

Depósitos piroclásticos apresentam-se comumente sotopostos aos derrames e, em menor volume, intercalados aos depósitos das sucessões de fácies sotoposta e sobreposta.

Foram observados predominantemente lapilli tufos, com matriz fina de mesma composição dos fragmentos juvenis (Fig. IV.17a), e tufos finos associados (Fig. IV.17b). Estes depósitos encontram-se bem expostos nos pontos 05 a 08, em cortes da BR-153, ocorrendo principalmente junto aos derrames intermediários, na porção norte desta rodovia.

Localmente ocorrem brechas piroclásticas (Fig. IV.17c) associadas a lapilli tufos e tufos finos (Fig. IV.17d), localizadas próximas da falha NNE-SSW que coloca a Formação Santa Bárbara ao lado da Formação Crespos.

As rochas piroclásticas da Formação Crespos possuem composições intermediárias e ácidas, sendo classificadas da seguinte forma:

(i) Rochas Piroclásticas Andesíticas:

Constituem lapilli-tufos e tufos grossos a finos. Contagens de fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo permitiram uma classificação preliminar para estas rochas piroclásticas, como de composição latito-basáltica (~90% de fenocristais de plagioclásio, ~5% de feldspato potássico e ~5% de quartzo). A matriz, comumente vítrea, apresenta-se por vezes oxidada e/ou substituída por carbonatos, fenômeno também comum nos fenocristais de plagioclásio (carbonatação). Sua colocação a frio é atestada pela presença de *shards* não deformados plasticamente (Figs. IV.17g e IV.17h).

(ii) Rochas Piroclásticas Mistas:

As rochas piroclásticas de composição mista são de menor expressão na área, ocorrendo geralmente na forma de brechas piroclásticas, *lapilli* tufos e tufos subordinados. O arcabouço das brechas apresenta fragmentos piroclásticos de granulometria de seixos e calhaus de composição intermediária (Fig. IV.17m) e ácida (Figs. IV.17i e IV.17n). Tanto sua matriz de tufos finos (Figs. IV.17j e IV.17k), como os demais tipos tufáceos, possuem composição riolítica a dacítica, classificada através da contagem dos fenocristais presentes (~50% de plagioclásio, ~10% de feldspato potássico e ~40% de quartzo -Fig. IV.17L).

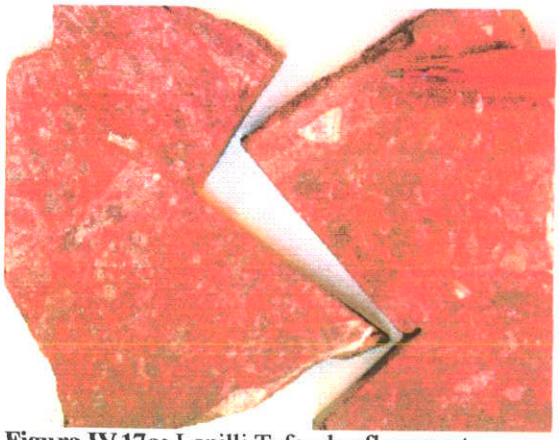


**Figura IV.17a:** Lapilli Tufo, de afloramento na BR-153, ponto 08

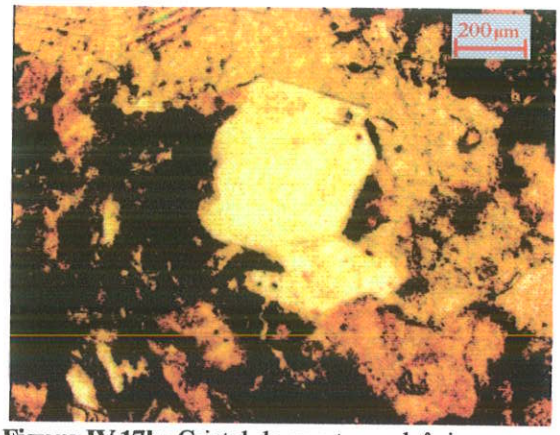



**Figura IV.17b:** Cristal de quartzo vulcânico em matriz alterada para carbonato. Porção Tufo a cristal, em afloramento de Lapilli Tufo no ponto 05.

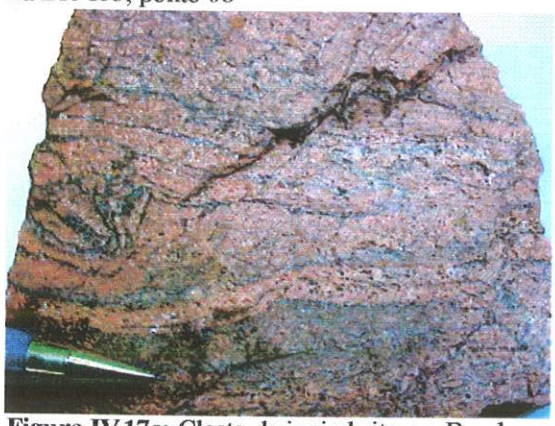
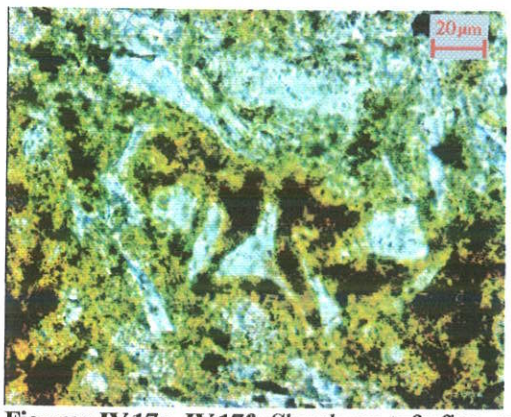
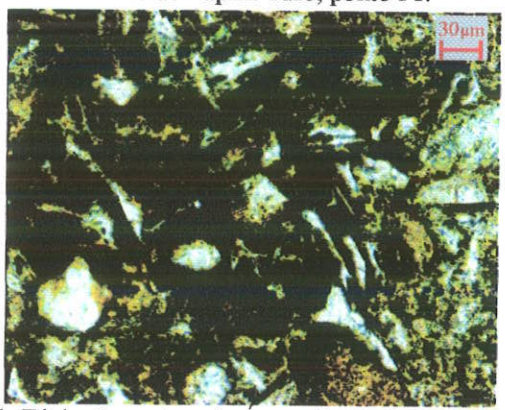


**Figura IV.17c:** Clasto de ignimbrito em Brecha Piroclástica. Ponto 31.

**Figura IV.17d:** Cristais de plagioclásio e de quartzo vulcânico em matriz vítrea. Porção Tufo a cristal, em afloramento de Lapilli Tufo, ponto 31.

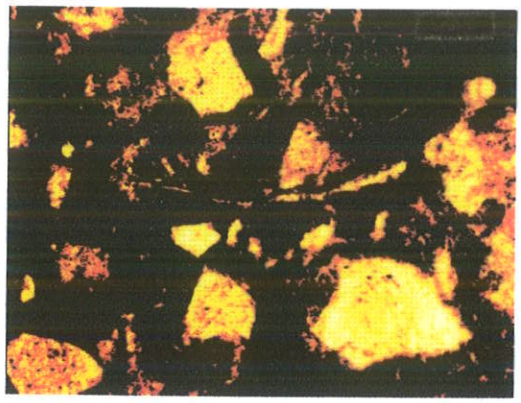



e

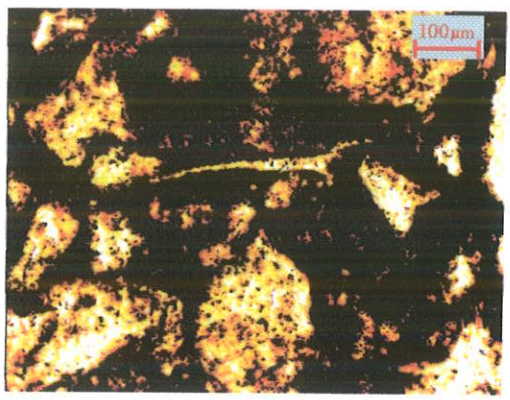



f

**Figuras IV.17e, IV.17f:** *Shards* em tufo fino, na Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Ponto 115.



g




h

**Figuras IV.17g, IV.17h:** *Shards* sem deformação plástica, indicando colocação a frio. Ponto 05.

**Figura IV.17i:** Ejetólitos de composição andesítica em matriz muito fina de rocha piroclástica, com clastos angulosos de vulcânica ácida

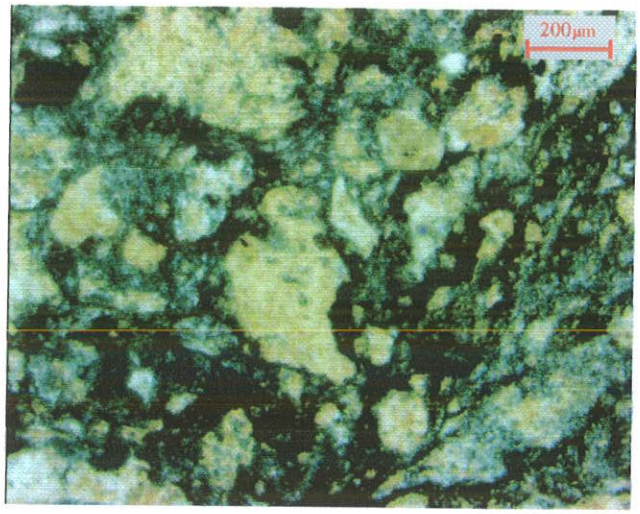



**Figura IV.17j:** Textura piroclástica. Ponto 54.

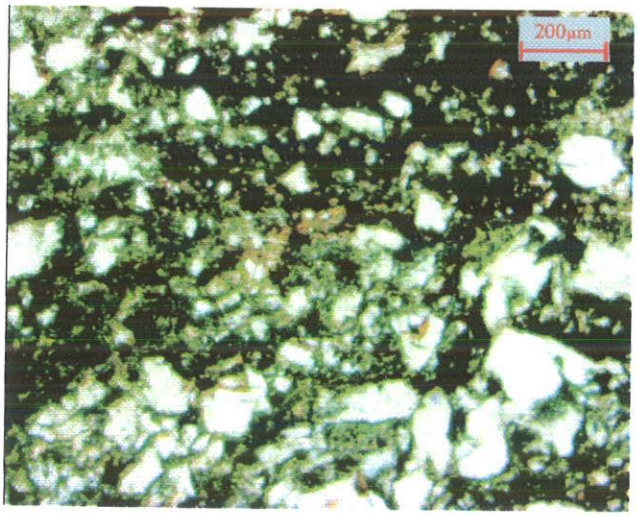



**Figura IV.17k:** Aspecto clástico de tufo fino. Ponto 31.

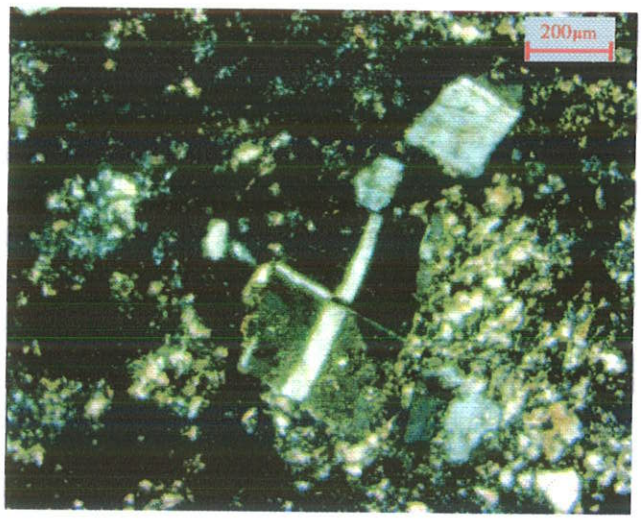



**Figura IV.17L:** Cristaloclastos de plagioclásio e de quartzo vulcânico. Ponto 54.

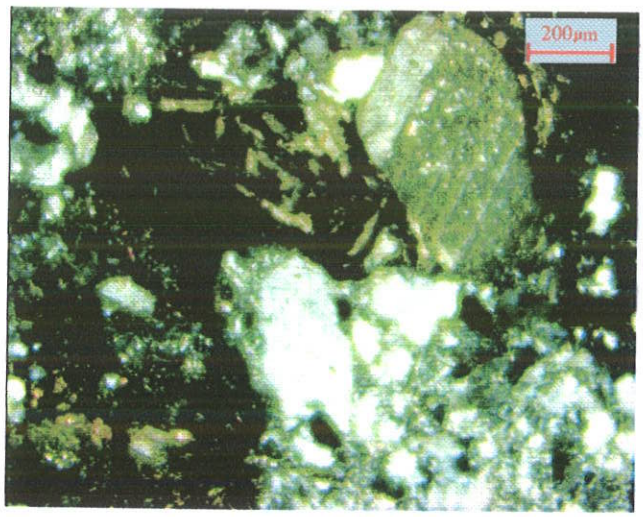



**Figura IV.17m:** Textura clástica em *lapilli* tufo lítico, com fragmentos de rocha ácida, intermediária e cristais de plagioclásio. Ponto 104.

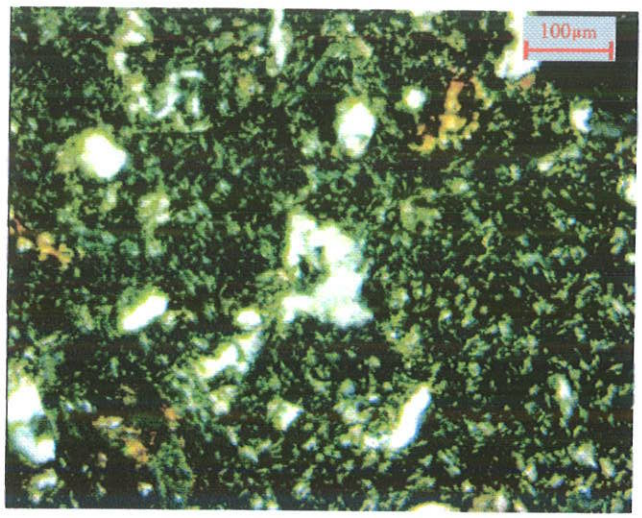



**Figura IV.17n:** Fragmento de rocha ácida em Lapilli Tufo lítico, com cristais de quartzo vulcânico e matriz devitrificada.

*Interpretação Paleoambiental dos Depósitos Piroclásticos*

Foram realizadas inferências quanto ao estado e ambiente de colocação das rochas piroclásticas, que revelaram íntima relação com a interpretação deposicional para as rochas sedimentares associadas. Estas inferências foram realizadas através de análises petrográficas em amostras representativas dos depósitos piroclásticos para o reconhecimento de texturas indicativas dos processos.

As rochas piroclásticas de composição intermediária caracterizam-se por ausência de texturas de soldamento, como por exemplo *shards* não deformados plasticamente (Figs. IV.17g, IV.17h), o que indica colocação a frio, de acordo com propostas de Cas & Wright (1991). A constituição, essencialmente de materiais juvenis, sugere que o depósito é primário, sendo sua colocação a frio interpretada como consequência da transformação de um fluxo piroclástico em um fluxo turbulento sustentado por água, em decorrência da entrada do fluxo piroclástico num corpo d'água.

As rochas piroclásticas de composição mista apresentam fragmentos juvenis e conatos (ignimbritos) indicando a existência de erupções subaéreas prévias, retrabalhadas em fluxos piroclásticos primários. Estes depósitos apresentam as mesmas características de colocação e transporte daqueles acima expostos.

Estes depósitos são aqui classificados como depósitos de fluxo de gravidade, em ambiente subaquoso. A associação desta Unidade de Rochas Vulcânicas e Piroclásticas, em sua porção basal, com as rochas sedimentares sin-vulcânicas da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas e, na porção superior, com as rochas siliciclásticas da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas rasas, sugere que as rochas piroclásticas da porção SE da área tiveram sua colocação em um ambiente relativamente mais profundo que as rochas da porção NW.

Uma camada de espessura métrica de tufo fino foi observada sotoposta a um depósito de suspensão da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Esta camada é formada por arenito muito fino, laminado, de coloração amarelada, petrograficamente observando-se abundância de *shards* sem deformações plásticas (Figs. IV.17e, IV.17f), sendo interpretada como um depósito de queda colocado a frio.

## IV.4. SUCESSÃO DE FÁCIES LACUSTRES DE ÁGUAS RASAS

Sobre a Unidade de Rochas Vulcânicas e Piroclásticas ocorre nova sucessão de fácies sedimentares lacustres. As principais exposições desta sucessão de fácies, denominada Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, ocorrem na porção centro-norte da área mapeada, com bons afloramentos ao longo da BR-153. A sucessão de fácies aqui apresentada, de aproximadamente 1.000 m de espessura, constitui-se de rochas areníticas e conglomeráticas, com fragmentos epiclásticos de rochas vulcânicas com significativo retrabalhamento, e não-vulcânicas (rochas metamórficas, plutônicas e sedimentares). Pequenos corpos subvulcânicos (de composição intermediária) intrudem esta unidade, sob forma de diques e *sills*.

Esta sucessão foi subdividida nos seguintes depósitos: (i) Depósitos lacustres de turbiditos proximais; (ii) Depósitos lacustres de tempestitos; (iii) Depósitos lacustres de frente deltaica; (iv)

**Figura IV.21a:** Conglomerados maciços de depósitos de turbiditos proximais. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos. Ponto 12 - BR-153

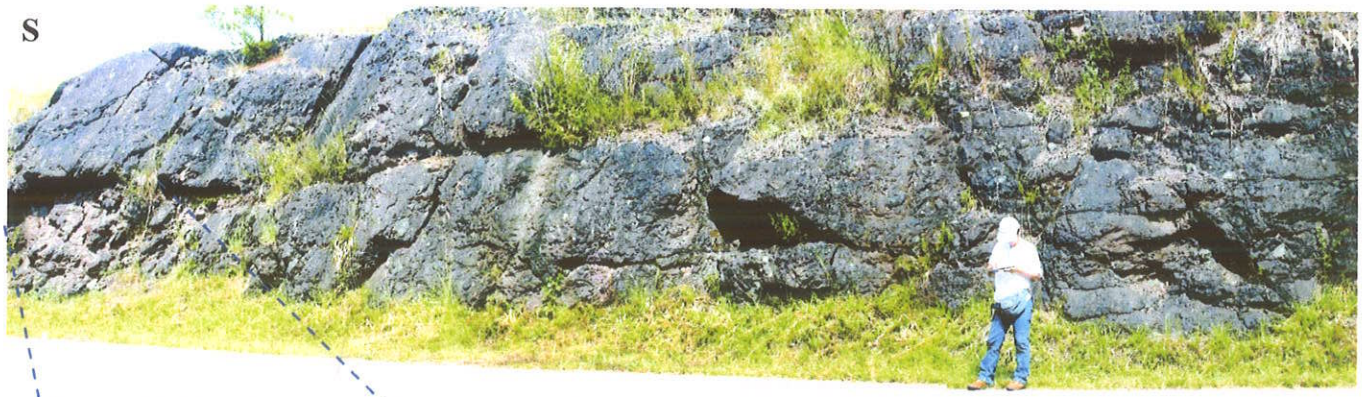



**Figura IV.21b:** Conglomerados com estratificação plano-paralela de depósitos de turbiditos proximais. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas. Formação Crespos. Ponto 13 - BR-153

Detalhe da Fig IV.21b - do conglomerado com estratificação plano-paralela. Ponto 13

**Figura IV.21c:** Matacão de 46 cm de diâmetro. Ponto 12 - BR-153

**Figura IV.21d:** Arenitos conglomeráticos no topo do afloramento do ponto 13 - BR-153

Depósitos lacustres de suspensão e de turbiditos distais.

## IV.4.1. Depósitos Lacustres de Turbiditos Proximais

Depósitos de turbiditos proximais e distais, representados nas Figs. IV.18, IV.19 e IV.20, ocorrem predominantemente ao longo da BR-153, na porção norte da área (Figs. IV.19 e IV.20), bem como intercalados na parte superior do grande pacote de rochas vulcânicas que compõem o Cerro dos Lopes, porção nordeste da área (Fig. IV.18).

Na porção basal destes depósitos ocorrem camadas métricas a decamétricas de conglomerados maciços a estratificados (Figs. IV.21a -fácies **Cm** e IV.21b -facies **Cp**), comumente de base erosiva e geometria tabular. O arcabouço possui clastos subangulosos a subarredondados, que variam de seixos a matacões de até 46 cm de diâmetro (Fig. IV.21c), sustentados por uma matriz de areia muito grossa e com grânulos de quartzo e feldspato (matriz arcoseana).

Para o topo ocorrem interdigitações decimétricas destes conglomerados (fácies **Cm** e **Cp**) com camadas centimétricas a decimétricas de arenitos grossos conglomeráticos com estratificação plano-paralela (Fig. IV.21d) ou aspecto maciço (fácies **Am** e **Ap**) e, mais raro, de camadas centimétricas de arenitos finos laminados (fácies **Al**), pelitos laminados (fácies **Pl**) e camadas convolutas (fácies **Ac**).

Estas fácies são interpretadas como tendo sua formação iniciada por processos de fluxos gravitacionais (fácies **Cm** e **Am**), transicionando para correntes em regime de fluxo superior (fácies **Ap**) e regime de fluxo inferior (fácies **Al**). A fácies **Pl** é interpretada como produto de processos de decantação de material em suspensão.

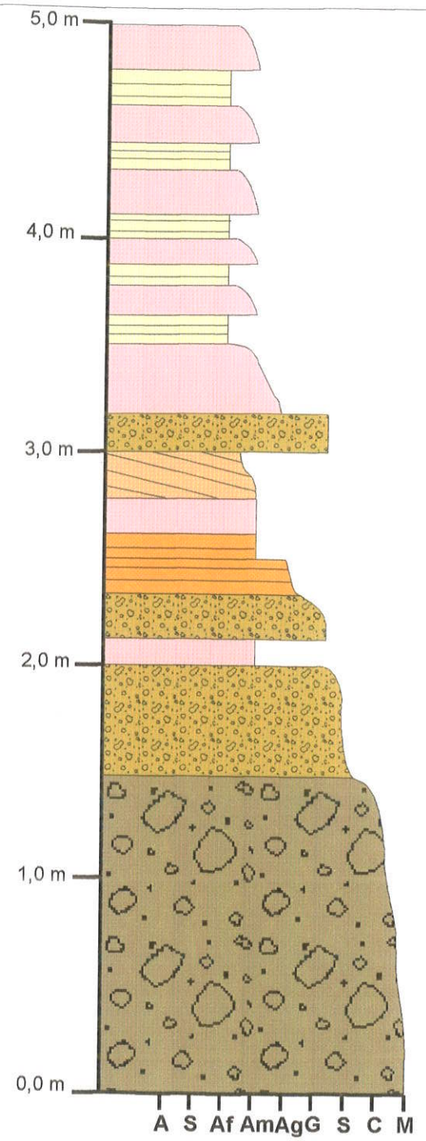
Camadas isoladas de arenitos médios a finos, com estratificação cruzada tabular local ou estratificação quasi-planar, são interpretadas como tendo sido geradas por processos de fluxo oscilatório (fácies **Aq** –Fig. IV.18 e combinado (fácies **Ah** –Fig. IV.19), possivelmente geradas pela ação de ondas de tempestade. Estas fácies serão melhor descritas nos depósitos lacustres de tempestitos, no próximo item.

***Interpretação Paleoambiental***

O predomínio de processos de transporte de alta energia em ambiente subaquoso de águas não muito profundas (evidenciado pela interdigitação com os depósitos de tempestitos, adiante discutidos) e os grandes volumes de material detrítico conglomerático, em pulsos inicialmente maciços transicionando para depósitos conglomeráticos organizados em camadas tabulares, permitem a interpretação desta associação como depósitos de fluxo de gravidade associados a depósitos de correntes de turbidez em ambiente subaquoso desconfinado, com alta taxa de deposição e eventual retrabalhamento por ondas de tempestade (fácies **Ah**).

A ocorrência de espessos pacotes conglomeráticos maciços na base permite a inferência de uma reativação tectônica neste estágio da bacia, dando origem a estes depósitos, inicialmente com predomínio de clastos de fragmentos vulcânicos e posteriormente também com fragmentos do embasamento, indicando inversão estratigráfica de área-fonte.

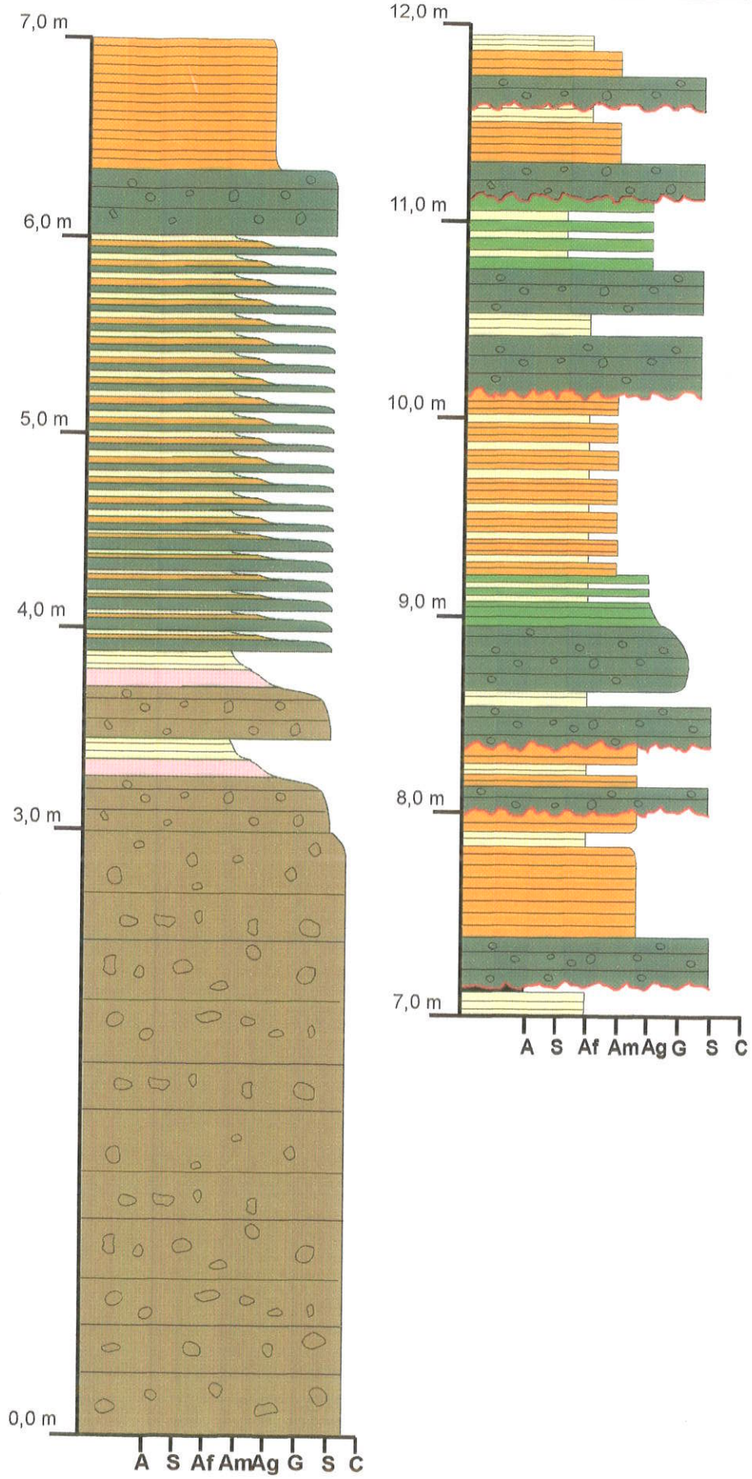
**Figura IV.18**
Depósitos de turbiditos proximais,
em ambiente de costa-afora (*offshore*) - Seção de Detalhe do ponto 88,
Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos

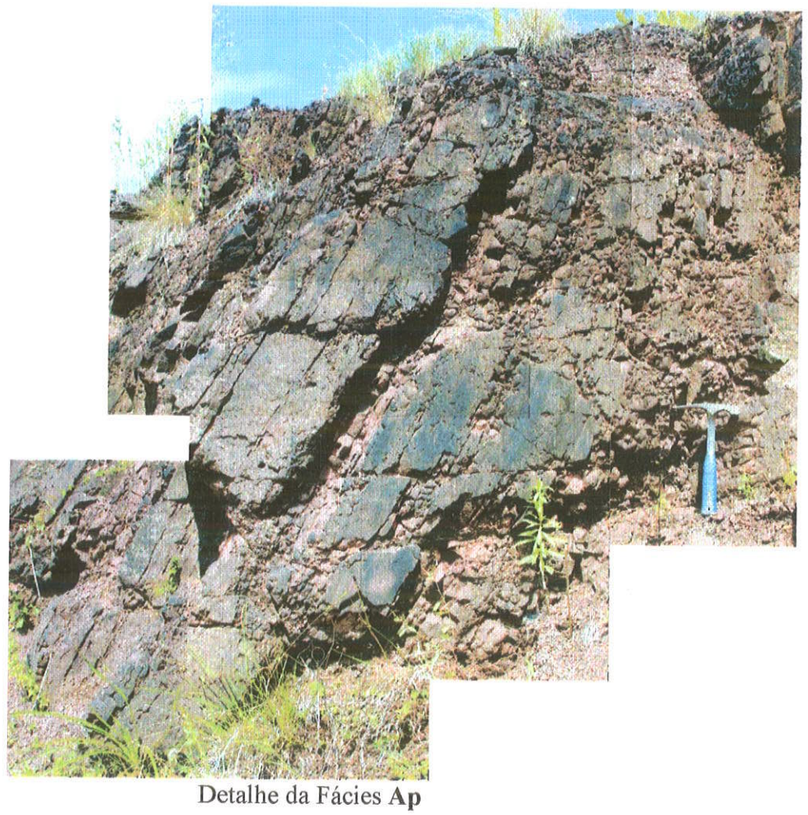



**Legenda**

- Fácies **Al** - arenito fino com laminação plano-paralela
- Fácies **Ah** - arenito médio com estratificação cruzada de baixo ângulo
- Fácies **Ap** - arenito médio a grosso, com estratificação plano-paralela
- Fácies **Am** - arenito médio a grosso, maciço
- Fácies **Cm** - arenito conglomerático com seixos
- Fácies **Cm** - conglomerdo com clastos que variam de seixos a matacões

**Figura IV.20:**
Depósitos de correntes de turbidez proximais, de ambiente de costa-afora, retrabalhado por ondas de tempestades (*offshore transition*).Seção de Detalhe do ponto 160, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos



Detalhe da Fácies **Ap**

**Legenda**

- Fácies **Pl** - argilito siltoso, com laminação plano-paralela
- Fácies **Al** - arenito muito fino a fino (por vezes siltoso), com laminação plano-paralela
- Fácies **Ap** - arenito médio a grosso, com grânulos e estratificação plano-paralela
- Fácies **Am** - arenito grosso com grânulos, maciço
- Fácies **Ap** - arenito grosso com grânulos e estratificação plano-paralela
- Fácies **Cp** - conglomerado sustentado por matriz de areia grossa com grânulos, com estratificação plano-paralela
- Fácies **Cp** - conglomerado sustentado por matriz de areia grossa com grânulos, com seixos de até 15 cm, e estratificação plano-paralela
- Contato irregular e erosivo

**Figura IV.19:**
Depósitos de correntes de turbidez desconfinados, de ambiente de costa-afora lacustre - Seção de Detalhe do ponto 13, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos

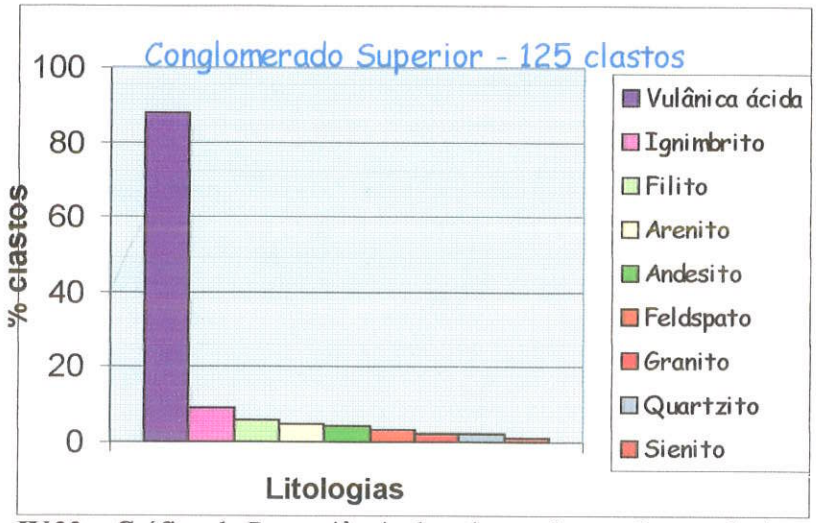



**Figura IV.22a:** Gráfico de Proveniência dos clastos do conglomerado do ponto 10. Depósito lacustre de turbidito proximal, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos

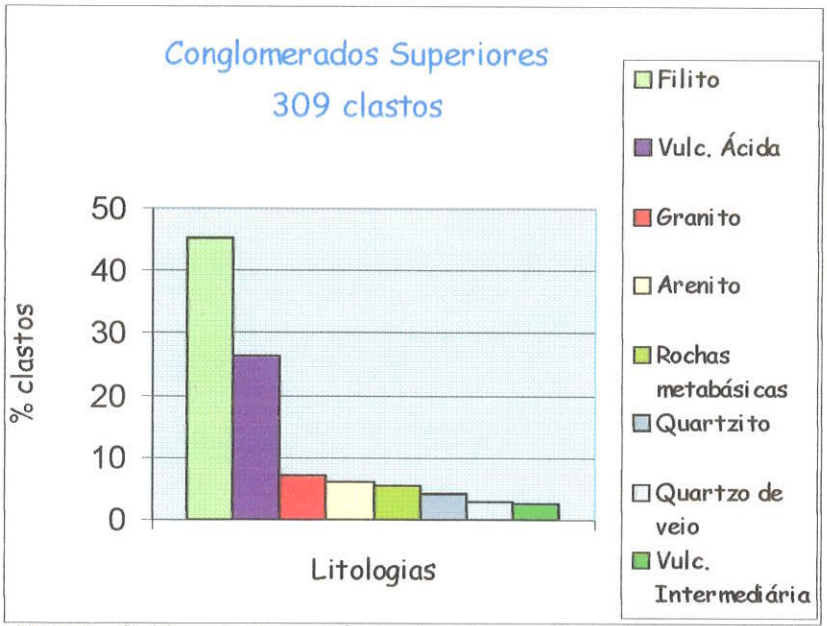



**Figura IV.22b:** Gráfico de Proveniência dos clastos dos conglomerados dos pontos 12, 13, 159 e 160. Depósito lacustre de turbidito proximal, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos

Estes depósitos de fluxos gravitacionais e turbiditos representam fácies marginais dominada por um intenso aporte aluvial decorrente da denudação de altos gerados por reativação tectônica.

*Análise de Proveniência*

A análise de proveniência destes depósitos compreendeu a contagem de 125 clastos em uma estação (Fig. IV.22a -ponto 10) e de 309 clastos em 4 estações próximas (Fig. IV.22b -pontos 12, 13, 159 e 160).

A análise da proveniência do ponto BJ-10, de possível nível estratigráfico abaixo dos demais afloramentos de conglomerados, mostra uma predominância de fragmentos de rochas vulcânicas (81%) em relação a outros fragmentos como filito, arenito, granito, entre outros (16%), além de grãos de feldspato arredondados (3%).

Para as demais estações, sobrepostas à primeira, têm-se uma maior diversificação da fonte, contendo principalmente rochas do embasamento (45% de filito e 26% de outros, como metabásica, arenito, granito, quartzito etc); os fragmentos vulcânicos perfazem 29%.

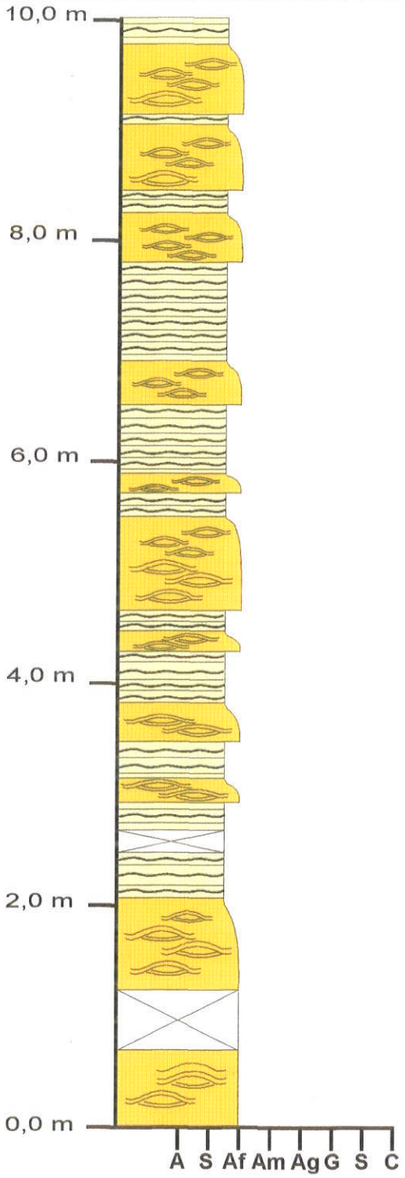
A presença de clastos de arenitos e o arredondamento dos seixos (incluindo os de rochas vulcânicas), contrastando com a imaturidade mineralógica da matriz arcoseana, permite admitir um ciclo prévio de erosão e retrabalhamento, tanto de depósitos vulcânicos pré-existentes quanto de rochas do embasamento, sugerindo uma reativação tectônica com geração de altos internos, canibalismo e ressedimentação para estes depósitos de topo da Formação Crespos.

Reativação tectônica é também sugerida pela inversão litológica de área-fonte, com a erosão inicial de vulcânicas, dando lugar à denudação de níveis mais profundos, atingindo o embasamento metamórfico e granítico.

## IV.4.2. Depósitos Lacustres de Tempestitos

Depósitos lacustres de tempestitos, representados nas Figs. IV.23a, IV.23b, IV.24 e IV.25, ocorrem intercalados junto ao topo e acima do grande pacote de rochas vulcânicas intermediárias que constituem o Cerro dos Lopes e também na porção centro-oeste da área, onde apresentam-se intimamente relacionados aos depósitos lacustres de turbiditos proximais, descritos acima, com variações verticais e laterais.

Nesta associação tem-se o predomínio de arenitos muito finos a médios, com estratificação do tipo *hummocky* e *swalley* (fácies **Ah** -Fig. IV.26a), interpretados como gerados por processos de fluxo oscilatório e fluxo combinado. Intercalam-se também arenitos laminados muito finos (fácies **Al**), gerados por processos de tração em regime de fluxo inferior, por vezes com *climbing ripples* (fácies **Alc** – simultaneidade de deposição por tração e suspensão). Subordinadamente ocorrem arenitos finos com marcas onduladas (fácies **Ao**), gerados por correntes unidirecionais em regime de fluxo inferior. As fácies aqui descritas possuem camadas com espessuras que variam de centimétricas a decimétricas e geometria tabular e lenticular (para a fácies **Ah**). A fácies **Ah** comumente apresenta-se na base de ciclos granodecrescentes, transicionando para as fácies **Al**, **Alc** e **Ao**.




**Legenda**

Fácies **Al** - arenito muito fino, com laminação plano-paralela e topos com marcas onduladas

Fácies **Ah** - arenito fino a muito fino, com estratificação cruzada tipo *hummocky*, com até 70 cm de comprimento de onda

Superfície com marcas onduladas (Fácies **Ao**)

**Figura IV.23a:**
Depósitos de tempestitos costeiros (*nearshore*),
Seção de Detalhe do ponto 236,
Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos

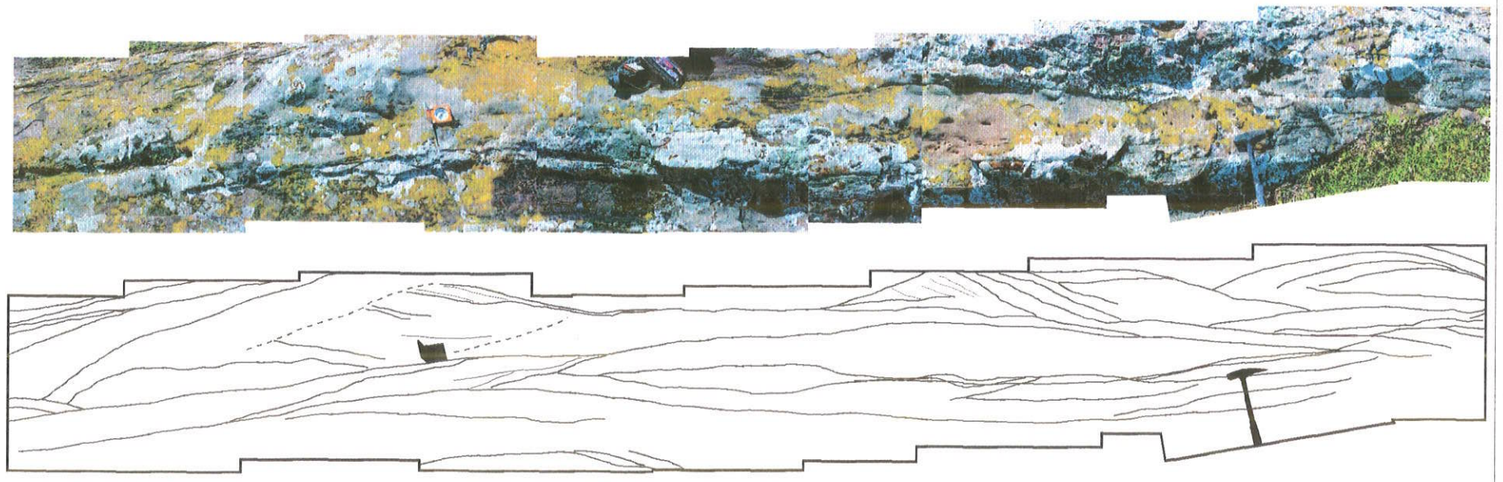


**Figura IV.23b:** Depósito de tempestito costeiro (*nearshore*), com estratificação cruzada tipo *swaley* e *hummocky* ponto 237, na Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos

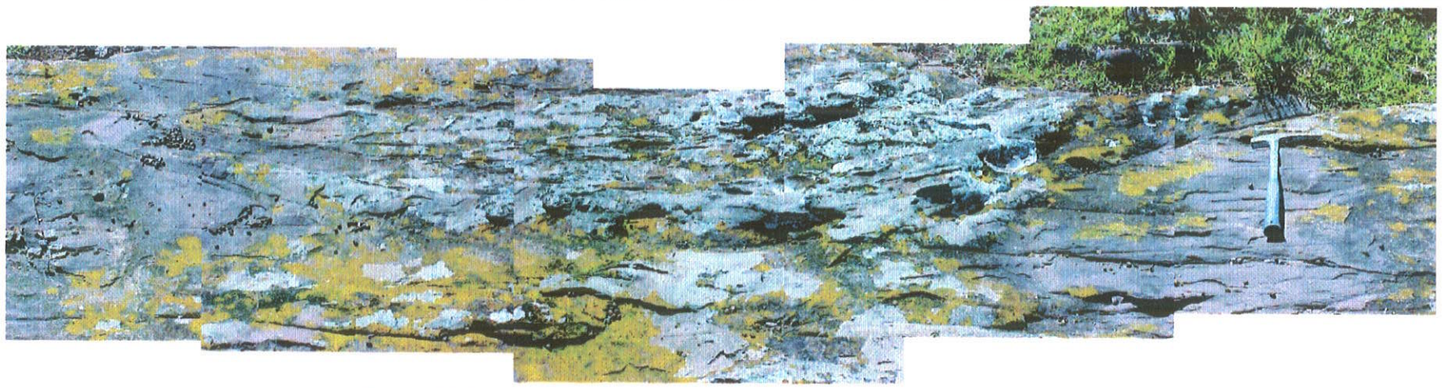


**Figura IV.26a:** Arenito com estratificação cruzada tipo *swaley*. Ponto 237.
Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos.

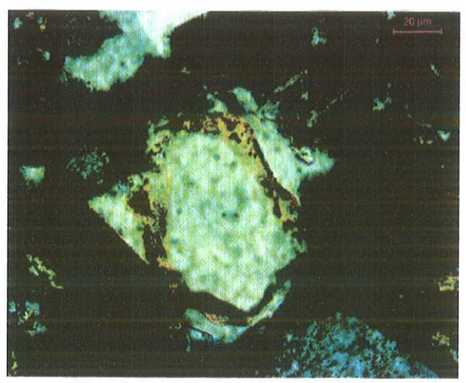


**Figura IV.26b:** Cimento silicoso coaxial envolvendo fragmento de quartzo com cimento ferruginoso circundante em arenito fino.Ponto 123. Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos.

## IV.4.3. Depósitos Lacustres de Frente Deltaica

Depósitos lacustres de frente deltaica predominam no topo desta sucessão de fácies, representados nas Figs. IV.28 e IV.29. Predominam camadas decimétricas tabulares de arenitos muito finos laminados (fácies **Al**), por vezes com marcas onduladas assimétricas unidirecionais no topo das camadas (fácies **Ao**) e intercalações de camadas centimétricas a decimétricas de pelitos laminados (fácies **Pl**). Subordinadamente ocorrem camadas centimétricas de arenitos muito finos com *climbing ripples* (fácies **Alc**) e camadas convolutas decimétricas (fácies **Ac**). As camadas observadas apresentam-se com geometria tabular e contatos predominantemente planos.

Subordinadamente ocorrem corpos lenticulares com espessuras decimétricas e base erosiva de arenitos finos a grossos, com estratificação cruzada tabular (fácies **At**), com freqüentes intraclastos argilosos na base dos *sets*. Mais raramente ocorrem arenitos finos a médios maciços (fácies **Am**), com geometria tabular e espessura decimétrica.

Períodos de exposição subaérea são indicados por gretas de contração associadas aos níveis de pelitos (fácies **Pl**).

Na base de uma camada arenosa (Fig. IV.28) foram observadas marcas de sola, caracterizadas como marcas de objetos retilíneas e curvilíneas, além de marcas de sulco e turboglifos ligeiramente curvados. A contribuição vulcânica é observada somente em lâminas delgadas, na forma de fragmentos vulcânicos ou simplesmente pela grande quantidade de fragmentos de plagioclásio. De acordo com a petrografia, estas rochas são classificadas como arcóseos.

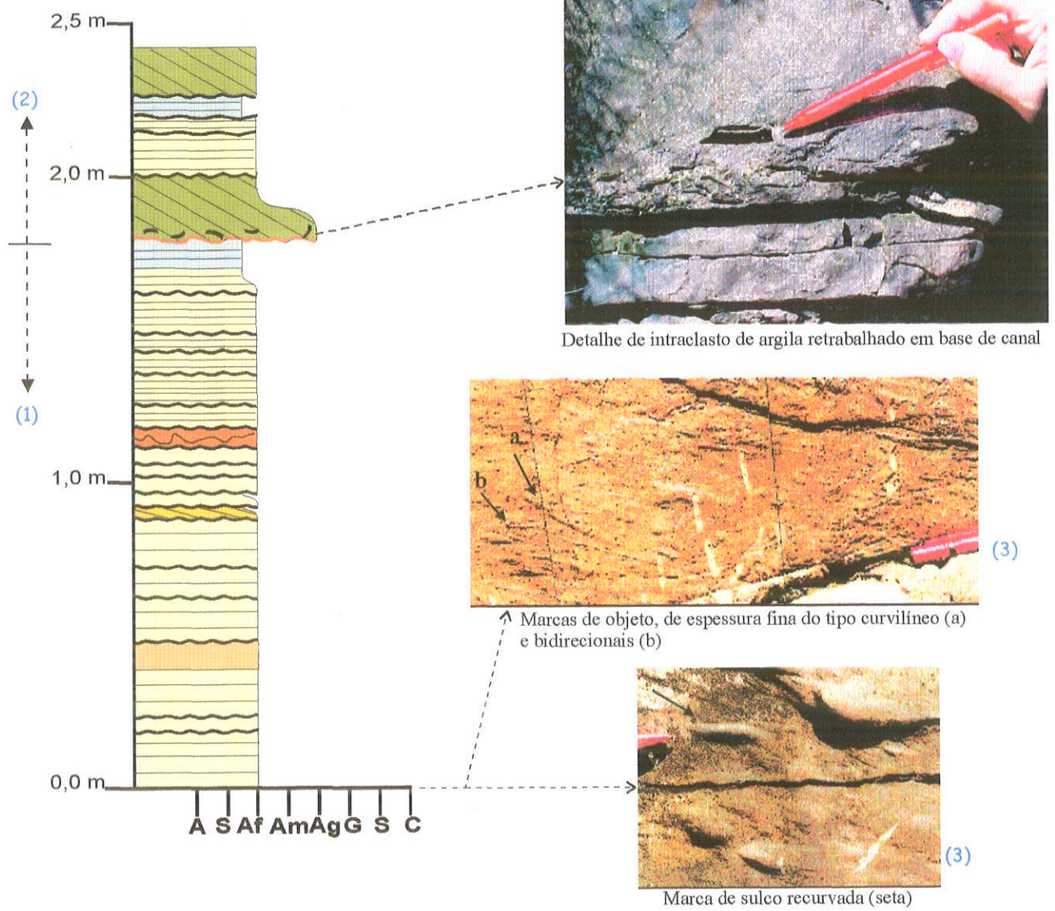
***Interpretação Paleoambiental***

A fácies com arenitos laminados (fácies **Al**) é interpretada como produto de correntes de regime de fluxo inferior e as fácies com *climbing ripples* e marcas onduladas (fácies **Alc** e **Ao**) são interpretadas como depósitos de tração/suspensão, com períodos de decantação (fácies **Pl**). A alta taxa de deposição é indicada por arenitos com laminações convolucionadas (fácies **Ac** -Fig. III.13). A fácies de arenitos finos maciços subordinada (fácies **Am**) é interpretada como fluxo gravitacional subaquoso.

Esses depósitos representam aporte fluvial em um corpo d'água relativamente calmo, que recebe areia tanto por correntes de fundo (fácies **Al**, **Ao** e **Am**) como por carga de suspensão (fácies **Alc**), possivelmente relacionada a fluxo homopicnal. A ausência de retrabalhamento por ondas intensas e constantes ou correntes de maré, com depósitos de decantação mesmo em águas rasas, sugere baixa energia de bacia receptora, indicativa de ambiente lacustre.

A ocorrência de canais de pequeno porte, com ciclos granodecrescentes das fácies **At**, **Al** e **Pl**, é interpretada como produto de eventos de rebaixamento do nível de base, com exposição subaérea e instalação de pequenos canais distributários que retrabalham gretas de contração.

Os depósitos de frentes deltaicas, ilustrados na Fig. IV.28, representariam fácies proximais; os da Fig. IV.29, fácies distais. O formato curvilíneo de algumas marcas de sola encontradas no ponto 15 (Fig.



Detalhe de intraclasto de argila retrabalhado em base de canal




(3)

Marcas de objeto, de espessura fina do tipo curvilíneo (a) e bidirecionais (b)



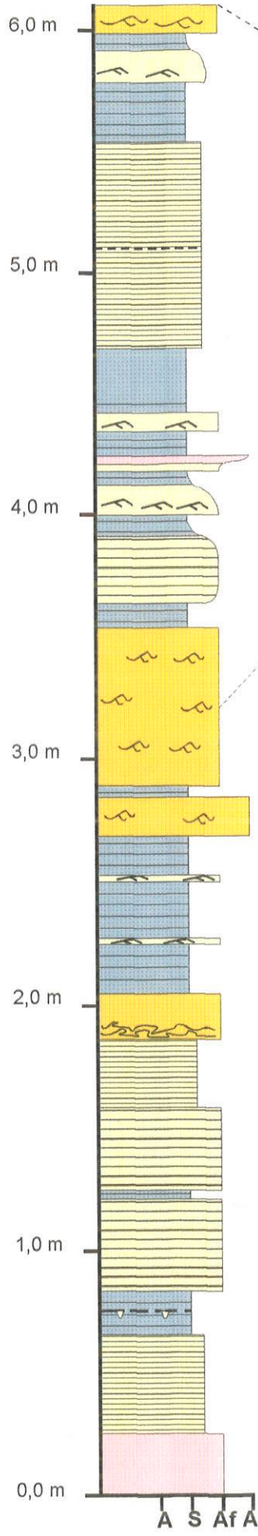
(3)

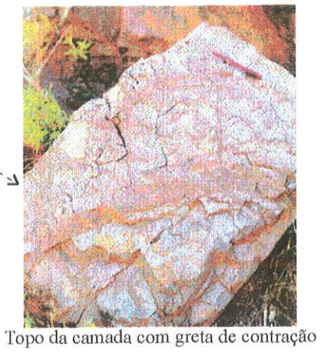
Marca de sulco recurvada (seta)

**Legenda**

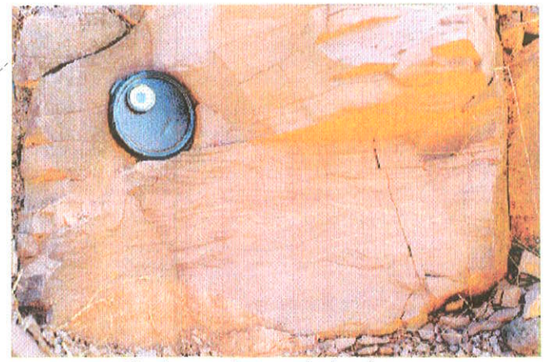
- Fácies **Pl** - siltitos laminados
- Fácies **Al** - arenito fino com laminação plano-paralela
- Fácies **Aq** - arenito fino com laminação quasi-planar
- Fácies **Alc** - arenito muito fino a fino, com laminação cruzada
- Fácies **Ac** - arenito fino com laminação convoluta
- Fácies **At** - arenito fino a grosso com estratificação cruzada tabular com clastos de argila na base (retrabalhamento de gretas de contração?)
- Intraclastos de argila
- Superfície erosiva
- Superfície ondulada (Fácies **Ao**)

**Figura IV.28:**
Depósitos de frente deltaica lacustre proximal (1), gerados por aporte fluvial em corpo d'água, com incursões de pequenos canais distributários (2), com níveis erodidos por ondas de tempestade, gerando marcas de sola (3)
Seção de Detalhe do ponto 15, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos



Topo da camada com greta de contração



*Climbing ripples* convolucionadas

**Legenda**

- Fácies **Pl** - siltito laminado
- Fácies **Al** - arenito muito fino a fino, com laminação plano-paralela
- Fácies **Alc** - arenito fino com com *climbing ripples*
- Fácies **Ac** - arenito fino com com *climbing ripples* convolucionadas
- Fácies **Ac** - arenito fino com laminação convoluta
- Fácies **Am** - arenito fino a médio, maciço
- Nível com gretas de contração

**Figura IV.29:**
Depósitos de frente deltaica lacustre distal
Seção de Detalhe do ponto 195, Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos

IV.28) sugere geração por fluxo combinado e/ou oscilatório durante períodos de tempestade, segundo propostas de Martel & Gibling (1994) e Beukes (1996). Desta forma, conclui-se que os depósitos deltaicos foram em parte afetados por tempestades.

Talbot & Allen (1996) descrevem associações de fácies similares a estas e denominam como fácies de Arenitos de Lençóis os quais, no conjunto, representam um ambiente de frente deltaica dominada por rios.

***Análise de Paleocorrentes***

Nos depósitos de frente deltaica lacustre proximal foram obtidas 13 medidas de paleofluxo a partir de laminações cruzadas, *climbing ripples* e marcas onduladas assimétricas, fornecendo dados de paleocorrentes para SW (Fig. IV.30a) e sul (Fig. IV.30b), interpretadas como correntes geradas por indução do aporte fluvial em um ambiente deltaico.

Em depósitos de frente deltaica distal, a grande concentração de estruturas como *climbing ripples* e laminações cruzadas possibilitaram a coleta de 31 medidas de paleofluxo, interpretadas como dispersão de lobos distais, em ambientes de frente deltaica com paleocorrentes para SSW (Fig. IV.30c).

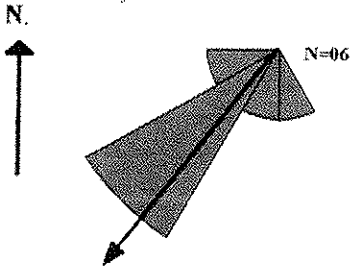



**Figura IV.30a:** correntes geradas por indução do aporte fluvial em um ambiente deltaico, em depósitos de frente deltaica proximal. Formação Crespos. Pontos 14 e 15

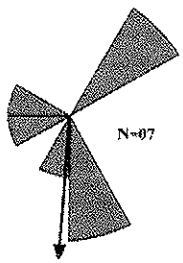



**Figura IV.30b:** correntes geradas por indução do aporte fluvial em um ambiente deltaico, em depósitos de frente deltaica proximal. Formação Crespos. Ponto 11

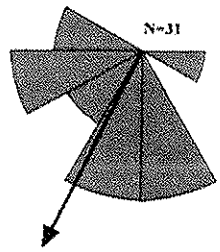



**Figura IV.30c:** dispersão de lobos de suspensão distais, em depósitos de frente deltaica.Formação Crespos. Pontos 17 e 195

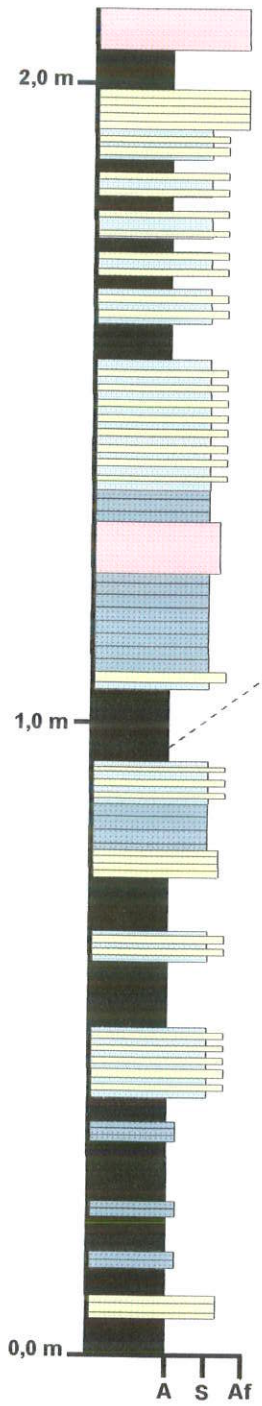
## IV.4.4. Depósitos Lacustres de Suspensão e de Turbiditos Distais

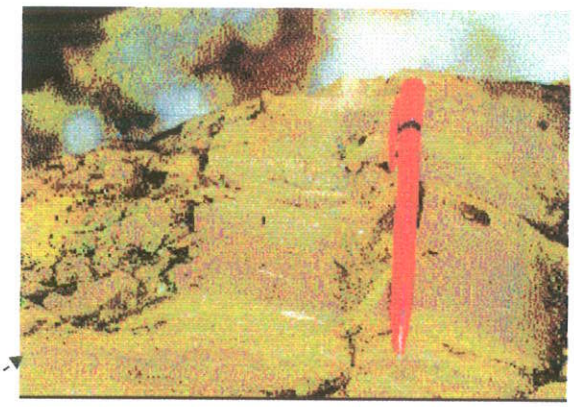
Localmente ocorrem camadas tabulares de argilitos e pelitos laminados (fácies **Pl**), com espessuras centimétricas a decimétricas, intercaladas com arenitos muito finos, maciços a laminados (fácies **Am** e **Al**). Estes depósitos encontram-se associados aos depósitos de turbiditos e de tempestitos posicionados na porção basal da presente sucessão de fácies, logo acima dos derrames intermediários (porção centro-norte da área). Esta associação de fácies encontra-se representada na Fig. IV.31.

***Interpretação Paleoambiental***

A grande espessura das camadas de argilitos (fácies **Pl**) encontradas permitiu uma interpretação de geração das mesmas por processos de decantação de material em suspensão, os quais alternam-se com processos de tração em regime de fluxo inferior (fácies **Al** e **Am**).

Desta forma, estes depósitos foram classificados como depósitos de suspensão intercalados a depósitos de turbiditos distais, gerados em águas relativamente profundas de costa-afora (*offshore*), possivelmente próximos ao centro da bacia nesta fase de evolução da unidade.



Fácies **Pl** - Argilito com
laminação plano-paralela

**Legenda**

- Fácies **Pl** - argilito laminado
- Fácies **Pl** - lamito (argila e silte) e siltito, com laminação plano-paralela
- Fácies **Al** - intercalações milimétricas plano-paralelas de arenito muito fino e siltito
- Fácies **Al** - arenito muito fino a fino,com laminação plano-paralela
- Fácies **Am** - arenito muito fino a fino, maciço

**Figura IV.31:**

Depósitos de suspensão de costa afora (*offshore)*
com eventuais incursões de correntes de turbidez distais,
em ambiente lacustre
Seção de detalhe do ponto 116, Sucessão de Fácies
Lacustres de Águas Rasas, Formação Crespos

## IV.5. SÍNTESE DA EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO CRESPOS

Na região de Bom Jardim, a Formação Crespos apresenta uma peculiar evolução paleoambiental: uma borda ativa relacionada a um extenso e profundo lago tectônico. A evolução dos paleoambientes e sistemas deposicionais interpretados encontra-se esquematizada na Fig. IV.01 e na Tabela IV.01.

As associações de fácies encontradas na Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas compreendem depósitos de turbiditos distais e depósitos de suspensão, com incursões eventuais de correntes de turbidez distais que indicam paleofluxo para SE. Estes depósitos intercalam-se e são erodidos por depósitos de turbiditos proximais confinados em canais subaquosos, que gradam para depósitos de turbiditos distais de baixa energia.

Desta forma, pode-se considerar a predominância de um ambiente deposicional em águas relativamente profundas de costa-afora para esta sucessão de fácies basal, com eventos de reativação tectônica ou rebaixamento do nível de base relativo relacionados a períodos de aporte mais intenso em um sistema de leques subaquosos, com canais cortando as porções proximais e alimentando porções desconfinadas e franjas distais.

A análise de proveniência do arcabouço dos depósitos de turbiditos canalizados desta sucessão mostra uma fonte principal de rochas vulcânicas, além de piroclastos não modificados texturalmente, indicando rápido retrabalhamento de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas primárias, e sedimentação concomitante ou imediatamente posterior às atividades vulcânicas. A grande espessura destes depósitos, aliada à ausência de variações bruscas de fácies (vertical ou lateralmente), permite inferir um caráter exorreico para este corpo lacustre.

Estes depósitos basais transicionam e intercalam-se com rochas piroclásticas e vulcânicas, que correspondem ao Membro Hilário de Ribeiro *et al.* (1966). As intercalações com rochas sedimentares da sucessão de fácies basal, representadas por depósitos gerados por correntes de turbidez e de suspensão (Fig. IV.18), denotam os altos gradientes gerados pelo vulcanismo e pela atividade tectônica.

As rochas piroclásticas constituem-se de lapilli-tufos, brechas-tufos e tufos a cristal colocados a frio em ambiente subaquoso, através de processos de fluxos de gravidade. A composição destas rochas é predominantemente intermediária e também mista (com fragmentos intermediários e ácidos, bem como cristais de plagioclásio e quartzo vulcânico ou agregados de quartzo microcristalino). É importante salientar que estas rochas ocorrem comumente sotopostas aos derrames de caráter intermediário, classificados como andesitos, latito-basaltos e latitos.

A unidade intermediária da Formação Crespos transiciona para —e intercala-se no topo com— os depósitos da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas, inicialmente representada por turbiditos proximais a distais (Fig. IV.19), com algum retrabalhamento por ondas de tempestades (Fig. IV.25), alternados com depósitos de decantação (Fig. IV.31). Esses depósitos transicionam, em sentido ao topo, para unidades essencialmente costeiras (Figs. IV.23a, IV.24 e IV.25), depositadas por ação de ondas de tempestades, apresentando paleocorrentes induzidas por tempestades para SE.

**Tabela IV.01:** Associações de Fácies e Interpretações Paleoambientais da Formação Crespos na região de Bom Jardim

| FORMAÇÃO CRESPOS | *SUCESSÕES DE FÁCIES* | *SUB-UNIDADE* | *ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES* | *INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL* | *PALEOCORRENTES* |
|---|---|---|---|---|---|
| | **Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas** | **Depósitos lacustres de frente deltaica** | Fácies Am, Al, Alc, Ac e Pl | Depósitos de frente deltaica lacustre distal, gerados por aporte de correntes fluviais (Figura IV.29) | Dispersão de lobos de suspensão apontam vetor médio de fluxo para SW (Figura IV.30c) |
| | | | Fácies Al, Ao, H, Alc e Ac, além de fácies At subordinada | Depósitos de frente deltaica lacustre proximal, com incursões de pequenos canais fluviais (Figura IV.28) | Correntes geradas por indução de aporte fluvial, em ambiente de frente deltaica proximal indicam fluxo para SW (Figura IV.30a) e, para S (Figura IV.30b) |
| | | **Dep. de tempestitos** | Fácies Ah, Ao, Alc, Al e subordinadamente Am | Depósitos de tempestitos costeiros (*nearshore*) (Figuras IV.23a, IV.24, IV.25) | Correntes induzidas por tempestade, em depósitos de tempestitos costeiros indicam fluxo para SE (Figura IV.27) |
| | | **Dep lacustre de suspensão e de turbiditos distais** | Fácies Al, Pl e, subordinadamente, Am | Depósitos de suspensão de costa afora (*offshore*) lacustre, com incursões de correntes de turbidez distais (Figura IV.31) | |
| | | **Depósitos de turbiditos proximais** | Fácies Cp, Ap, Am e Al e, subordinadamente, fácies Pl | Depósitos de turbiditos proximais (fácies marginais) (Figura IV.19) | |
| | | | Fácies Cm, Am, Ap e Al | Depósitos de turbiditos proximais rasos, fácies marginais, com eventuais retrabalhamento por ondas de tempestades (Figura IV.20) | |
| | | | fácies Ap, Am, Aq e Al e, subordinadamente, Ac e Pl | Depósitos de turbiditos proximais desconfinados (Figura IV.18) | |
| | **Rochas Vulcânicas e Piroclásticas** | **Vulcânicas / Intrusivas rasas** | Andesito/latitos basaltos e latitos | Derrames, colocados em ambientes subaquosos, bem como *sills* e diques associados | |
| | | **Piroclásticas** | Lapilli Tufos e Tufos Finos associados, bem como Brecha Piroclástica, com composições de riolitos, dacitos e latito-basaltos | Colocação a frio, em ambiente subaquoso, com presença de piroclastos gerados em ambiente subaéreo proximal | |
| | **Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas** | **Dep de turbiditos proximais** | Fácies Cmp e Amp | Depósitos de fluxo de detritos subaquosos (pontos 136, 255, 256) | |
| | | **Dep de turbiditos monótonos** | Fácies Ao, Al e Pl | Depósitos de turbiditos distais (fácies marginais) (Figura IV.14 e IV.15) | |
| | | **Dep de turbiditos canalizados** | Fácies Cm, Cmp, Cp, Am, Amp e Ap | Depósitos de turbiditos proximais (fácies marginais) confinados em canais subaquosos (Figuras IV.09a, IV.12) | |
| | | **Dep de suspensão e de turbiditos distais** | Fácies Pl, Al e Am e, subordinadamente, fácies Ac, Alc e Ao | Depósitos de suspensão de costa-afora (*offshore*) com incursões de correntes de turbidez distais (Figuras IV.05, IV.06) | Correntes de turbidez distais indicam fluxo para SE (Figura IV.07) |

Esta progradação marca um progressivo entulhamento deste corpo lacustre, evidenciada pela geração de depósitos de frentes deltaicas em águas ainda mais rasas (Figs. IV.28 e IV.29), com paleocorrentes indicando aporte fluvial para SW (Fig. IV.30a) e S (Figs. IV.30b e IV.30c), que sugere uma paleocosta a NW e/ou N. O aporte fluvial é evidenciado pela presença de canais fluviais (Fig. IV.28), possivelmente distributários, que erodem os sedimentos mais finos, indicando períodos de rebaixamento do nível de base.

Os depósitos de turbiditos proximais do início dessa sucessão de fácies superior marcam um rearranjo tectônico da bacia com proveniência de rochas vulcânicas, sedimentares e metamórficas. Posteriormente esta bacia retoma um estado de quiescência tectônica, indicado pelo seu entulhamento já sob condições de águas relativamente mais rasas, que implicam em maior variação vertical de fácies em decorrência de variações no nível de base.

O predomínio de decantação em águas rasas e correntes induzidas por aporte fluvial nestes depósitos de topo levou à interpretação de um ambiente lacustre para a unidade em geral. Todas as associações de fácies interpretadas para a Formação Crespos são compatíveis com ambiente lacustre, tendo o predomínio de processos de baixa energia, mesmo em águas rasas. A sucessão de fácies inferior representa depósitos vulcanoclásticos e, a superior, de retrabalhamento de rochas vulcânicas e não vulcânicas, o que, juntamente com as inferências de fácies de águas mais profundas na porção inferior, sugere uma progressiva diminuição das taxas de subsidência e de atividade vulcânica em resposta à atividade tectônica menos intensa durante a evolução das porções superiores.

Apenas as fácies de turbiditos e tempestitos representam processos de maior energia, não tendo sido reconhecidos processos tipicamente marinhos, como correntes de maré ou correntes costeiras geradas por ondas intensas de ação constante, principais motivos da adoção de um ambiente lacustre para a Formação Crespos na regisão de Bom Jardim.

# CAPÍTULO V – AS SUCESSÕES DE FÁCIES DA FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA NA REGIÃO DE BOM JARDIM

## V.1. INTRODUÇÃO

O reconhecimento e caracterização dos depósitos da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim possibilitou a subdivisão desta unidade em quatro sucessões de fácies, representadas na Fig. V.01, denominadas como:

(i) *Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora*: depósitos de turbiditos e de tempestitos de costa-afora estão registrados na Unidade de Conglomerados Inferiores e na porção basal da Unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores;

(ii) *Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras*: compreendem depósitos de tempestitos litorâneos e depósitos de marés, que possuem registros na porção intermediária da Unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores;

(iii) *Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais*: depósitos de pró-deltas e leques deltaicos marinhos encontram-se preservados na porção superior da Unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores e na porção basal da Unidade de Conglomerados Superiores; depósitos de leques aluviais encontram-se registrados no topo da Unidade de Conglomerados Superiores

(iv) *Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas*: depósitos litorâneos gerados por tempestade e durante tempo bom compõem a unidade de Arenitos Superiores.

Concomitante à análise de fácies, realizaram-se análises de paleocorrentes e de proveniência dos clastos para o reconhecimento da paleogeografia da bacia e suas modificações. Apesar de apresentar uma exposição bem menor que a da Formação Crespos, foi obtido um número significativamente maior de medidas de paleocorrentes (92) na Formação Santa Bárbara, coletadas a partir de estruturas como estratificações cruzadas tabulares e tangenciais, além de marcas onduladas assimétricas.

A análise de proveniência do arcabouço das unidades conglomeráticas da Formação Santa Bárbara foi realizada em 1 afloramento de conglomerados na porção basal da unidade e em 4 afloramentos na porção superior.

## V.2. SUCESSÃO DE FÁCIES MARINHAS DE COSTA-AFORA

Esta sucessão é composta por: (i) depósitos marinhos de turbiditos proximais a distais e (ii) depósitos de tempestitos de costa-afora, abaixo discutidos.

### V.2.1. Depósitos Marinhos de Turbiditos Proximais a Distais

A porção basal da formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim constitui-se de conglomerados com arcabouço polimítico sustentado por matriz arenosa, com seixos e calhaus subangulosos a subarredondados de até 15 cm de diâmetro. Estes conglomerados apresentam-se predominantemente maciços (fácies **Cm**), em camadas de geometria tabular; como regra, afloram em lajeados sustentando a topografia da região (Fig. V.64). Localmente intercalam-se camadas tabulares de espessuras centimétricas de arenitos grossos com estratificação plano-paralela (fácies **Ap**).

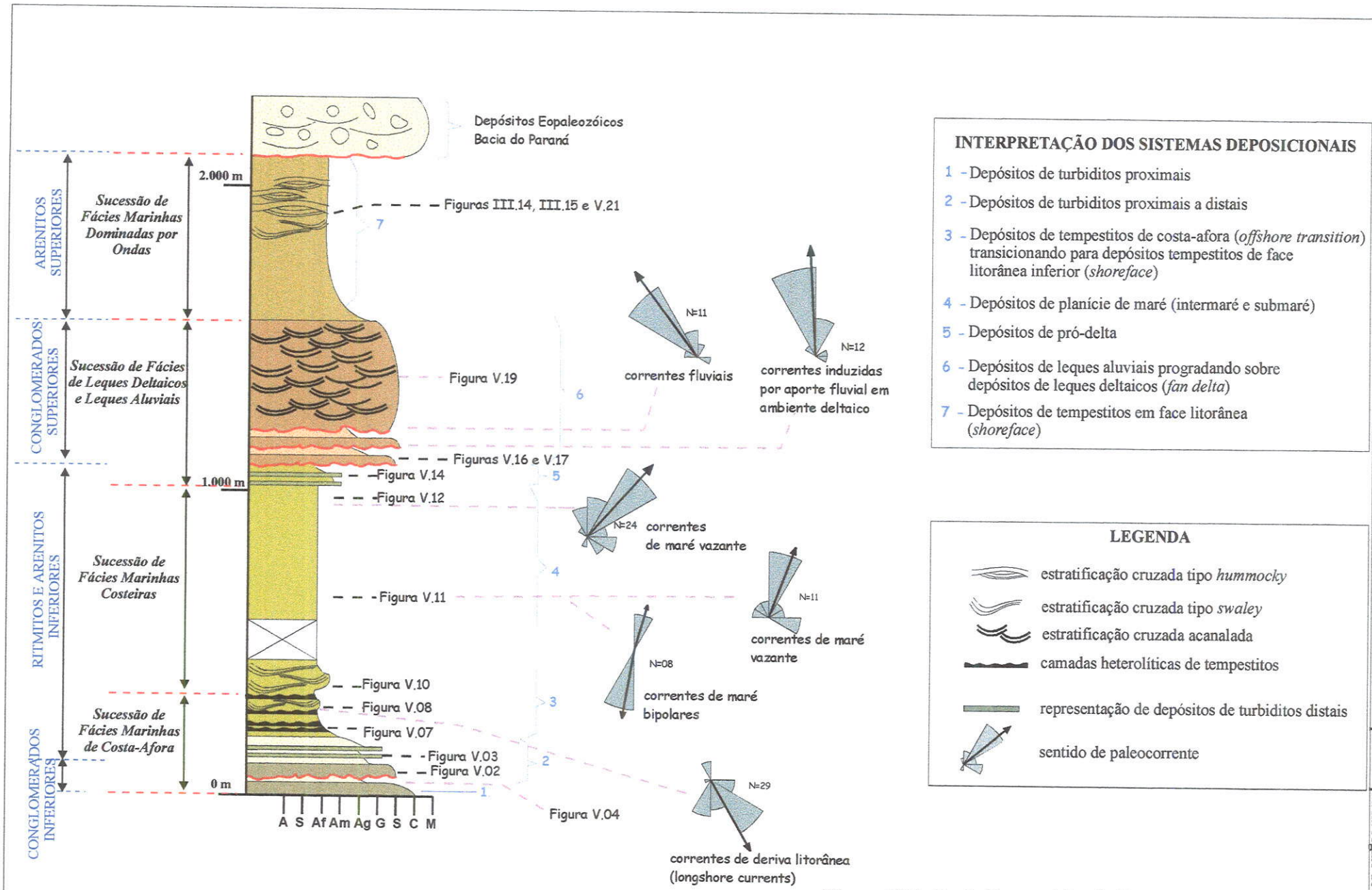



**Figura V.01:** Seção Esquemática da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim, porção norte da Sub-bacia Camaquã Central

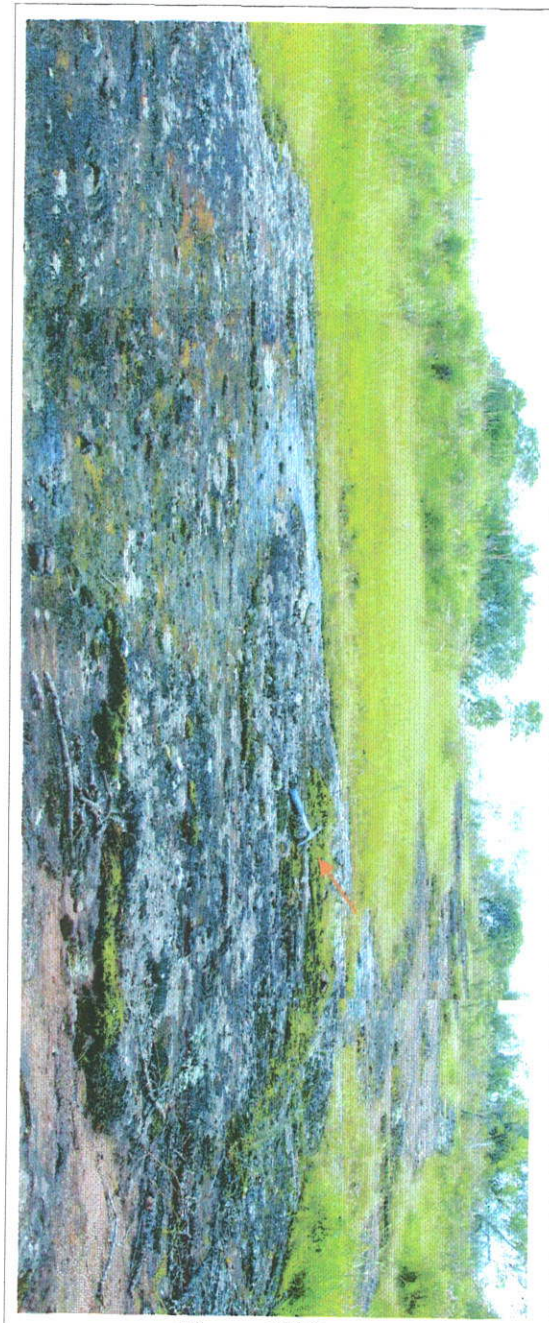
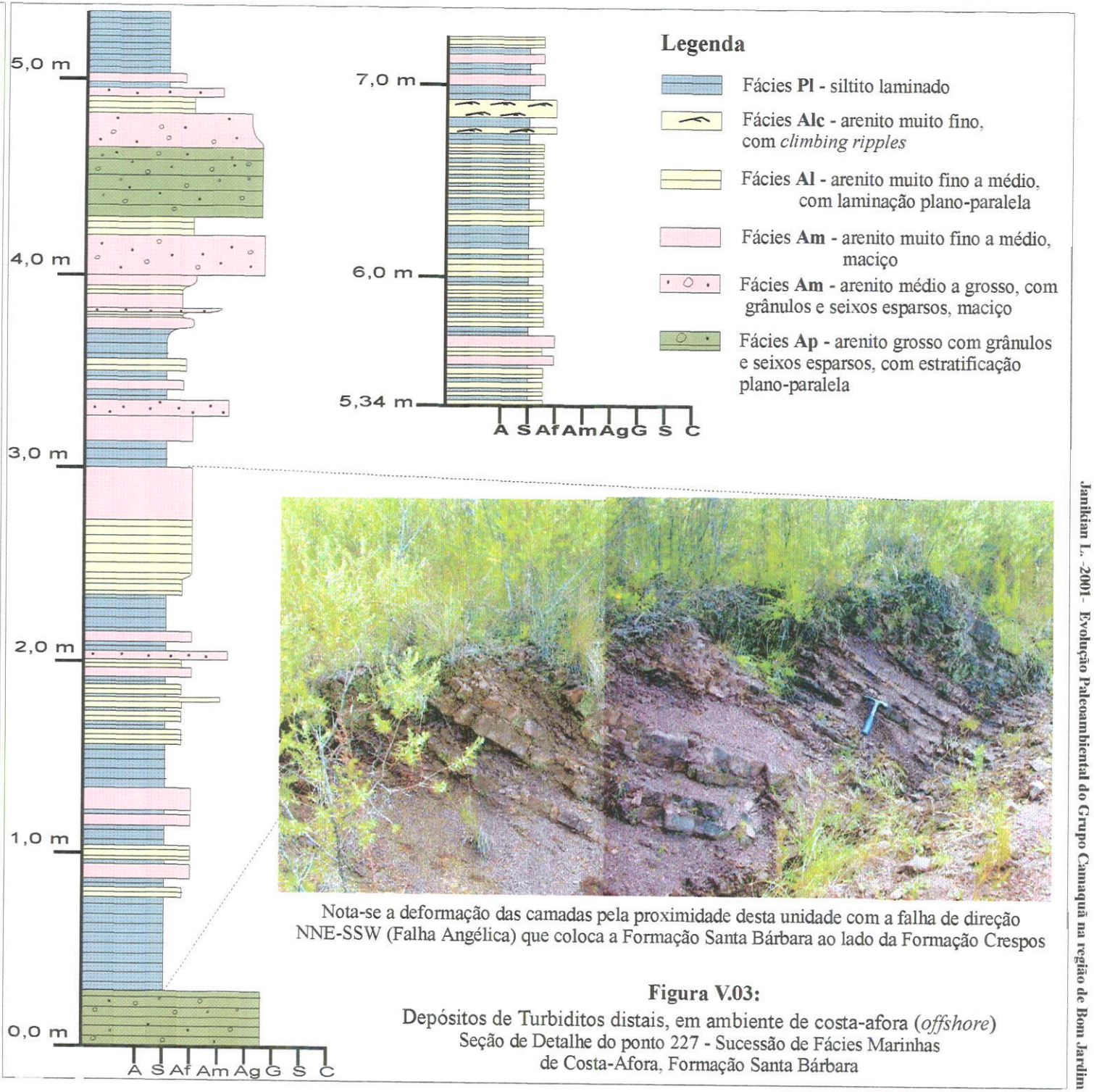


**Figura V.02:**
Depósitos de Turbiditos proximais, em ambiente de costa afora (*offshore*).
Foto do ponto 48 - Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora, Fm Santa Bárbara




Nota-se a deformação das camadas pela proximidade desta unidade com a falha de direção NNE-SSW (Falha Angélica) que coloca a Formação Santa Bárbara ao lado da Formação Crespos

**Figura V.03:**
Depósitos de Turbiditos distais, em ambiente de costa-afora (*offshore*)
Seção de Detalhe do ponto 227 - Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora, Formação Santa Bárbara

A matriz possui granulação de areia média a grossa, com grânulos de quartzo e feldspato, além de fragmentos líticos, sendo textural e mineralogicamente submatura.

No topo destes pacotes conglomeráticos intercalam-se camadas tabulares centimétricas a decimétricas de arenitos micáceos, com estratificação plano-paralela (fácies **Ap**) ou maciços (fácies **Am**), de granulação grossa, por vezes com grânulos. Intercalam-se também camadas de arenitos finos laminados (fácies **Al**) e pelitos laminados (fácies **Pl**). Subordinadamente ocorrem arenitos finos com *climbing ripples* (fácies **Alc**). Estas fácies constituem camadas de geometria tabular, em contatos aparentemente planos, compondo ciclos granodecrescentes métricos. Estas associações de fácies estão representadas na Fig. V.03.

***Interpretação Paleoambiental***

As fácies **Cm** e **Am** são interpretadas como geradas por processos de alta energia, as quais gradam para as fácies **Ap**, **Al** e **Alc**, que representam a passagem de correntes em regime de fluxo superior para inferior, com aumento de decantação, culminando com a fácies **Pl**. O predomínio de conglomerados maciços na base, com grande quantidade de matriz arenosa, permite uma interpretação de deposição em contexto proximal.

A granodecrescência dos ciclos, a tabularidade das camadas e as características de transporte sedimentar acima interpretadas indicam a deposição predominantemente por correntes de turbidez, abaixo da zona de ação de ondas. O predomínio das fácies distais no topo desta associação sugerem um padrão retrogradacional para esta porção inferior.

***Análise de Proveniência***

A análise de proveniência foi realizada nas porções conglomeráticas, com a contagem de 100 clastos com diâmetro mínimo superior a 1 cm (Fig. V.04).

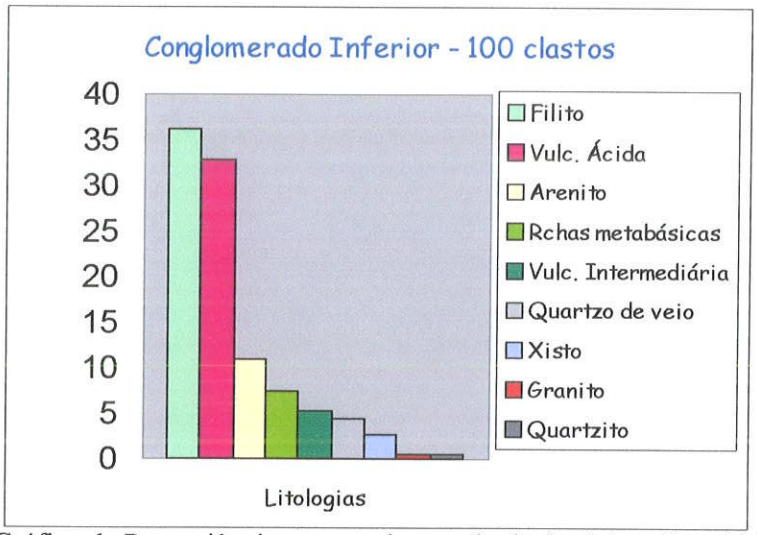



**Figura V.04:** Gráfico de Proveniência em conglomerado de depósitos de turbiditos proximais. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Formação Santa Bárbara. Ponto 48

A análise estatística do arcabouço indica uma fonte predominantemente de rochas do embasamento (filito, metabasito, xisto e quartzito), rochas vulcânicas de composições ácida, subordinadamente intermediária, e fragmentos de arenitos finos, quartzo de veio e granito de textura fina.

## V.2.2. Depósitos Marinhos de Tempestitos de Costa-Afora

Uma complexa associação de fácies é registrada nestes depósitos de arenitos micáceos (Fig. V.05). Camadas de arenitos apresentam-se com espessuras centimétricas a decimétricas, com laminação plano-paralela (fácies **Al**), quasi-planar (fácies **Aq**), heterolítica (fácies **H**), por vezes com *climbing ripples* (fácies **Alc**) ou convolucionadas (fácies **Ac**). Também ocorrem camadas, de mesma espessura, de arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela (fácies **Ap**), ou maciços (fácies **Am**). A geometria destas camadas é predominantemente tabular. Localmente ocorrem arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky* (fácies **Ah**) e estratificação cruzada tabular, em conjuntos de camadas de espessuras decimétricas e geometria lenticular.

Em lâmina delgada, observa-se forte compactação com contatos côncavos/convexos entre os grãos, além de cimentação ferruginosa e silicosa (Fig. V.06a). Petrograficamente estes arenitos são classificados como arcóseos, muitas vezes micáceos. Destaca-se a presença de glauconita, indicativa de seu ambiente marinho (Fig. V.06b).

Esta Associação de fácies é representada nas Figs. V.07 e V.08. As fácies **Am** e **Ap** possuem comumente base erosiva, enquanto que as demais encontram-se em contatos planos a transicionais. A alta taxa de deposição é indicada pelas convoluções da fácies **Ac** (Fig. V.07).

***Interpretação Paleoambiental***

As fácies **Ah** e **Aq** são indicativas de deposição por fluxo oscilatório, interpretado como ondas de tempestades, sendo registrados períodos mais intensos (fácies **Ah**, **Am** e **Ap**) e períodos de atenuação (fácies **Alc** e **H**). Períodos de calmaria são registrados pelas fácies **Pl**, indicando deposição abaixo do nível de ondas de tempo bom, em zona de transição de costa-afora (*offshore transition*).

Águas relativamente mais rasas são representadas pelo predomínio das fácies **At**, interpretadas como produto de correntes litorâneas (parte superior da Fig. V.08), e pela diminuição das fácies de decantação **H** e **Pl** e da fácies **Ah** tipo *hummocky* no topo de ciclos, evidenciando ciclos do tipo *shallowing upward*.

Desta forma, estes depósitos são interpretados como intercalações cíclicas de depósitos marinhos de costa-afora (*offshore transition*) —base da Fig. V.07 e Fig. V.08— para depósitos de face litorânea (*shoreface*), gerados pela ação de ondas de tempestades e de tempo bom (topo da Fig. V.08).

***Análise de Paleocorrentes***

Nos depósitos de face litorânea (*shoreface*) superior, acima discutidos, foram obtidas 29 medidas de paleofluxos a partir de marcas onduladas assimétricas e, subordinadamente, *climbing ripples*, além de estratificações cruzadas tabulares. Estas paleocorrentes foram interpretadas como correntes de deriva litorânea (*longshore currents*), com paleofluxo médio para SE (Fig. V.09).

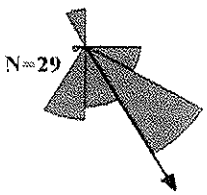
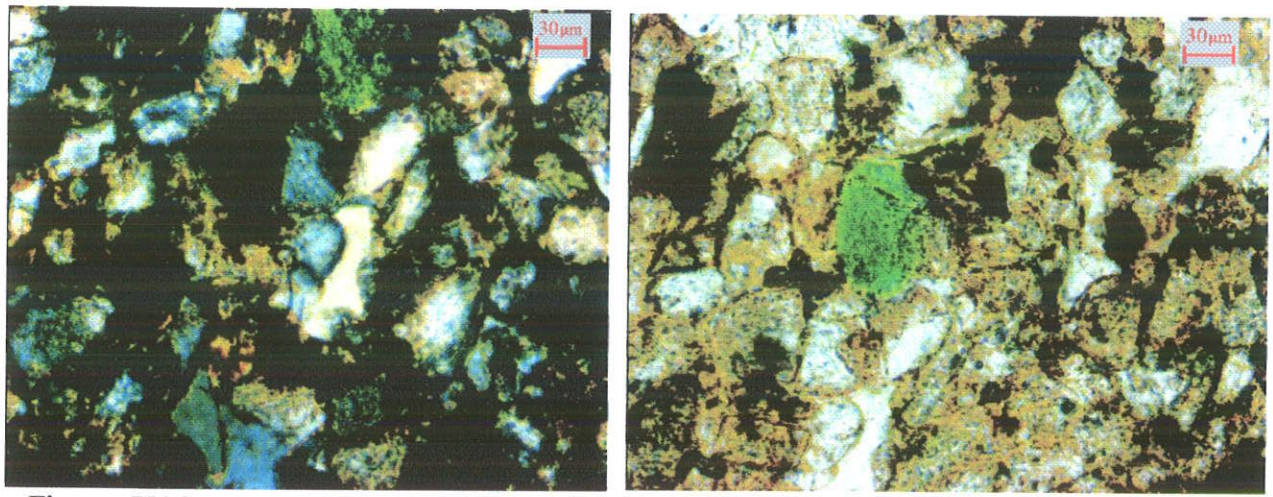



**Figura V.09:** correntes de deriva litorânea (*longshore currents*) em depósitos de face litorânea (*shore face*) superior que transicionam em ciclos menores sobre depósitos de tempestitos de costa-afora, Formação Santa Bárbara. Ponto 229

**Figura V.05:** Arenitos médios a finos em depósito de tempestito, Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora, Formação Santa Bárbara. Ponto 229.




**Figuras V.06a e V.06b:** Cimento silicoso e glauconita nos arenitos do ponto 229. Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora, Formação Santa Bárbara

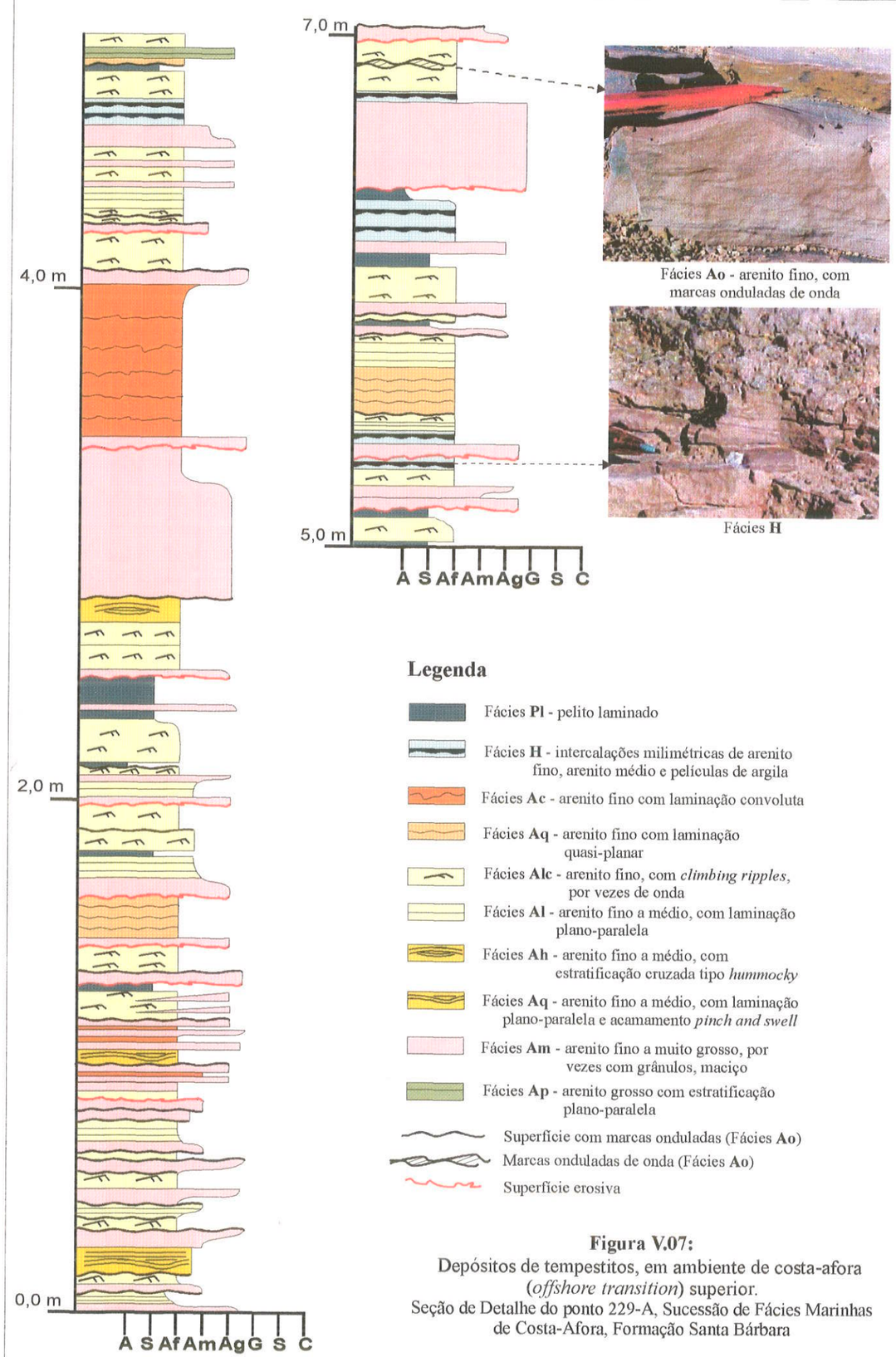



**Figura V.07:**
Depósitos de tempestitos, em ambiente de costa-afora (*offshore transition*) superior.
Seção de Detalhe do ponto 229-A, Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora, Formação Santa Bárbara

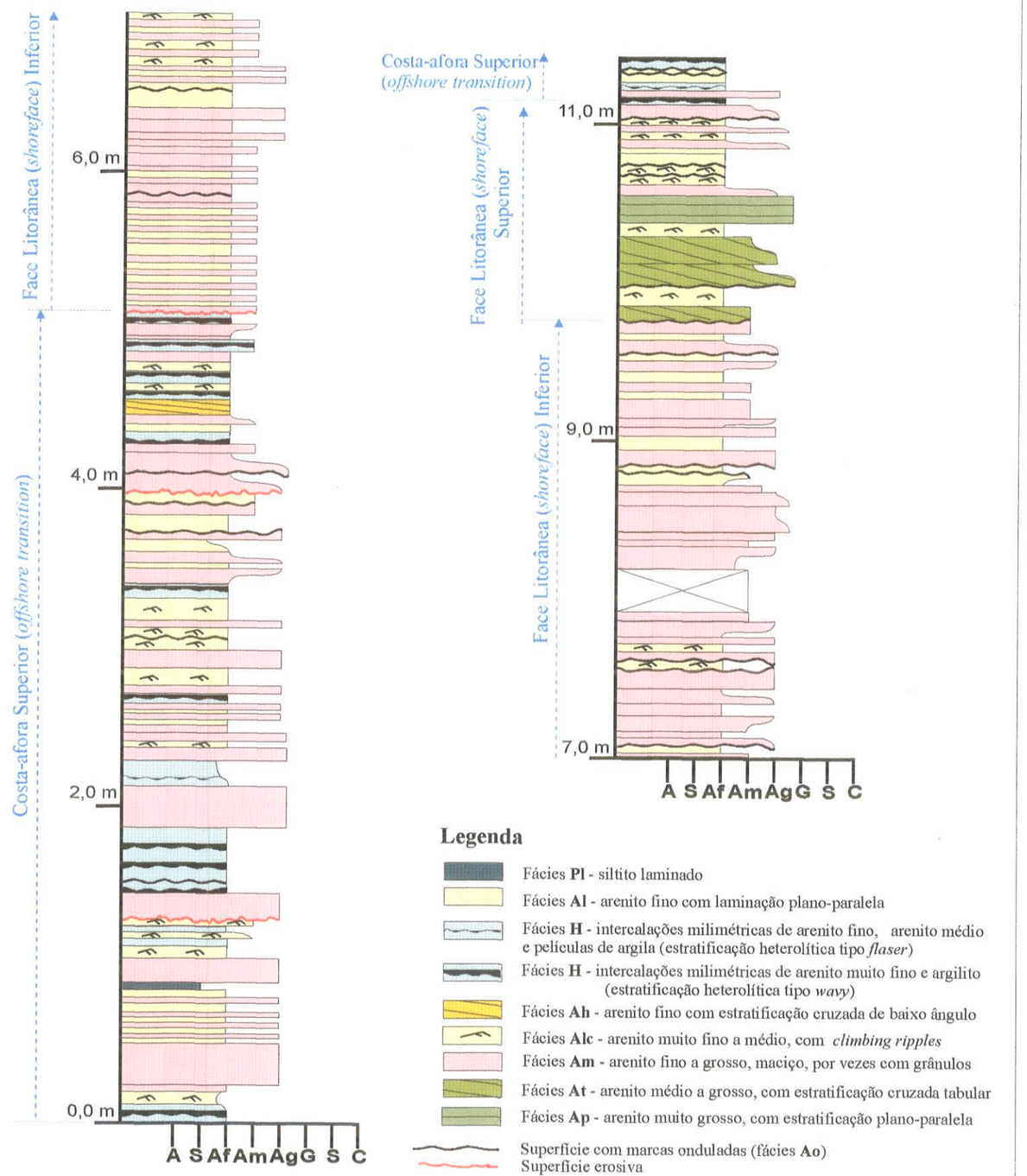



**Figura V.08:**
Depósitos gerados por ondas de tempestades, em ambiente de costa-afora (*offshore transition*) superior, com ciclos progradantes para ambientes de face litorânea (*shoreface*) inferior a superior.
Seção de Detalhe do ponto 229, Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora, Formação Santa Bárbara

## V.3. SUCESSÃO DE FÁCIES MARINHAS COSTEIRAS

Esta sucessão é composta por (i) depósitos marinhos de face litorânea e (ii) depósitos de marés.

### V.3.1. Depósitos Marinhos de Face Litorânea

Arenitos finos micáceos que se apresentam com estratificação cruzada tipo *swaley* e *hummocky* (fácies **Ah**), em camadas lenticulares de espessuras centimétricas a decimétricas. Constituem pacotes métricos com intercalações de arenitos maciços (fácies **Am**), de espessuras decimétricas, e de camadas centimétricas de arenitos finos laminados (fácies **Al**) ou com *climbing ripples* (fácies **Alc**). Localmente ocorrem camadas centimétricas de pelitos laminados (fácies **Pl**) ou heterolíticas (fácies **H**) intercaladas ea esses pacotes. Esta associação de fácies encontra-se representada na Fig. V.10.

***Interpretação Paleoambiental***

A fácies **Ah** é interpretada como resultado de processos de fluxo combinado —oscilatório e unidirecional— por ondas de tempestades, sendo registrados períodos de atenuação indicados pelas fácies **Al** e **Alc**. Pacotes métricos de arenitos amalgamados sugerem a recorrência de eventos de tempestades, além da ação de ondas de tempo bom. As fácies heterolíticas (fácies **H**) indicam episódios de deposição em águas mais fundas, abaixo do nível de ondas de tempo bom, em zona de transição de costa-afora (*offshore transition*). As fácies **Am** foram interpretadas como processos de fluxo granular induzidos pela ação de ondas de tempestades.

As evidências de deposição desta associação dentro das faixas de ação de ondas de tempestade e de ondas de tempo bom indicam a diminuição da profundidade da lâmina d'água em relação à Associação de Fácies de Turbiditos, descritas anteriormente.

### V.3.1. Depósitos de Marés

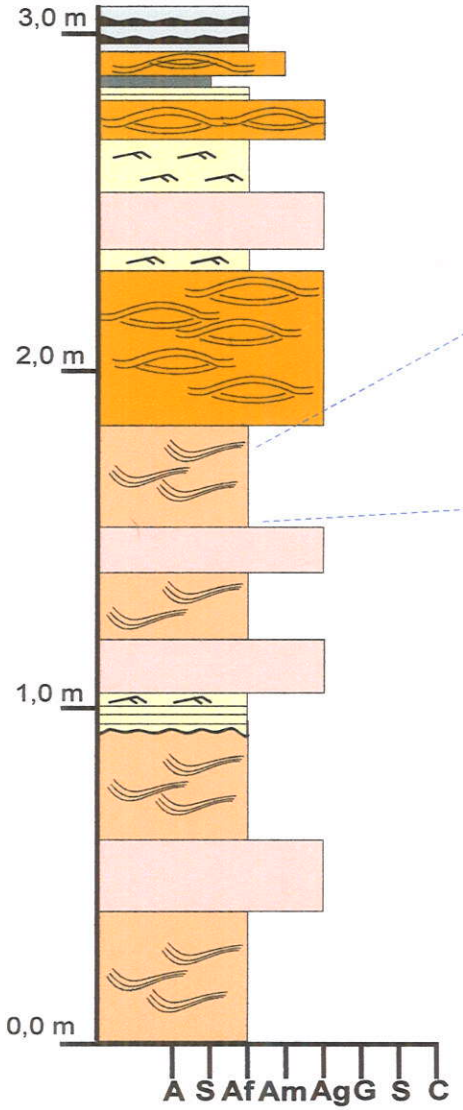
As associações de fácies descritas a seguir foram interpretadas como indicativas de depósitos gerados em planícies de marés, os quais encontram-se representados nas Figs. V.11 e V.12.

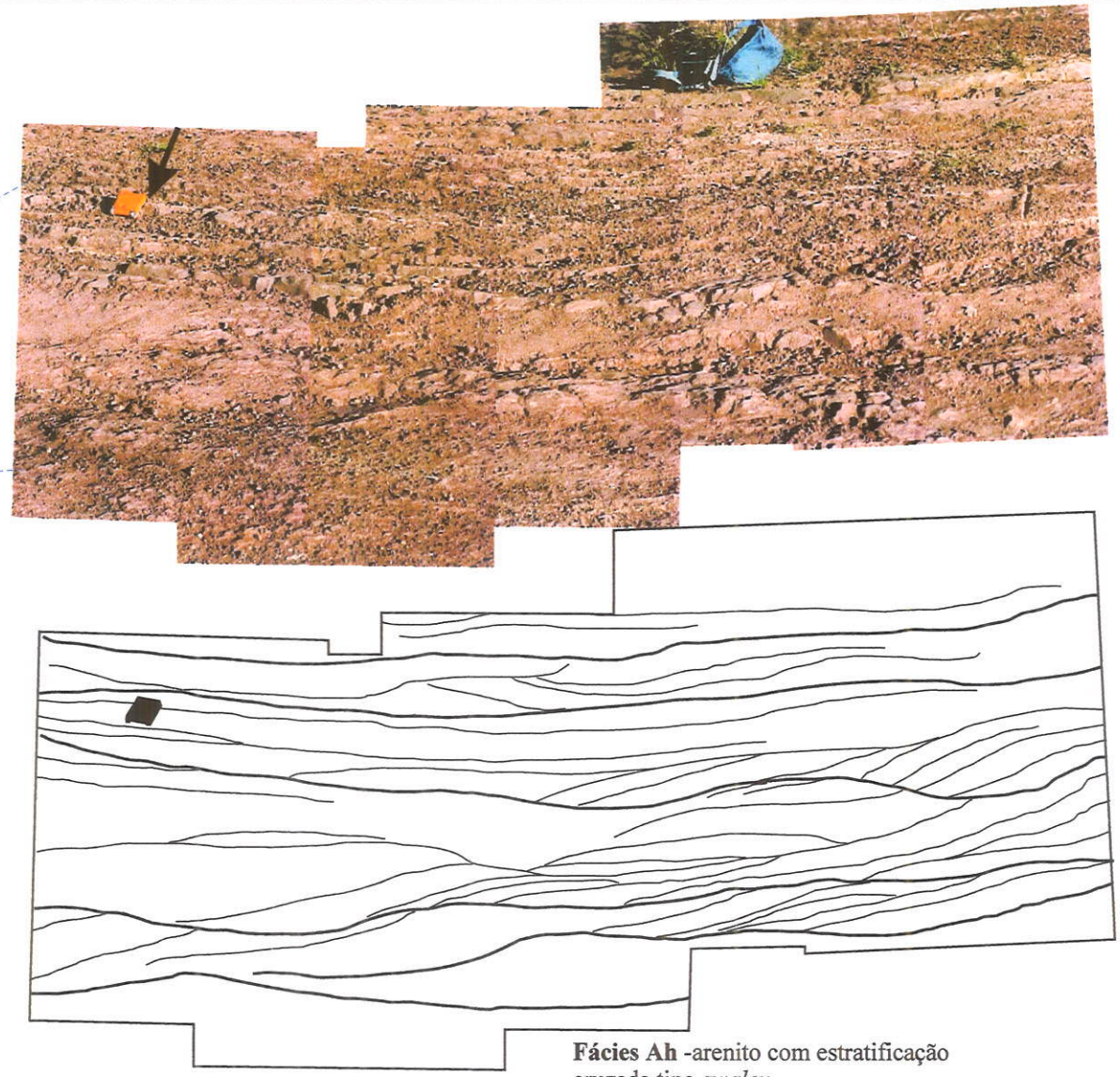
Níveis milimétricos a centimétricos de arenitos muito finos e pelitos intercalam-se em camadas com espessuras decimétricas a métricas. Os níveis de arenitos finos são comumente maciços (fácies **Am**), laminados (fácies **Al**) e com *climbing ripples* (fácies **Alc**); os níveis de pelitos laminados (fácies **Pl**) intercalam-se a estes níveis de arenitos, constituindo camadas heterolíticas (fácies **H**). Esta associação de fácies reune depósitos gerados por alternância de correntes de fluxo inferior e processos de decantação.

Estas fácies possuem predominantemente geometria tabular e, por vezes, ocorrem na porção superior de ciclos granodecrescentes métricos, iniciados por camadas de arenitos médios maciços (fácies **Am**), de espessura centimétrica e geometria tabular ou lenticular, comumente de base erosiva.

Estruturas lenticulares, de larguras decimétricas a métricas e espessuras decimétricas, interpretadas como canais, encontram-se preenchidas por siltitos laminados (fácies **Pl**).

Ocorrem também, na base de ciclos granodecrescentes, camadas lenticulares de arenitos finos a



**Fácies Ah** -arenito com estratificação cruzada tipo *swaley*

**Legenda**

- Fácies **Ap** - siltito com laminação plano-paralela
- Fácies **H** - intercalações milimétricas de arenito fino e argilito (estratificação heterolítica tipo *wavy*)
- Fácies **Alc** - arenito fino, com *climbing ripples*
- Fácies **Al** - arenito fino com laminação plano-paralela
- Fácies **Ah** - arenito fino com estratificação cruzada tipo *swaley*
- Fácies **Ah** - arenito médio a grosso, com estrat. cruz. tipo *hummocky*
- Fácies **Am** - arenito grosso, maciço
- Superfície com marcas onduladas (Fácies **Ao**)

**Figura V.10:**

Depósitos de face litorânea (*shoreface*), com ação de ondas de tempestades, sobrepostos por depósitos de transição de costa-afora (*offshore transition*). Seção de Detalhe do ponto 101, Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras, Formação Santa Bárbara

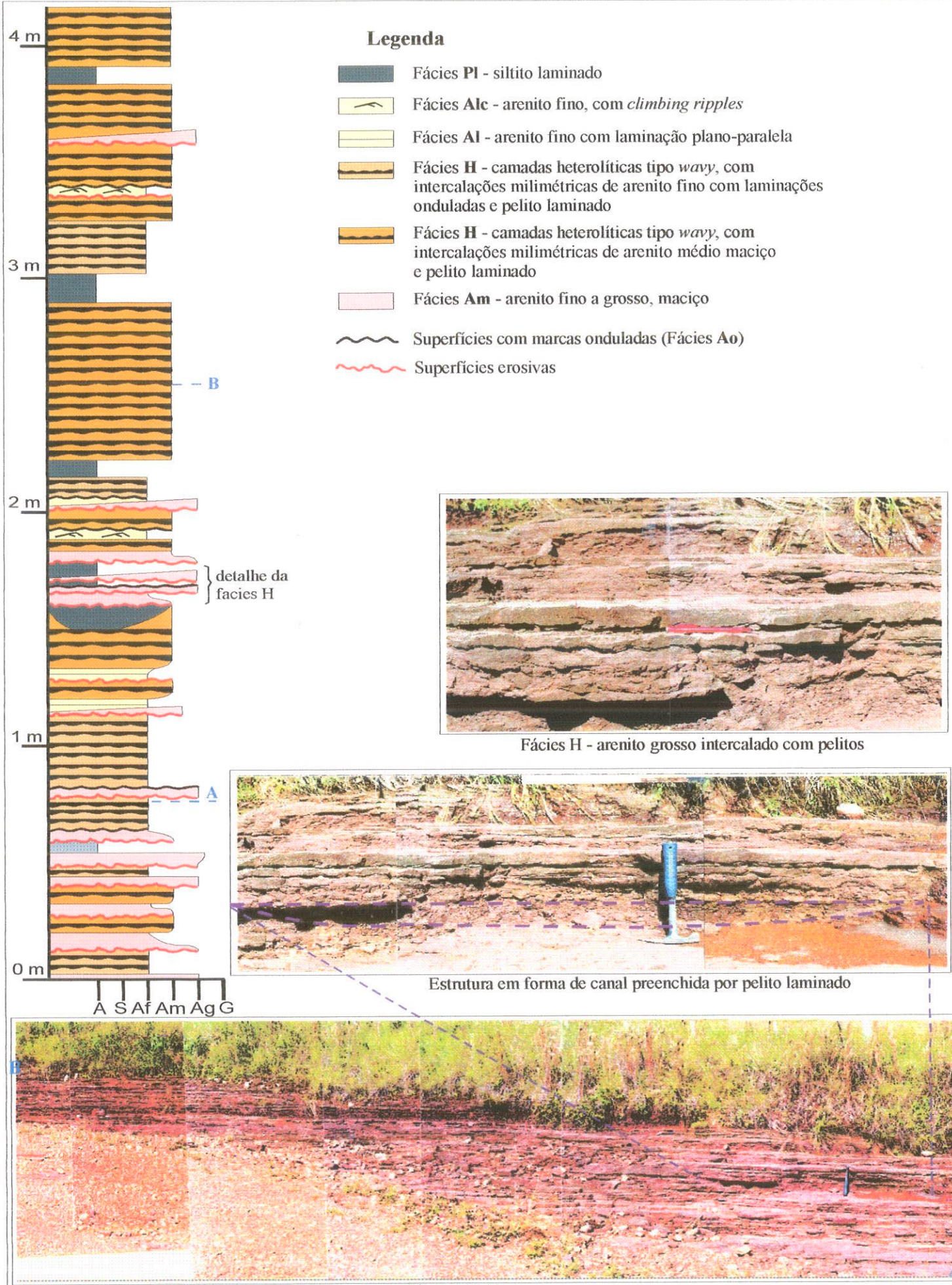
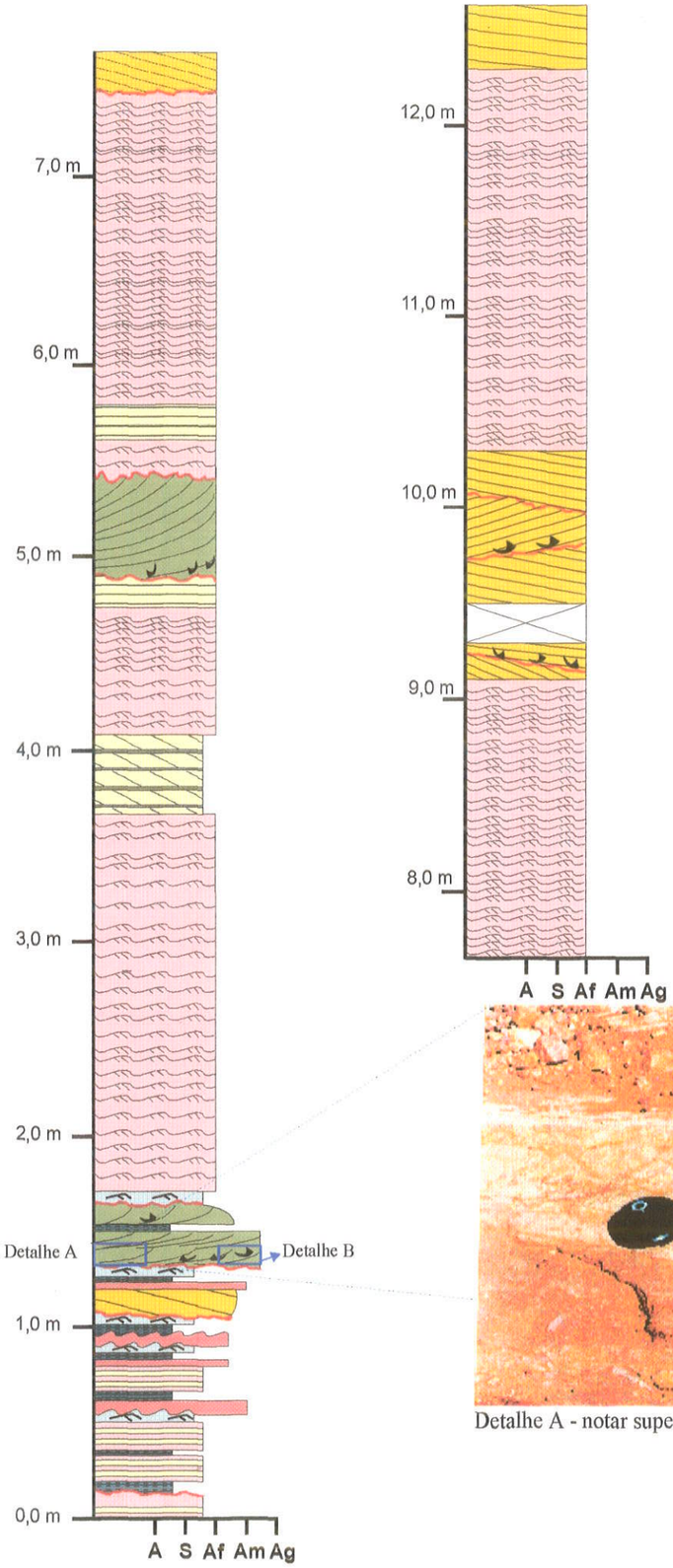


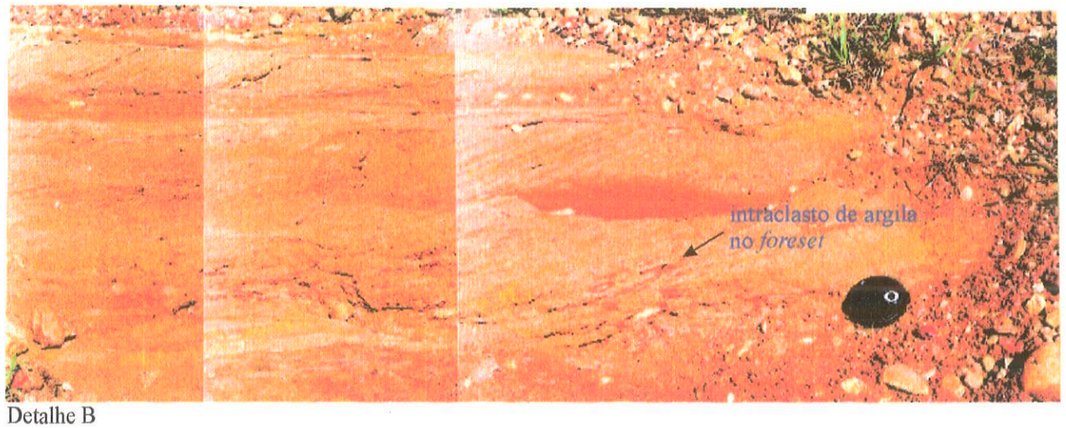

**Figura V.11:**
Depósitos de planície de maré. Seção de Detalhe do ponto 166, Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras, Formação Santa Bárbara



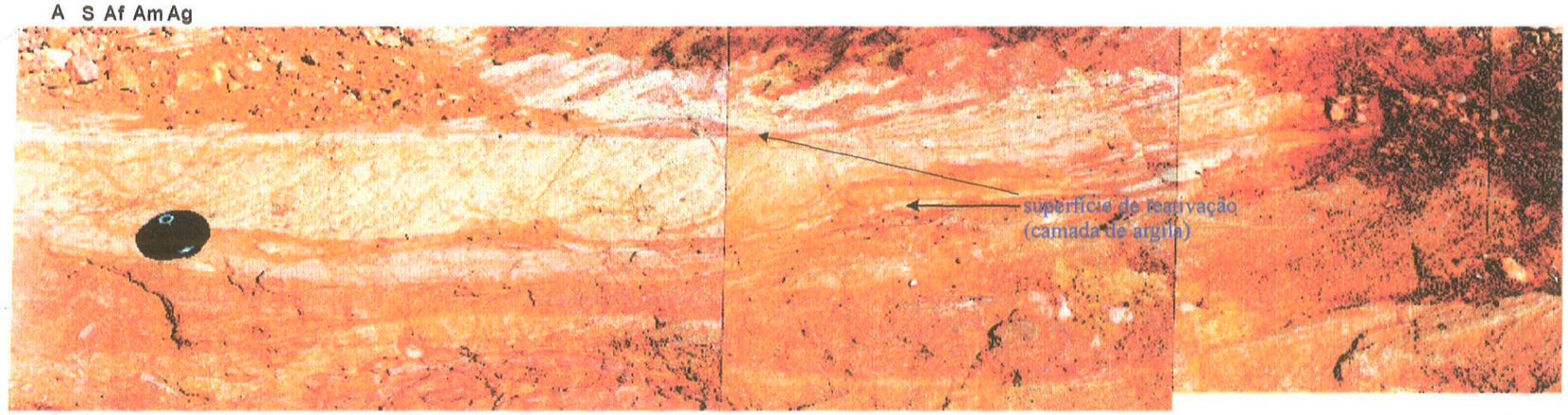

## Legenda

- Fácies **Pl** - siltito argiloso laminado
- Fácies **Alc** - arenito muito fino a siltoso com *climbing ripples*
- Fácies **Am + Al** - arenito muito fino, maciço, intercalado com arenito com laminação plano-paralela incipiente
- Fácies **Al + Alc** - arenito fino com laminação plano-paralela intercalado com arenito com laminação cruzada
- Fácies **Al** - arenito fino, com laminação plano-paralela
- Fácies **Am + Alc** - arenito fino, maciço, com intercalações de níveis com *climbing ripples* e marcas onduladas
- Fácies **At** - arenito fino a médio, com estratificação cruzada tabular
- Fácies **Am** - arenito fino a médio, maciço
- Fácies **Ath** - arenito fino a grosso, com estratificação cruzada tabular, tangencial na base, com *tidal bundles*
- Superfície irregular erosiva
- Marca ondulada assimétrica
- clastos de argila retrabalhados

**Figura V.12:**
Depósitos de planície de maré com canais de submaré
Seção de Detalhe do ponto 165, Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras, Formação Santa Bárbara




Detalhe B




Detalhe A - notar superfícies de reativação e películas de argilas nos *foresets*

grossos com espessuras centimétricas a decimétricas, apresentando estratificação cruzada tangencial na base (fácies Ath), comumente erosiva, com retrabalhamento de intraclastos de argila. Essa fácies apresenta níveis de siltito argiloso nos foresets, e superfícies de reativação abundantes.

***Interpretação Paleoambiental***

O predomínio das fácies **H**, **Alc** e **Al** em ciclos granocrescentes, com aspecto rítmico, é interpretado como indicativo de depósitos de planícies de intermaré. Os canais preenchidos por siltito laminado (**Pl**) são interpretados como pequenos canais de intermaré (*tidal creeks*).

A fácies **Ath** é interpretada como depósitos de dunas subaquáticas de submaré (arenitos com estratificação cruzada com níveis de argila –*tidal bundles*) e canais de intermaré inferior, por vezes erodindo fácies de intermaré do ciclo granodecrescente anterior.

A fácies **Am**, de geometria lenticular, comumente de base erosiva, é interpretada como depósitos de lobos de rompimento de ilha barreira (*wash over*). Desta forma esta associação de fácies é interpretada como representativa de depósitos de planície de maré, com depósitos de *washover* associados.

O empilhamento de depósitos de intermeré e submaré no topo desta sucessão de fácies sugere um padrão agradacional.

***Análise de Paleocorrentes***

Neste depósitos de marés foram coletadas 19 medidas a partir de marcas onduladas e subordinadamente *climbing ripples*, interpretadas como geradas por correntes de maré. Apesar do reduzido número de medidas, identifica-se a bipolaridade e bimodalidade das correntes, conforme Fig. V.13a.

Em depósitos de barras de submaré, que registram a corrente de maré dominante, foram obtidas 24 medidas de paleofluxo a partir de estratificações cruzadas de maré (fácies **Ath**), com resultados de paleocorrentes para NE, conforme Fig. V.13b. A presença de uma única direção de correntes nestes depósitos decorre do mecanismo formador da barra, que migra apenas durante a corrente dominante (diária e bidiária), sendo erodida pela corrente subordinada (superfícies de reativação) e registrando os períodos de estagnação como camadas pelíticas. A integração do modelo paleogeográfico sugere que a corrente dominante seja a de maré vazante, concordante com o aporte fluvial.

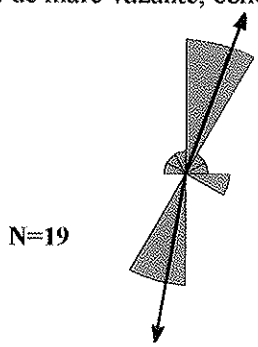



**Figura V.13a:** correntes de maré bipolares em depósitos de planícies de marés. Formação Santa Bárbara. Pontos 166 e 162

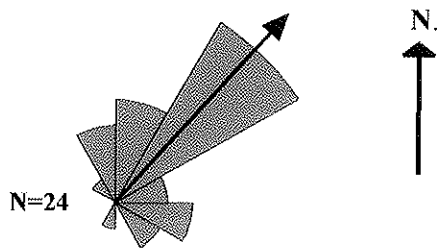



**Figura V.13b:** correntes de vazante em barras de submaré. Formação santa Bárbara. Pontos 161 e 165.

## V.4. SUCESSÃO DE FÁCIES DE LEQUES DELTAICOS E LEQUES ALUVIAIS

Esta sucessão é composta por (i) depósitos marinhos de pró-delta e (ii) depósitos de leques deltaicos e aluviais.

### V.4.1. Depósitos Marinhos de Pró-Deltas

Na porção sudoeste da área, sotopostas aos pacotes de conglomerados superiores da Formação Santa Bárbara, ocorrem camadas tabulares decimétricas a métricas formadas por intercalações centimétricas de arenito muito fino com marcas onduladas no topo (fácies **Al**) e de siltito laminado (fácies **Pl**).

Subordinadamente, ocorrem camadas tabulares com espessuras centimétricas de arenitos finos a médios, com laminação plano-paralela e marcas onduladas no topo (fácies **Al** e **Ao**), bem como arenitos muito grossos com estratificação plano-paralela (fácies **Ap**), comumente de base erosiva. Esta associação de fácies encontra-se representada nas Figs. V.14 e V.15a.

A transição para os conglomerados superiores é também gradual, representada por camadas centimétricas de arenitos grossos a finos, que possuem marcas onduladas e gretas de contração no topo das camadas (Fig. V.15b).

***Interpretação Paleoambiental***

As características texturais e granulométricas destas fácies, aliadas à tabularidade e às intercalações de camadas centimétricas das mesmas, sugerem processos de correntes de turbidez distais para sua deposição. Esta interpretação é corroborada pela íntima relação da mesma com depósitos de leques deltaicos e aluviais, descritos a seguir, permitindo sua interpretação como um depósito de pró-delta.

T3369

Desta forma é possível inferir que estes depósitos representam o início da progradação dos leques deltaicos, caracterizando o término do padrão agradacional da sucessão na qual predominam os depósitos de planície de marés.

### V.4.2. Depósitos de Leques Deltaicos e de Leques Aluviais

Estes depósitos, representados nas Figs. IV.16 e IV.17, ocorrem na porção sudoeste da área, em uma sucessão granocrescente para o topo.

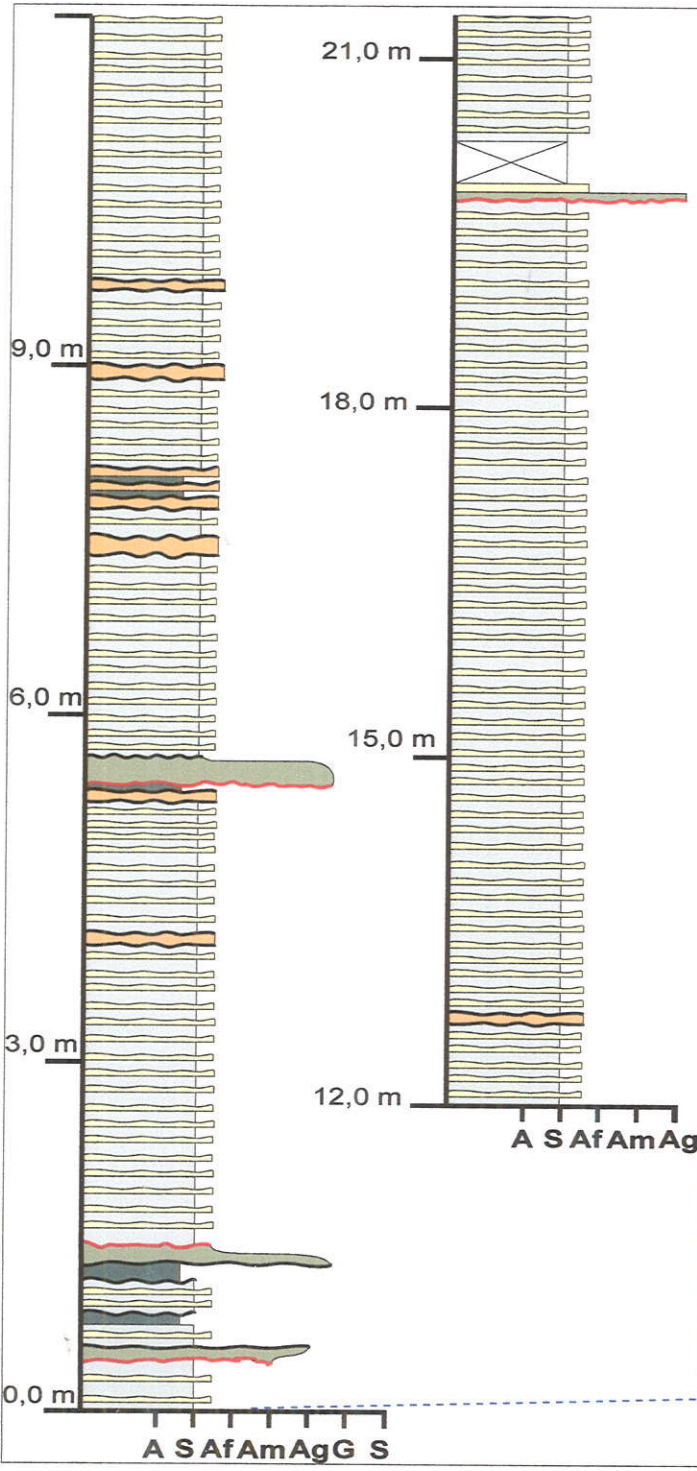
Nas porções basais desta associação (Fig. IV.19) tem-se o predomínio de conglomerados e arenitos grossos maciços (fácies **Cm** e **Am**), bem como arenitos grossos com estratificação cruzada tabular (fácies **At**), com intercalações subordinadas de arenitos e pelitos laminados (fácies **Al** e **Pl**). Estas camadas possuem espessuras que variam de centimétricas a decimétricas, com geometria tabular.

As fácies **Cm** e **Am** são interpretadas como depósitos de fluxo granular na base de pulsos de correntes de turbidez, com períodos de decantação (fácies **Pl**).

Gradacionalmente para o topo, tem-se o predomínio de arenitos conglomeráticos e conglomerados com estratificação cruzada tabular (fácies **At** e **Ct**) com intercalações de arenitos e conglomerados



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -




**Legenda**

- Fácies **Pl** - siltito argiloso com laminação plano-paralela
- Fácies **Al** - arenito fino a médio, com laminação plano-paralela e marcas onduladas no topo (camadas com espessuras centimétricas)
- Fácies **Al/Ao/Pl** - intercalações centimétricas de arenito fino a muito fino (com laminação plano-paralela e marcas onduladas no topo) e de siltito arenoso com laminação plano-paralela
- Fácies **Ap** - aenito grosso a muito grosso (por vezes com grânulos), com estratificação plano-paralela
- Superfícies com marcas onduladas (Fácies **Ao**)

**Figura V.14:**

Depósitos de pró-delta.
Seção de Detalhe do ponto 77, Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais, Formação Santa Bárbara

**Figura V.15a:** Arenitos grossos a finos com laminação plano-paralela, intercalados com pelitos laminados. Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais, Formação Santa Bárbara. Ponto 77

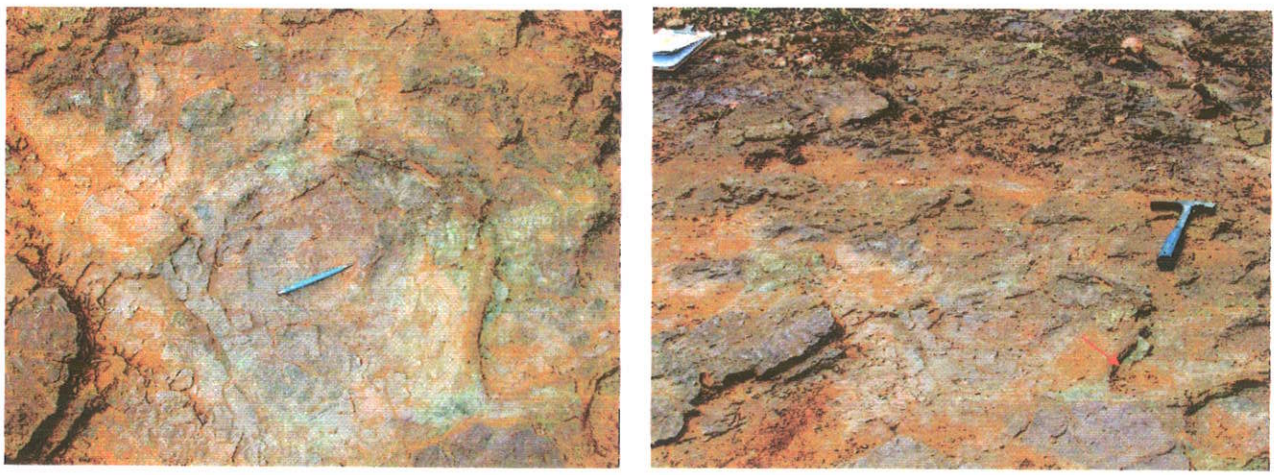


**Figura V.15b:** Arenitos grossos com marcas onduladas e gretas de contração no topo da camada. Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e de Leques Aluviais, Formação Santa Bárbara, ponto 83.

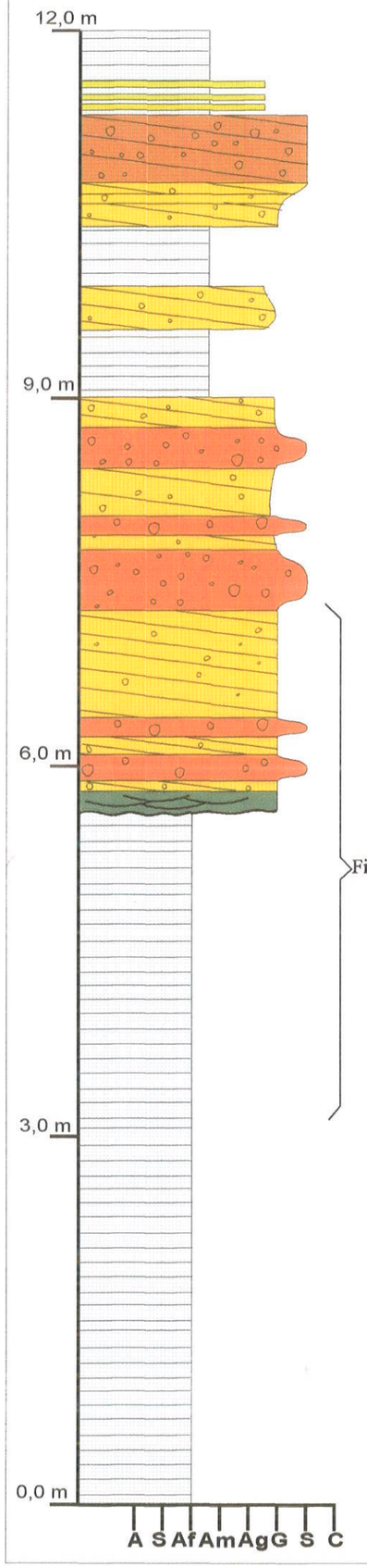
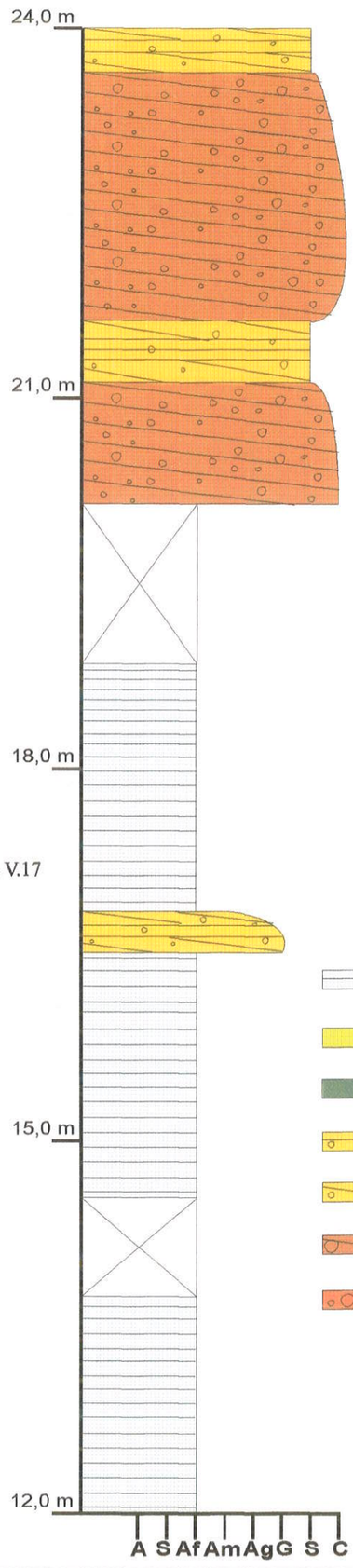
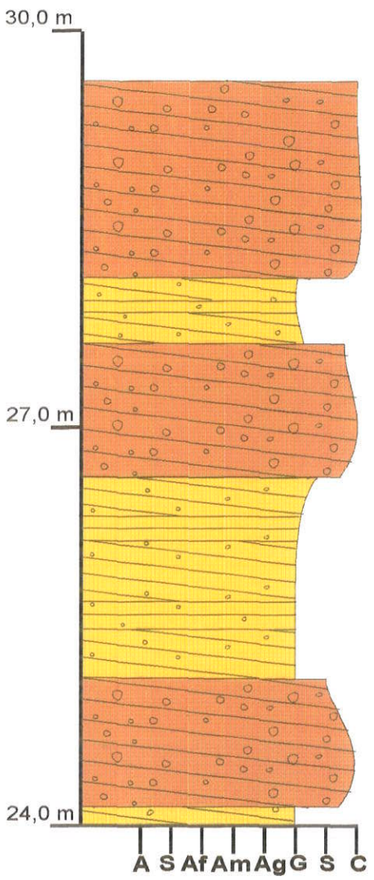



Figura V.17



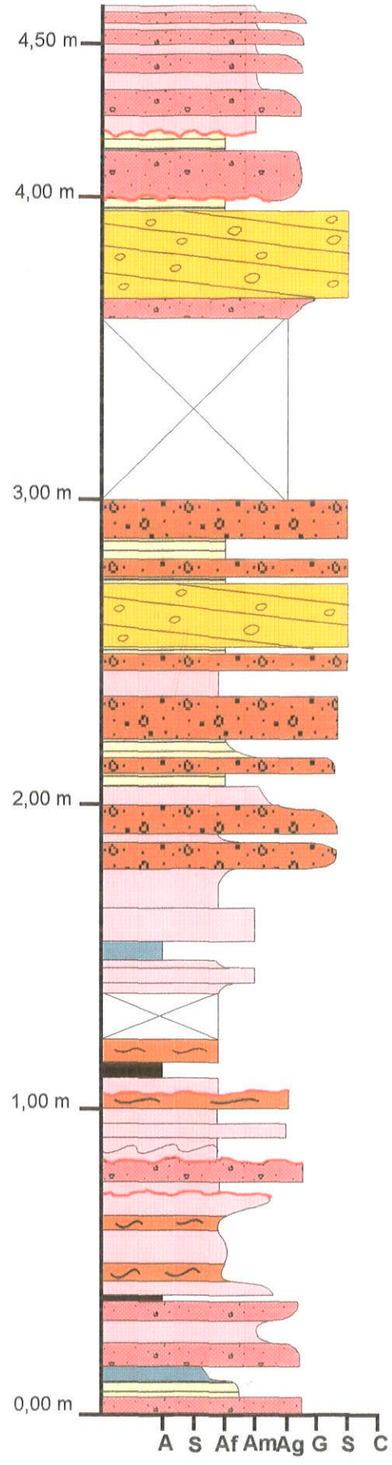




**Legenda**

- Fácies que compõem os depósitos de leques deltaicos, detalhados na Figura V.17
- Fácies **Ap** - arenito grosso a muito grosso, por vezes com grânulos, com estratificação plano-paralela
- Fácies **Aa** - arenito grosso com seixos esparsos e estratificação cruzada acanalada
- Fácies **Ap** - arenito grosso com seixos esparsos e estratificação plano-paralela
- Fácies **At** - arenito grosso com seixos esparsos e estratificação cruzada tabular
- Fácies **Ct** - conglomerado de seixos a calhaus (no topo) com estratificação cruzada tabular
- Fácies **Cm** - conglomerado maciço de seixos a calhaus

**Figura V.16:**

Depósitos de leques deltaicos (*fan deltas*) transicionando para depósitos de leques aluviais
Seção Esquemática entre os pontos 112 a 114 da Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais, Formação Santa Bárbara




**Legenda**

- Fácies **Pl** - argilito laminado
- Fácies **Pl** - pelito e arenito fino a síltico, com laminação plano-paralela
- Fácies **Ac** - arenito muito fino a médio, maciço com lentes de argila
- Fácies **Al** - arenito fino a médio, com laminação plano-paralela
- Fácies **Am** - arenito com variação granulométrica de muito fino a grosso, maciço, por vezes com grânulos nas frações mais grossas
- Fácies **Am** - arenito grosso a muito grosso, com grânulos e seixos esparsos
- Fácies **At** - arenito grosso a muito grosso, com grânulos e seixos esparsos e estratificação cruzada tabular
- Fácies **Cm** - conglomerado de seixos, maciço, com matriz grossa de grânulos
- superfície erosiva
- marcas onduladas assimétricas (Fácies **Ao**)

**Figura V.17:**

Depósitos de leques deltaicos (*fan deltas*) transicionando para depósitos de leques aluviais.
Seção de detalhe do ponto 112, Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos, Formação Santa Bárbara

maciços (fácies **Am** e **Cm**) e, subordinadamente, arenitos com estratificação plano-paralela (fácies **Ap**) e, localmente, acanalada (fácies **Aa**). Estas fácies de topo representam processos trativos de ambientes aluviais subaéreos. Estas camadas apresentam comumente espessuras decimétricas a métricas e geometrias canalizadas, principalmente as fácies **Ct** e **At**.

***Interpretação Paleoambiental***

As fácies que predominam na base desta associação são interpretadas como depósitos de leques deltaicos (*fan-delta*), com o aporte detrítico de leques aluviais que invadem um corpo d'água. A transição de fluxos de correntes de turbidez para as fácies de decantação evidenciam o caráter subaquoso destes pacotes conglomeráticos.

Para o topo, ocorrem fácies características de ambientes subaéreos, com o crescente predomínio de litologias mais grossas e de fácies de correntes aluviais com domínio de carga de tração (fácies **At**, **Ct** e **Aa**), escasseando as fácies de decantação (fácies **Pl** e **Al**).

A passagem dos ritmitos e arenitos intermediários para estes conglomerados superiores é gradual, com níveis de arenitos com granulação fina dando lugar a níveis centimétricos de arenito grosso com grânulos de fragmentos vulcânicos, culminando em espessos pacotes conglomeráticos, caracterizando um ciclo progradacional.

***Análise de Paleocorrentes***

Nos depósitos de leques deltaicos foram coletadas 12 medidas de paleofluxo, a partir de marcas onduladas assimétricas, sendo obtido valor médio para N (Fig. V.18a).

Quanto aos depósitos aluviais associados, coletaram-se 11 medidas a partir de estratificações cruzadas tabulares, com paleocorrente para NW (Fig. V.18b).

***Análise de Proveniência***

Os conglomerados superiores apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas, contendo clastos de até 20 cm de diâmetro em seu arcabouço, variáveis de muito angulosos a subarredondados. A análise da fonte do arcabouço, com 652 clastos contados (Fig. V.19), registra rochas areníticas, vulcânicas ácidas e intermediárias, além de rochas graníticas hololeucocráticas, filíticas, conglomeráticas e fragmentos de quartzo de veio, de feldspato arredondado e de quartzito. Os fragmentos de arenitos e de arenitos conglomeráticos apresentam fácies muito similares àquelas das unidades da Formação Crespos, tectonicamente justapostas (Figs. V.20a-h). A matriz arenosa, muito grossa e com grânulos, constitui-se predominantemente de clastos de quartzo e feldspato. Estes conglomerados comumente sustentam o relevo (Figs. V.20f e V.20i).

Uma importante observação é a de que as paleocorrentes destes depósitos são oriundas de SE, onde atualmente aflora a Formação Guaritas, podendo-se desta forma inferir a presença de antigos altos com exposição da Formação Crespos naquele quadrante, atualmente recoberta. A estreita relação entre os litotipos sedimentares encontrados nos clastos dos conglomerados e as rochas da Formação Crespos, imediatamente adjacentes, sugere uma contigüidade entre os depósitos e as áreas-fonte e, portanto, um basculamento da Formação Crespos anterior à deposição da Formação Santa Bárbara.

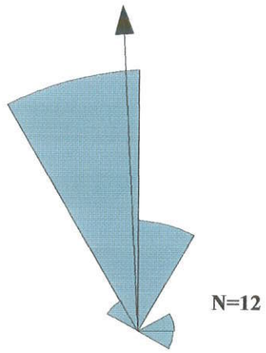



**Figura V.18a:** Correntes geradas por indução de aporte aluvial em um ambiente deltaico, em depósitos de leques deltaicos (*fan deltas*).
Sucessão de Fácies Marinhas Deltaicas,
Formação Santa Bárbara. Ponto 112

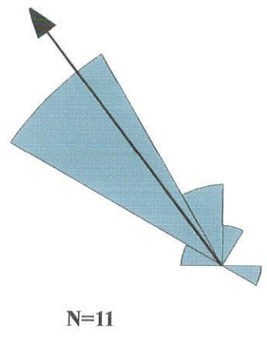



**Figura V.18b:** Correntes de sistemas aluviais.
Sucessão de Fácies de Leques Aluviais,
Formação Santa Bárbara. Ponto 114

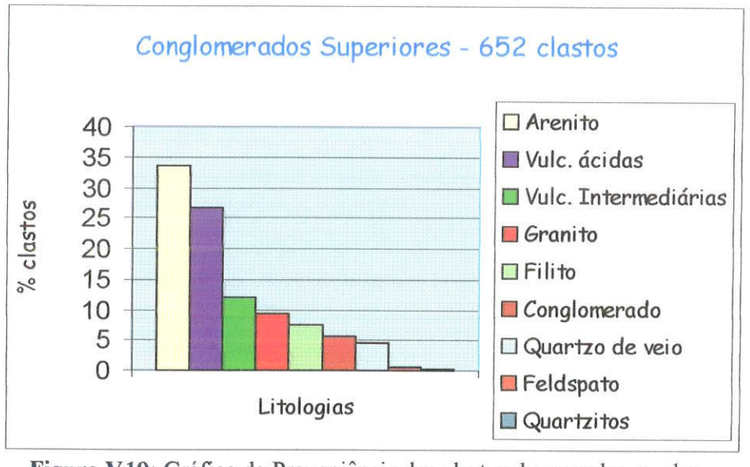
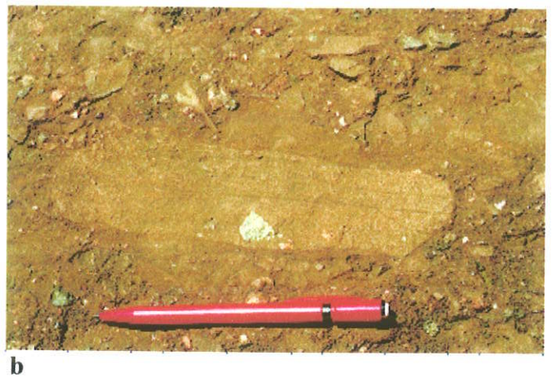



**Figura V.19:** Gráfico de Proveniência dos clastos dos conglomerados de depósitos de leques aluviais, Formação Santa Bárbara.
Pontos 114, 182, 186 e 204

**Figura V.20a:** Conglomerados da Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais, Formação Santa Bárbara. Ponto 186



b

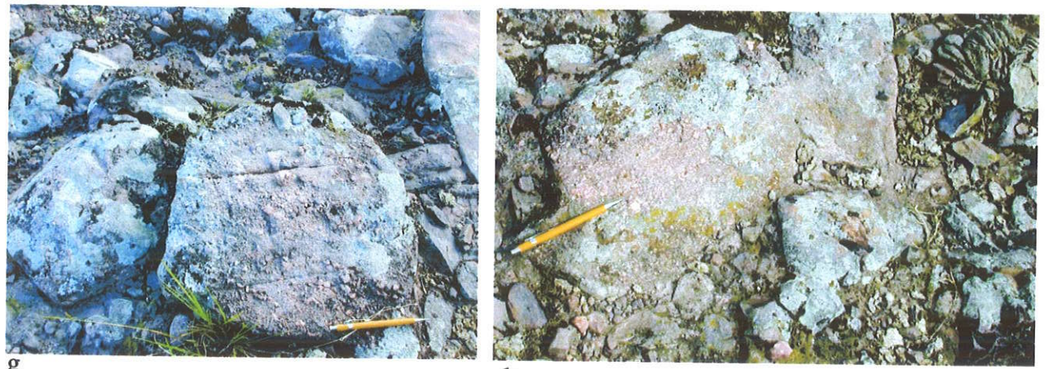
c

d

e

**Figuras V.20b-e:** Clastos de arenitos conglomeráticos e de conglomerados de sistemas aluviais da Formação Santa Bárbara. Ponto 186. Estes clastos são semelhantes aos arenitos e conglomerados vulcano-clásticos que constituem a Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, aflorante nas proximidades.

**Figura V.20f:** Conglomerado de depósitos de leques aluviais da Formação Santa Bárbara. Ponto 289.
Ao fundo pode-se ver a face leste do Cerro da Angélica, também constituída por estes depósitos.



g h

**Figura V.20g, h:** Detalhe de clasto de arenito conglomerático (**g**) e de clasto com piroclastos (**h**), cuja fonte são os arenitos conglomeráticos de turbiditos canalizados da Sucessão de Fácies Lacustre de Águas Profundas, daé o Formação Crespos. Comparar com as figuras IV.10a - IV.10e. Ponto 289 - Formação Santa Bárbara.

**Figura V.20i:** Conglomerado de Leques aluviais da Formação Santa Bárbara. Ponto 292.
Estes depósitos comumente sustentam o relevo na região, na forma de grandes lajeados.

## V.5. SUCESSÃO DE FÁCIES MARINHAS DOMINADAS POR ONDAS

Nesta sucessão de fácies predominam depósitos marinhos de tempestitos.

### V.5.1. Depósitos Marinhos de Tempestitos

Espessos depósitos de tempestitos (Figs. III.14 e III.15) situam-se na porção SE da área de estudo, constituindo-se predominantemente de arenitos micáceos, com granulometria fina a muito fina, de coloração amarronzada e com predomínio de estratificação cruzada tipo *hummocky* de médio a grande porte, com amplitudes métricas, em camadas amalgamadas nas porções inferiores, passando, em sentido ao topo, para predomínio de estratificação cruzada tipo *swaley* (Figs. V.21a e V.21b). Seu contato basal com os conglomerados superiores dá-se de forma transicional, porém rápida.

Em análise petrográfica foi observada abundância de glauconita (Figs. V.21c e V.21d), indicativa de ambiente marinho.

***Interpretação Paleoambiental***

Esta associação é interpretada como depósitos gerados em face litorânea (*shoreface*) por ondas de tempestades e ondas de tempo bom. A transição a partir dos depósitos de leques deltaicos e aluviais indica uma rápida retrogradação.

A grande homogeneidade da espessa sucessão representada por esta associação de fácies, bem como a ausência de fácies que representem outros processos (que não o intenso retrabalhamento por fluxos oscilatório e combinado) permitem interpretar uma linha de costa aberta, dominada por ondas e ligada a uma ampla área de geração de ondas e tempestades (*fetch*).

## V.6. SÍNTESE DA EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA

A Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim apresenta uma evolução deposicional predominantemente em ambiente marinho, claramente evidenciado pela presença de glauconita e fácies indicativas de ação de marés. Subordinadamente, ocorrem ambientes aluviais. Os ambientes e sistemas deposicionais desta unidade encontram-se resumidos na Tabela V.01.

As associações de fácies observadas nas unidades da Formação Santa Bárbara indicam consideráveis variações do nível de base relativo, possibilitando a subdivisão desta unidade em sucessões de fácies, relacionadas a padrões de preenchimento.

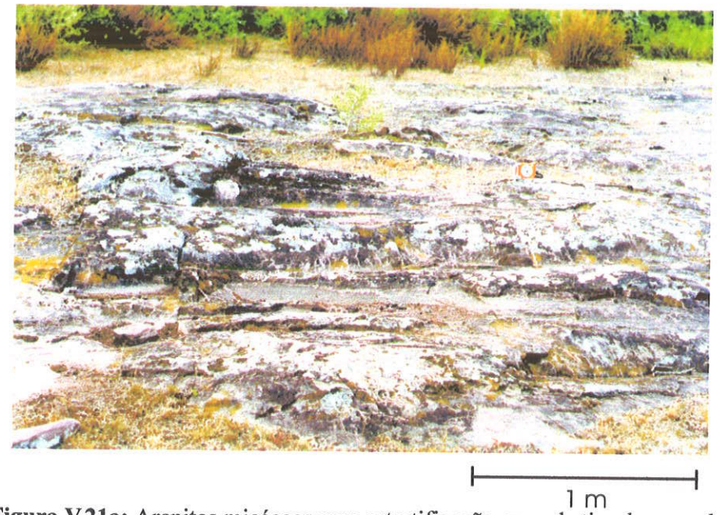



**Figura V.21a:** Arenitos micáceos com estratificação cruzada tipo *hummocky*.
Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas, Formação Santa Bárbara. Ponto 147.

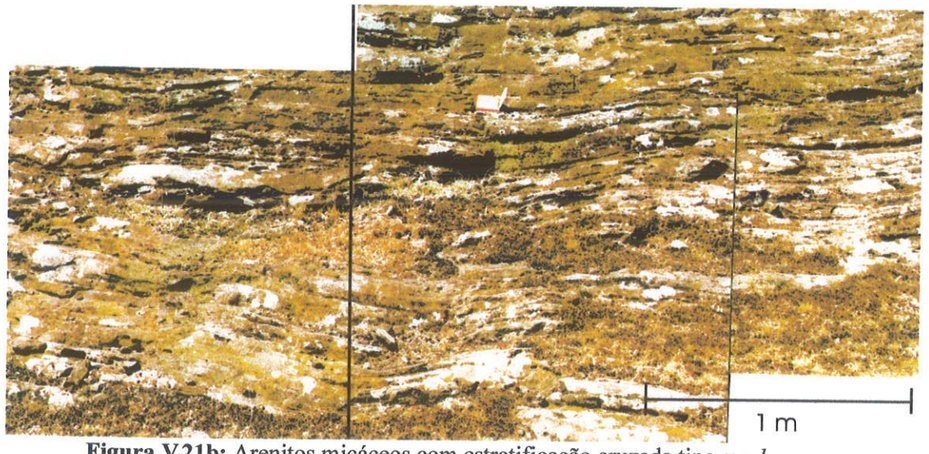
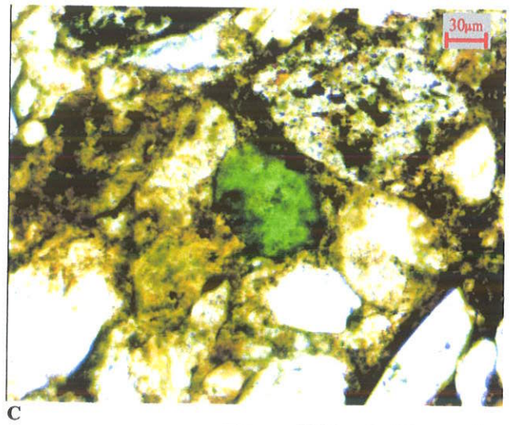



**Figura V.21b:** Arenitos micáceos com estratificação cruzada tipo *swaley*.
Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas, Formação Santa Bárbara. Ponto 146.




C

D

**Figura V.21c, d:** Glauconitas em arenitos micáceos.
Formação Santa Bárbara. Ponto 146.

| | *SUCESSÃO DE FÁCIES* | *INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL* | *PALEOCORRENTES* |
|---|---|---|---|
| FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA | ***Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas*** | Depósitos gerados por ondas de tempestade em ambiente de face litorânea (*shoreface*) (Figs. III.14 e III.15) | |
| | ***Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais*** | Depósitos de leques deltaicos que transicionam para depósitos de sistemas fluviais (Figs. V.16 e V.17) | Correntes geradas por indução do aporte fluvial em ambiente deltaico apresentam direção média de paleofluxo para N (Fig. V.18a) e, correntes de sistemas aluviais, direção média de paleofluxo para NE (Fig. V.18b) |
| | | Depósitos de pró-delta (Fig. V.14) | |
| | ***Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras*** | Depósitos de planícies de marés (intermaré inferior a submaré) com barras de submaré associadas (Figs V.11, V.12) | Correntes de maré com paleofluxo bipolar para NNE e SSW (Fig. V.13a) e corrente dominante para NE (Fig. V.13b) |
| | | Depósitos de tempestitos de face litorânea inferior (Fig. V.10) | |
| | ***Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora*** | Depósitos de tempestitos gerados em zona de transição de costa-afora (Figs. V.07 e V.08) com ciclos *shallowing upward* para depósitos de face litorânea | Correntes de deriva litorânea (*longshore currents*) com paleofluxo médio para SE (Fig. V.09). |
| | | Depósitos de correntes de turbidez proximais e distais, em ambiente de costa-afora (*offshore*) (Figs. V.02 e V.03) | |

**Tabela V.01:** Associações de Fácies e Interpretações Paleoambientais da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim

A porção basal da Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora compreende depósitos de turbiditos proximais que, em direção ao topo, transicionam para turbiditos distais, representando um ciclo retrogradacional. A proveniência dos depósitos conglomeráticos indica o retrabalhamento de rochas vulcânicas e sedimentares pré-existentes.

Um ciclo progradacional instala-se na bacia, iniciando com depósitos de tempestitos de costa-afora, topo da Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora. Estes depósitos de tempestitos da zona de transição de costa-afora (*offshore transition* -Fig. V.07 e base da Fig. V.08) transicionam, em direção ao topo, para uma sucessão de fácies marinhas costeiras onde predominam depósitos de face litorânea (*shoreface*) inferior a superior (topo da Fig. V.08) e de tempestitos predominantemente litorâneos (Figs. III.14 e III.15), caracterizando um ambiente deposicional subaquoso progressivamente mais raso em direção ao topo. Os depósitos litorâneos apresentam paleocorrentes para SE, interpretadas como correntes de deriva litorânea (Fig. V.09). Pequenas variações retrogradacionais são notadas nestes depósitos, como ciclos, com o retorno de depósitos de costa-afora logo acima dos depósitos de face litorânea (topo das Figs. V.08 e V.10).

Planícies de marés (Figs. V.11 e V.12) instalam-se logo acima destes depósitos de face litorânea e constituem uma espessa sucessão no topo da Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras, sugerindo um

período agradacional nesta fase deposicional da bacia. As paleocorrentes obtidas nestes depósitos de marés indicam um paleofluxo predominante para NE (Fig. V.13b), interpretadas como a corrente dominante de maré (vazante), bem como paleofluxos bipolares para NNE e SSW (Fig. V.13a), relacionados às inversões das correntes de marés.

A Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais inicia-se com a sedimentação de depósitos de pró-delta (Fig. V.14) que transicionam, em direção ao topo, para depósitos conglomeráticos relacionados às porções proximais progradantes de sistemas de leques deltaicos (*fan deltas*) (Figs. V.16 e V.17), com paleocorrentes para N (Fig. V.18a), provavelmente relacionadas à reativação tectônica com soerguimento de altos internos na bacia. Sobre estes depósitos progradam depósitos de sistemas fluviais e leques aluviais (Fig. V.17), com paleocorrentes para NNW (Fig. V.18b).

Com as paleocorrentes obtidas nestes depósitos superiores pode-se inferir uma de linha de costa de direção próxima a E-W, com mar situado a N.

Reativações tectônicas geradoras dos depósitos conglomeráticos de topo da Formação Santa Bárbara são inferidas, também, em função da proveniência, que inclui arenitos de vários níveis estratigráficos da Formação Crespos, além de clastos do embasamento (filitos). Um basculamento da Formação Crespos, anterior à geração dos depósitos conglomeráticos superiores da Formação Santa Bárbara, é indicado pela grande correlação entre as fácies de arenitos de diferentes níveis estratigráficos da Formação Crespos com clastos encontrados no mesmo nível estratigráfico da Formação Santa Bárbara, aflorante em áreas imediatamente adjacentes às áreas fontes. Desssa forma, os depósitos conglomeráticos do extremo sul da área de ocorrência apresentam proveniência de rochas sedimentares dos depósitos basais adjacentes da Formação Crespos. Da mesma forma, a norte, a proveniência da Formação Santa Bárbara é constituída por clastos das rochas vulcânicas e piroclásticas e das fácies sedimentares da porção intermediária da Formação Crespos, aflorante nas proximidades.

Após este ciclo progradacional, instala-se um novo evento retrogradacional, registrado por depósitos de tempestitos costeiros que compõem a Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas (Figs. III.14, III.15, V.21a e V.21b), sendo os ambientes aluviais rapidamente sobrepostos por depósitos marinhos gerados por processos relacionados à ação de ondas de tempestades e ondas de tempo bom, em ambiente predominantemente de face litorânea (*shoreface*).

# CAPÍTULO VI. ANÁLISE ESTRUTURAL PRELIMINAR DA REGIÃO DE BOM JARDIM

## VI.1 – INTRODUÇÃO

Na área pesquisada, o não reconhecimento de estruturas tectônicas sin-sedimentares nos depósitos das formações Crespos e Santa Bárbara inviabilizou uma análise estrutural que também tratasse da tectônica geradora da bacia. Desta forma, a análise estrutural concentrou-se na compreensão dos processos responsáveis pela deformação e basculamento pós-deposicionais dessas unidades, sendo tecidas apenas algumas considerações sobre o possível regime tectônico gerador da bacia.

A análise estrutural realizada é ainda preliminar, não tendo sido obtido um número de medidas suficiente para a caracterização das estruturas e campos de tensão. Os dados e resultados preliminares foram aqui incluídos com o objetivo de se registrar as feições dominantes, dado que não existem trabalhos prévios sobre o tema na área pesquisada.

Esta análise preliminar foi realizada com a obtenção, em trabalhos de campo, de dados de falhas rúpteis e de seus indicadores cinemáticos, utilizados para a inferência dos campos de tensão atuantes na deformação das formações Crespos e Santa Bárbara. Foram utilizados também imagens de satélite LANDSAT-TM e jogos de fotografias aéreas na escala de 1:25.000 para o reconhecimento de importantes descontinuidades (como falhas ou contatos litológicos) que não puderam ser medidas ou observadas no campo.

### VI.1.1. Análise de Imagens Digitais de Sensoriamento Remoto e Análises de Fotografias Aéreas na Escala 1:25.000

Foi utilizada parte da imagem do satélite LANDSAT-TM, em cena de 1991, tratada pelo geólogo Renato Paes de Almeida (Fig VI.01), como ferramenta na confecção do mapa geológico e no reconhecimento das principais estruturas deformadoras. O tratamento constituiu-se basicamente na aplicação de processamentos que realçassem características relevantes para o auxílio na confecção do mapa geológico, como feições de relevo influenciadas pela geologia estrutural, variações de texturas, vegetação e padrão de drenagens possivelmente relacionados a variações litológicas, e respostas espectrais diretas ou indiretas associadas aos litotipos encontrados. Importantes características texturais e litológicas regionais também puderam ser obtidas com a fotointerpretação de jogos de fotografias aéreas, na escala 1:25.000, tendo-se obtido excelentes respostas.

Desta forma, a comparação dos resultados dos produtos de sensoriamento remoto e das interpretações de fotografias aéreas com os dados de campo foram de fundamental importância para o aprimoramento dos produtos finais cartográficos.

A interpretação dos produtos obtidos foi realizada através de uma análise inicial dos lineamentos presentes nas imagens e jogos de fotografias aéreas, comparados com os de geologia estrutural obtidos no campo para a determinação das falhas importantes e dos contatos tectônicos e litológicos entre as unidades estudadas.

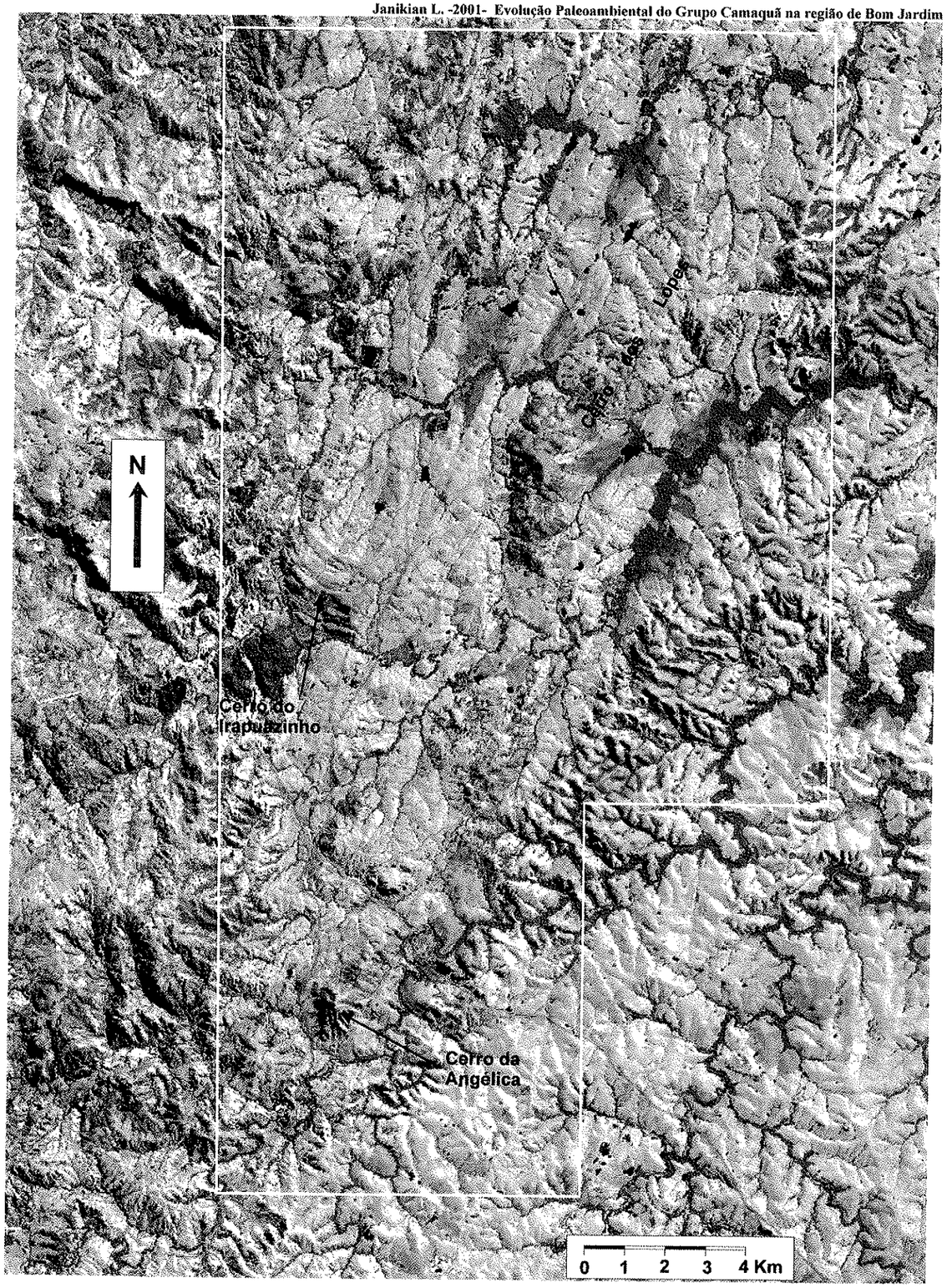



**Figura VI.01:** Principal Componente 1 das bandas 2,3,4,5 e 7 do sensor LANDSAT-TM
A área de estudos encontra-se demarcada.

Desta forma, foram reconhecidos lineamentos principais de direção NNE e outros subordinados de direção NW, WNW e ENE.

Os lineamentos NNE relacionam-se às principais estruturas que compartimentam as unidades do Grupo Camaquã na região em blocos basculados com diferentes direções. São geralmente contínuos por dezenas de quilômetros, tendo expressão topográfica em cristas retilíneas e drenagens encaixadas. São aqui interpretados como falhas predominantemente normais, possivelmente lístricas em profundidade.

Lineamentos de direção WNW e NW representam também falhas normais, na maioria dos casos limitadas pelas falhas de direção NNE. No sul da área pesquisada, um lineamento com esta direção foi interpretado como uma falha rotacional, com movimento tipo "tesoura".

Lineamentos ENE, situados na porção leste da área truncam os lineamentos NNE e podem estar relacionados à falhas conjugadas de reativação destas principais.

## VI.1.2. Análise de Falhas Rúpteis

A análise estrutural em escala de afloramento compreendeu a medição de falhas rúpteis com estrias e a avaliação do sentido de movimento destas falhas. A análise dos campos de tensão atuantes foi realizada através do método proposto por Angelier e Mechler (1977), com o auxílio do programa TRADE desenvolvido pelo IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas).

Os diagramas obtidos demostram que as estruturas encontradas podem ser agrupadas em quatro conjuntos principais, resultantes de quatro campos de tensões distintos:

(1) O primeiro conjunto é representado por falhas de caráter normal, geradas por distensão NW (Fig. VI.02a);

(2) O segundo conjunto é representado por falhas com componentes direcionais, geradas por compressão de direção NNE-SSW (Fig. VI.02b). A relação entre estes grupos foi observada em afloramento, com a sobreposição das estrias geradas pelo segundo conjunto sobre as estrias do primeiro;

(3) O terceiro conjunto de falhas também apresenta componentes direcionais, gerados por uma compressão de direção NW-SE (Fig. VI.02c);

(4) O quarto conjunto representa falhas de caráter normal, geradas por distensões de direção NE-SW (Fig. VI.02d). Em afloramento observa-se que estas falhas são posteriores às falhas geradas por compressão de direção NW.

As falhas dos primeiro (Fig. VI.02a) e segundo conjuntos (Fig. VI.02b) foram observadas, na região de Bom Jardim, somente nos depósitos da Formação Crespos. É possivel que o primeiro conjunto esteja relacionado aos esforços distensivos responsáveis pela geração da Formação Santa Bárbara, compatíveis com os dados de paleocorrentes e interpretações paleogeográficas da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim, tecidas na presente dissertação. Estes dados estruturais distensivos são consistentes com as análises realizadas em falhas sin-sedimentares nas unidades da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Oriental (Fragoso-Cesar *et al.* no prelo), que registram a existência de uma extensão NW-SE como responsável pela tectônica formadora da bacia durante a deposição da Formação Santa Bárbara.

Análises estruturais preliminares realizadas por Almeida (2001) nas unidades sedimentares da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental e em corpos sub-vulcânicos eopaleozóicos (Suíte Intrusiva Rodeio Velho), demonstram atividades distensivas de direção ENE e compressivas de direção NNW, posteriores à evolução dessas duas unidades. Os resultados obtidos por este autor assemelham-se aos obtidos com os grupos de falhas do terceiro (Fig. V.84c) e quarto conjuntos (Fig. V.84d) da presente análise, interpretados como posteriores à deposição das formações Crespos e Santa Bárbara na região de Bom Jardim.

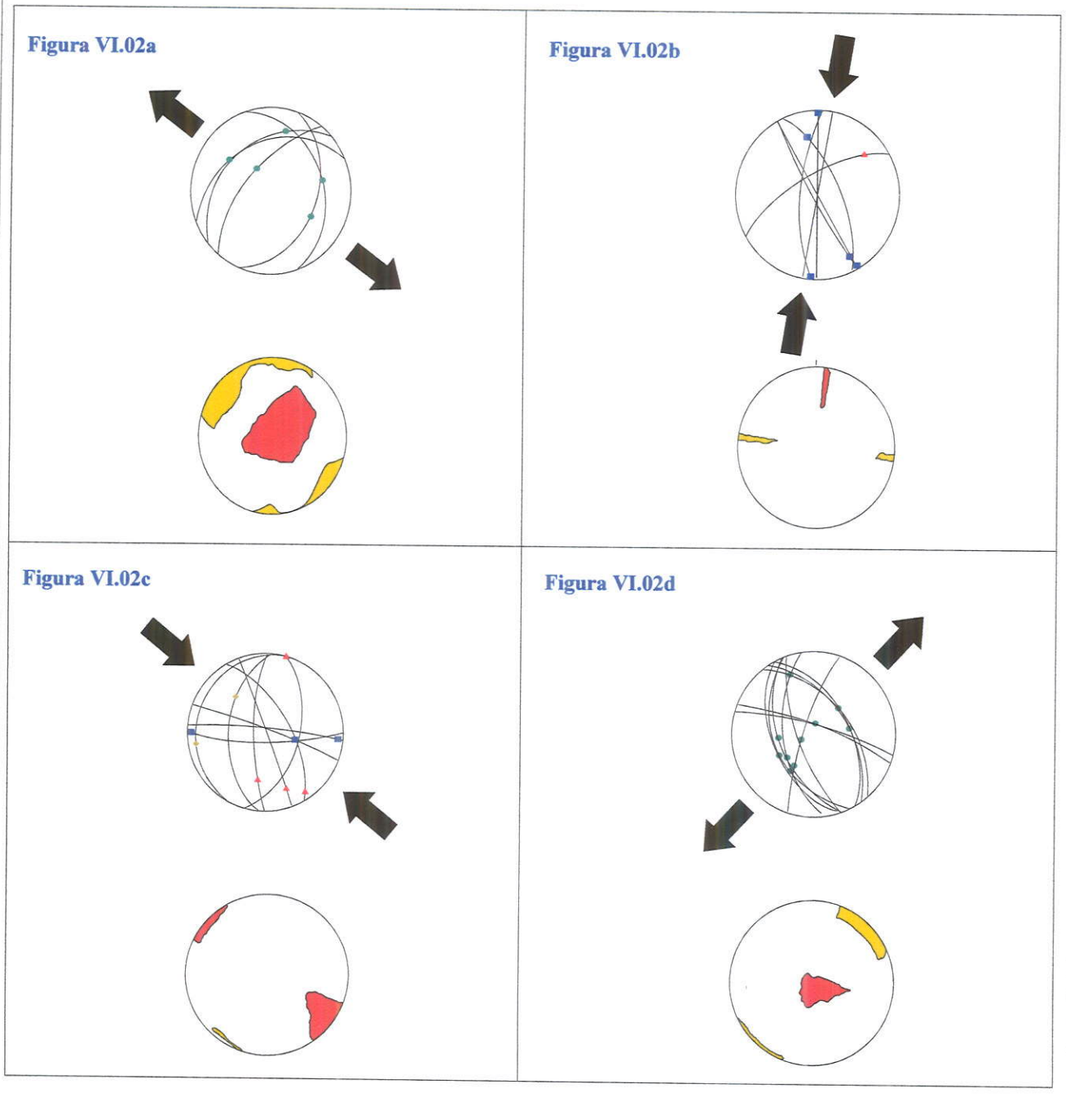



**Figura VI.02:** Projeção esterográfica Shimidt-Lambert na semi-esfera inferior das falhas e estrias da Formação Crespos na região de Bom Jardim e campos de tensão calculados pelo método de Angelier & Mechler (1977), com auxílio do programa TRADE (Campanha *et al.* 1996)

# CAPÍTULO VII. PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA PARA A PORÇÃO NORTE DA BACIA CAMAQUÃ

## VII.1 – PROPOSTA DE UMA COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA PRELIMINAR PARA AS FORMAÇÕES CRESPOS E SANTA BÁRBARA, NA PORÇÃO NORTE DA BACIA CAMAQUÃ

Diversos trabalhos anteriores, descritos no capítulo II, consideravam uma subdivisão puramente litológica e sem conotação estratigráfica. Ribeiro *et al.* (1966) reuniram na então denominada Formação Arroio dos Nobres os membros Vargas, constituído por conglomerados, e Mangueirão, constituído por ritmitos e arenitos finos. Posteriormente, Ribeiro (1970) reconheceu a impossibilidade de caracterização desses membros na região de Bom Jardim, devido às suas ocorrências em vários níveis estratigráficos.

Os trabalhos realizados na presente dissertação tiveram como enfoque principal as interpretações paleoambientais das formações Crespos e Santa Bárbara na região de Bom Jardim. Por outro lado, os resultados obtidos possibilitam uma correlação regional (Fig. VII.01), pelo menos para a porção norte da Bacia Camaquã, com unidades litoestratigráficas discutidas em diversos trabalhos, mencionados a seguir.

Abaixo são tecidas considerações sobre uma divisão preliminar destas unidades considerando os dados presentemente levantados e comparando-os tanto com aqueles descritos na bibliografia quanto com os que tem sido levantados por nossa equipe.

### VII.1.1) Formação Crespos

Propõe-se uma subdivisão para a Formação Crespos (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966 e Fragoso-Cesar *et al.* 2000[b]) em quatro unidades litoestratigráficas. Esta subdivisão considerou as litologias predominantes, recebendo as seguintes denominações:

(i) ***Membro Cerro da Angélica*:** Constitui a unidade basal da Formação Crespos, com aproximadamente 1500 metros de espessura na sua localidade-tipo, porção sul da área pesquisada. Constitui-se por sedimentos predominantemente vulcanoclásticos organizados em depósitos de turbiditos proximais e de turbiditos canalizados, intercalados a depósitos de ritmitos e turbiditos distais, depositados em ambiente de costa-afora lacustre (*offshore*), sob influência de erupções vulcânicas e atividade tectônica. Esta unidade foi definida na presente dissertação, não sendo ainda identificada em outra regiões da Bacia Camaquã.

(ii) ***Membro Hilário:*** . São constituídos por derrames e pequenas intrusões rasas de caráter intermediário, localmente associados a rochas piroclásticas, com intercalações de arenitos e arenitos conglomeráticos das unidades sedimentares sotopostas e sobrepostas, descritas na presente dissertação. As rochas vulcânicas desta unidade apresentam-se com boas exposições nas regiões de Bom Jardim, Cerro dos Martins, Casa de Pedra e, principalmente, na região de Lavras do Sul. Após a definição de Membro Hilário proposta por Ribeiro *et al.* (1966), esta unidade foi redefinida como Formação Hilário por Ribeiro & Lichtemberg (1978), conceito também aplicado por Lima & Nardi (1985) e Nardi & Lima (1985), que então classificaram suas rochas como shoshoníticas. Leites *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995) denominaram suas unidades como *Seqüência Vulcano-Sedimentar II*, descrevendo rochas

vulcânicas, piroclásticas e sedimentares na região dos cerros do Bugio e Perau. Na região de Bom Jardim, Sub-bacia Camaquã Central, rochas piroclásticas de composição intermediária e mista (ácida e intermediária) ocorrem associadas a estes litotipos vulcânicos intermediários, demonstrando uma sincronicidade entre este magmatismo e os eventos eruptivos de composição ácida, conforme já mencionado por Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro (1970), Santos *et al.* (1978), Janikian *et al.* (2000), Pelosi (2001) entre outros. Nardi & Lima (1985) definem um ambiente subaéreo para a colocação destas vulcânicas na região de Bom Jardim; por outro lado, Ribeiro (1970) e Janikian *et al.* (2000) descreveram ambientes subaquosos de colocação.

**(iii)** ***Membro Picada das Graças*:** Também definido na presente dissertação, é constituído por rochas siliciclásticas intercaladas a pequenos derrames e intrudidas por corpos sub-vulcânicos, caraterizando influência de atividade vulcânica durante a deposição desta espessa (~1 km) unidade. Incluem conglomerados, ritmitos areno-pelíticos e argilitos, como registrado na região de Bom Jardim, com depósitos de turbiditos, de tempestitos costeiros (*nearshore*) e depósitos de frente deltaica, cujas associações de fácies indicam um ambiente deposicional lacustre, com evidências de incursões de sistemas fluviais no topo. Derrames andesíticos pouco espessos associados a rochas vulcanoclásticas são descritos por Porcher *et al.* (1995) nos cerros do Bugio e Perau, interpretados como depósitos de ambientes lacustres no topo desta unidade, por eles denominada Sequência Vulcano-Sedimentar 2, também designados como Conglomerados e Arenitos Epiclásticos por. Pelosi (2001).

**(iv)** ***Membro Acampamento Velho*:** Esta unidade, não aflorante na região de Bom Jardim, foi inicialmente designada como Membro Acampamento Velho por Ribeiro *et al.* (1966) e redefinida como Formação Acampamento Velho por Cordani *et el.* (1974), conceito adotado por outros autores (*e.g.* Ribeiro & Lichtemberg 1978, Santos *et al.* 1978, Fragoso-Cesar *et el.* 1985), correspondendo à Seqüência Vulcano-Sedimentar 3 de Leites *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995). As rochas vulcânicas e piroclásticas de composição ácida constituem os litotipos dominantes desta unidade de topo, sendo particularmente comuns em algumas regiões, tais como platôs da Ramada e Taquarembó, Serra de Santa Bárbara e cerros do Perau e Bugio, entre outras. É composta por derrames riolíticos e dacíticos associados a rochas piroclásticas, principalmente brechas e tufitos diversos. Diversos autores apontaram um ambiente subaéreo para a colocação destas rochas (*e.g.* Leites *et al.* 1990, Almeida *et al.* 1992, 1993, 1996, Wildner *et al.* 1994, 1997, 1998, Porcher *et al.* 1995, Pelosi 2001). No topo desta unidade, sobrepostos à estas rochas de caráter ácido, ocorrem derrames andesíticos, descritos por Pelosi (2001) na porção Norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

A proposta aqui realizada para a denominação das unidades Hilário e Acampamento Velho na categoria de membro, ao invés de formação, como alguns autores têm utilizado sem definição formal, retorna à classificação de Formação Crespos pioneiramente proposta por Ribeiro *et al.* (1966), que definiram esta unidade como sendo constituída pelos membros acima citados, bem como por rochas sedimentares associadas de proveniência predominantemente vulcânica. Desta forma, a retomada do do

conceito da Formação Crespos levou-nos a considerar estas subdivisões. A falta de conhecimento dos membros Cerro da Angélica e Picada das Graças em outras localidades da Formação Crespos na bacia impossibilita-nos a elevação dos mesmos ao *status* de formação. Por outro lado, o reconhecimento desta complexidade litoestratigráfica na região de Bom Jardim implica na necessidade de revisão regional e realização de levantamentos estratigráficos de maior controle para a subdivisão correta da Formação Crespos. Nas demais ocorrências, acreditamos que apenas em trabalhos futuros, após estudos detalhados em regiões mais abrangentes, esta subdivisão formal possa ser proposta, elevando a Formação Crespos à categoria de sub-grupo ou grupo.

## VII.1.2) Formação Santa Bárbara

A Formação Santa Bárbara (*sensu* Robertson 1966 e Fragoso-Cesar *et al.* 2000[b]) é composta por litologias siliciclásticas que formam uma espessa sucessão de conglomerados, arenitos e ritmitos areníticos posteriores aos eventos vulcânicos representados pela Formação Crespos. Esta sucessão está representada em todas as sub-bacias que contém o Grupo Camaquã, constituindo a unidade mais abrangente do grupo.

É importante salientar que esta sub-divisão preliminar da Formação Santa Bárbara, na porção norte da Bacia Camaquã, levou em consideração principalmente os trabalhos de Almeida (2001) no Vale de Santa Bárbara, localidade-tipo da unidade, e de Fambrini (1998) na região das Minas do Camaquã e em áreas sob estudo para a tese de doutoramento deste autor, além dos trabalhos da presente dissertação levantados na região de Bom Jardim. Uma correlação regional para toda a Formação Santa Bárbara vem sendo realizada por Fambrini (em preparação), sendo que a sub-divisão abaixo apresentada é aplicada somente na porção norte e noroeste da Bacia do Camaquã. Sendo assim, a Formação Santa Bárbara pôde ser preliminarmente subdividida em seis unidades:

(i) ***Conglomerados e Arenitos Inferiores***: conglomerados e arenitos depositados predominantemente por rios entrelaçados e sistemas de leques aluviais, reconhecidos somente na Sub-bacia Camaquã Ocidental por Almeida (2001) e Fambrini (em preparação).

(ii) ***Arenitos e Ritmitos Inferiores:*** arenitos e pelitos gerados em depósitos marinhos e transicionais, incluindo depósitos de planícies de maré e deltas estuarinos, além de leques deltaicos, com depósitos de turbiditos.

(iii) ***Arenitos e Conglomerados Intermediários:*** depósitos de ambientes fluviais de rios entrelaçados e sistemas de leques aluviais nas Sub-bacia Camaquã Ocidental, bem como depósitos de leques deltaicos na Sub-bacia Camaquã Central; essa unidade é equivalente aos Conglomerados Inferiores da região de Bom Jardim.

(iv) ***Arenitos e Ritmitos Intermediários***: arenitos, ritmitos e pelitos de ambientes lagunares, influenciados por marés, e de ambientes de antepraia e face litorânea dominados por ondas; essa unidade é equivalente aos Ritmitos e Arenitos Inferiores da região de Bom Jardim.

(v) ***Conglomerados e Arenitos Superiores***: conglomerados e arenitos gerados em ambientes subaquosos

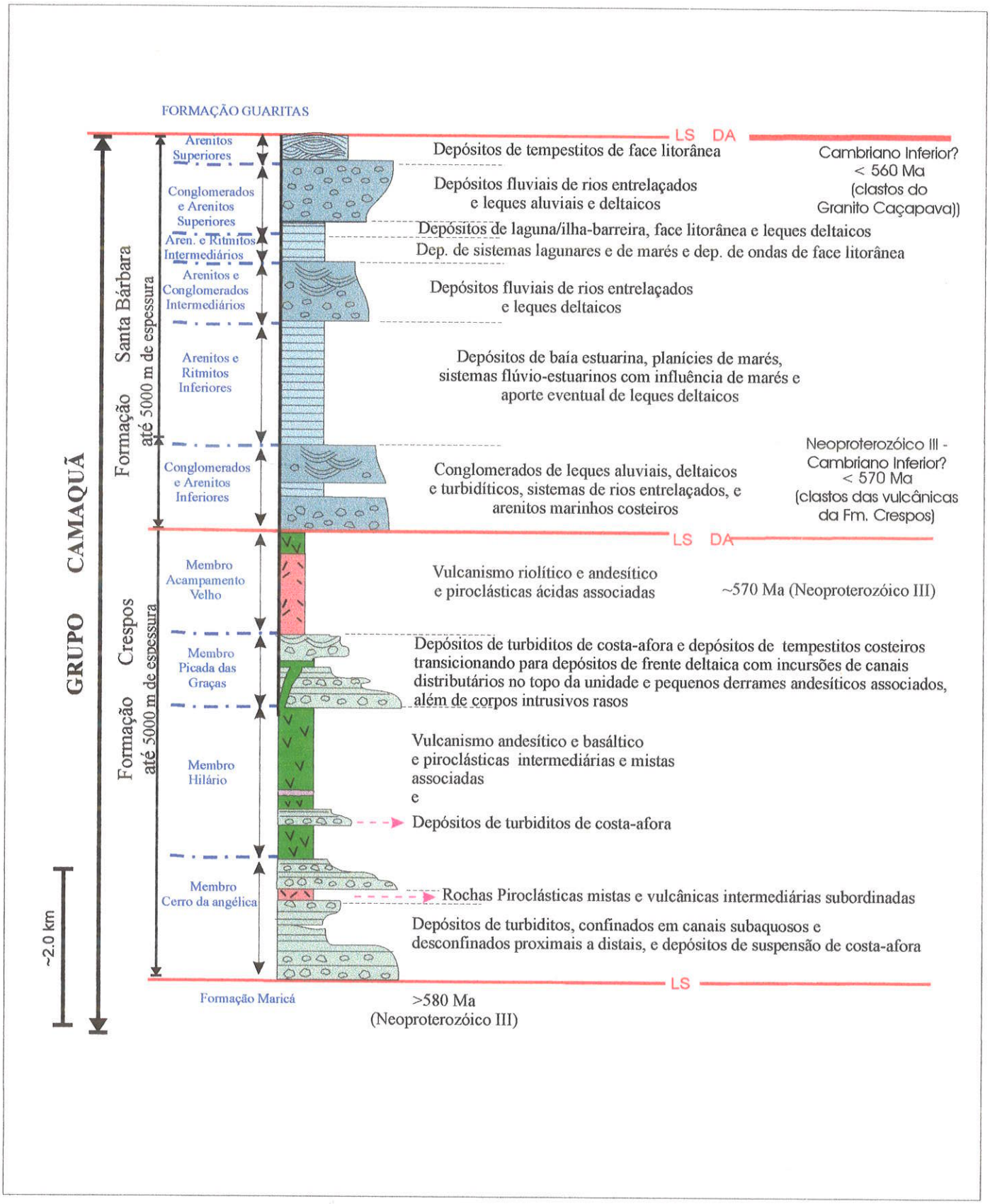



**Figura VII.01-** Coluna estratigráfica esquemática das formações Crespos e Santa Bárbara na porção NW da Sub-bacia Camaquã Central. LS - limite de seqüências; DA - discordância angular
Coluna modificada de Almeida (2001) e baseada em informações de Almeida (2001) e Fambrini (em preparação), bem como o presente trabalho. Idades de diversos autores.

de leques deltaicos e ambientes subaéreos fluviais de rios entrelaçados e de leques aluviais; essa unidade equivale aos Conglomerados Superiores da região de Bom Jardim.

(vi) ***Arenitos Superiores***: arenitos predominantemente de face litorânea, com depósitos de tempestitos, reconhecidos somente na Sub-bacia Camaquã Central, tanto na área de estudo quanto nas Minas do Camaquã (Fambrini 1998, Fonseca 2000); equivale aos Arenitos Superiores da região de Bom Jardim.

Uma formalização das seções-tipo destas sub-unidades e suas denominações estão sendo realizadas por Fambrini (em preparação) para todas as exposições da Formação Santa Bárbara na Bacia Camaquã.

# CAPÍTULO VIII — CONSIDERAÇÕES FINAIS: EVOLUÇÃO DO GRUPO CAMAQUÃ NA REGIÃO DE BOM JARDIM

# VIII.1 – EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO GRUPO CAMAQUÃ NA REGIÃO DE BOM JARDIM

O presente capítulo tecerá considerações quanto à evolução paleoambiental das formações Crespos e Santa Bárbara na região de Bom Jardim, reunindo os dados referentes à interpretação dos depósitos sedimentares e das análises de paleocorrentes e de proveniência obtidos para estas unidades.

## VIII.1.1. Evolução Paleoambiental da Formação Crespos

A Formação Crespos, na região de Bom Jardim, porção norte da Sub-bacia Camaquã Central, é aqui interpretada como tendo se originado em um ambiente sedimentar lacustre, com eventos vulcânicos concomitantes. Foram reconhecidas duas sucessões de fácies para esta unidade, agrupadas de acordo com as características predominantes do ambiente sedimentar, e uma unidade de rochas vulcânicas e piroclásticas intercalada.

Os depósitos vulcanoclásticos e siliciclásticos que constituem a porção inferior da Formação Crespos compõem a Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, geradas durante eventos sin- e inter-eruptivos. Ocorrem depósitos inicialmente conglomeráticos de turbiditos desconfinados proximais, sobrepostos por depósitos siliciclásticos de suspensão e decantação de costa afora (*offshore*) que se alternam com depósitos de turbiditos distais (Fig. VIII.01a e VIII.01b).

Esses depósitos inferiores são comumente erodidos por depósitos turbidíticos proximais confinados em canais subaquosos, possivelmente gerados por atividade sísmica concomitante a eventos vulcânicos adjacentes ao lago, evidenciados pela presença de piroclastos não modificados texturalmente. Os depósitos de turbiditos canalizados proximais gradam lateral e verticalmente para depósitos de turbiditos distais, gerados por correntes de turbidez distais e para depósitos de suspensão.

Este padrão sugere a deposição proximal no início da subsidência tectônica, seguida pelo aumento da área da bacia e resultante deposição distal. As incursões de canais subaquosos sugerem aumento do aporte, possivelmente por reativação tectônica ou vulcânica, mas o padrão granodecrescente mais uma vez impera, sugerindo rápida geração de espaço de acomodação em relação ao aporte sedimentar (Fig. VIII.01b).

A proveniência dos clastos dos depósitos de turbiditos proximais confinados, das porções basais desta sucessão, mostra uma contribuição predominante de rochas vulcânicas e graníticas, levantando a possibilidade destas correntes de turbidez serem causadas pela própria atividade vulcânica, que seria a fonte de parte do material transportado, e pela tectônica, responsável pelo soerguimento e exposição do embasamento, fonte da contribuição granítica. Conseqüentemente, tanto a atividade vulcânica quanto a tectônica poderiam gerar os gradientes propulsores das correntes turbidíticas.

A ausência de intercalações de depósitos característicos de águas rasas nos níveis basais sugere a pouca variação do nível do lago, inferindo-se um lago do tipo exorreico, com uma constante e progressiva

subsidência em função da atividade tectônica concomitante. Fácies proximais em águas profundas indicam margens muito íngremes para este corpo d'água, possivelmente coincidindo com uma falha de borda ativa.

Na unidade intermediária, denominada como Rochas Vulcânicas e Piroclásticas (litoestratigraficamente correspondendo ao Membro Hilário), tem-se a intensificação dos eventos vulcânicos, com a colocação inicial de rochas piroclásticas, de composição intermediária e mista, e rochas vulcânicas de composição intermediária, colocadas em um ambiente subaquoso relativamente profundo, caracterizado pelas intercalações com fácies sedimentares subaquosas da sucessão sotoposta (Fig. VIII.01c).

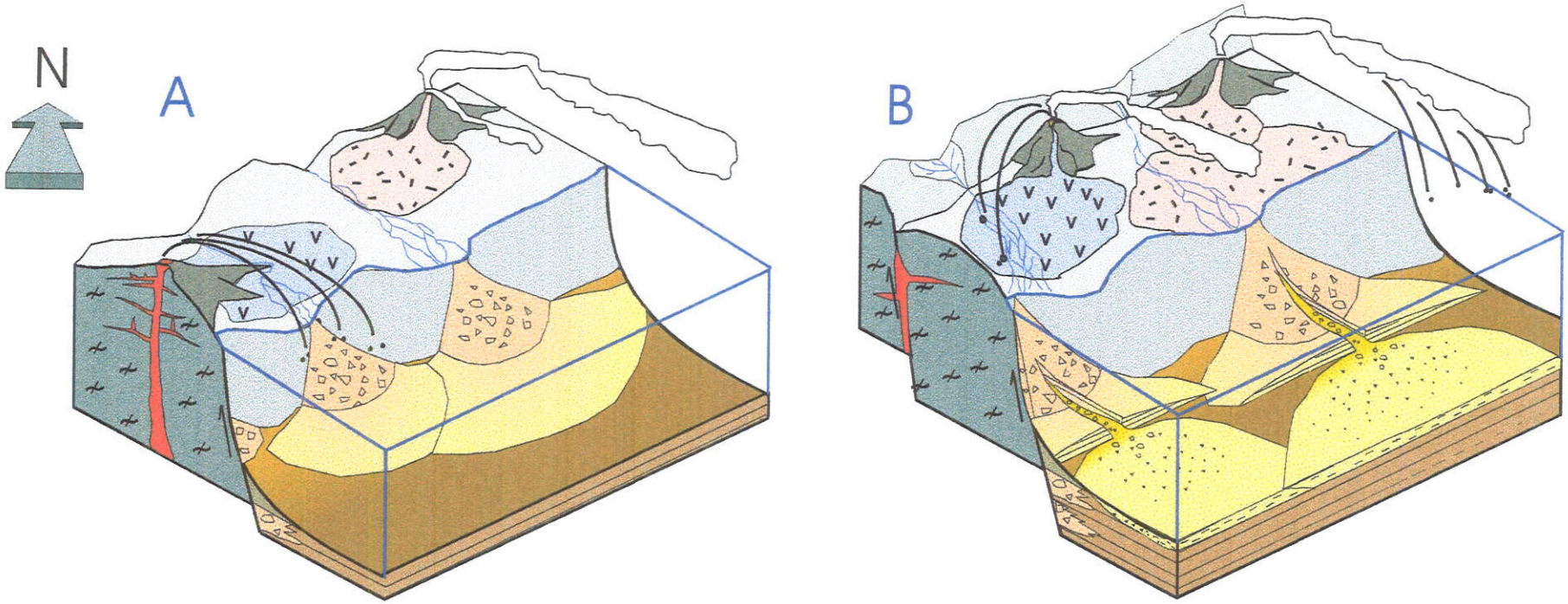
As porções superiores desta unidade intermediária são marcadas por grandes corpos de rochas vulcânicas, predominantemente andesíticas, além de pequenos corpos de rochas piroclásticas associadas.

Evidências de águas relativamente rasas no topo desta unidade vulcânica são obtidas principalmente através do estudo de rochas sedimentares da sobreposta Sucessão de Fácies de Águas Rasas que ocorrem intercaladas no topo desses vulcanitos. O fato de ocorrerem importantes e consideráveis registros vulcânicos na porção intermediária da Formação Crespos permite inferir que o próprio ambiente vulcânico foi responsável pela mudança da paleogeografia e, em consequência, das características do ambiente deposicional que constitui esta sucessão de fácies superior (Fig VIII.01c).

Uma reorganização tectônica é também inferida para a porção basal da Sucessão de Fácies de Águas Rasas, devido ao reconhecimento de depósitos de turbiditos conglomeráticos proximais (Fig. VIII.01d). Estes depósitos, que apresentam intercalações de corpos vulcânicos de espessuras métricas, transicionam lateral e verticalmente para depósitos de tempestitos que passam a depósitos de frente deltaica, com superfícies indicativas de exposições subaéreas (gretadas) e incursões de canais distributários fluviais. Esta sucessão de fácies de caráter progradacional indica o progressivo entulhamento deste corpo lacustre, sugerindo um contexto de possível quiescência tectônica para os depósitos de topo desta sucessão de fácies (Fig VIII.01e).

O predomínio de fácies de decantação, mesmo em depósitos de águas rasas, sendo as correntes de turbidez e as tempestades os mecanismos principais de aporte de material mais grosso, foi considerado como uma evidência fundamental para a interpretação de sedimentação lacustre para esta unidade. Depósitos tipicamente marinhos, como aqueles gerados por marés ou em costas dominadas por ondas constantes, não foram encontrados; possivelmente não ocorrem.

É comum, também em lagos, a exposição subaérea dos sedimentos (principalmente em lagos do tipo endorreico), o que reflete, devido à mudança ambiental, a oscilação freqüente do nível de base (Talbot & Allen 1996). Estas oscilações permitem a sobreposição de fácies contrastantes, o que é notado na área estudada nos depósitos deltaicos de topo, localmente retrabalhados por ondas de tempo bom e intercalados com depósitos que apresentam gretas de contração, sem evidência de ação de marés. As características observadas sugerem um lago de grande extensão (por permitir a geração de ondas de tempestades), do tipo exorreico predominantemente na sucessão de fácies inferior, tendendo a endorreico nos depósitos da sucessão de fácies superior.




**Associação de Fácies Lacustre de águas Profundas**

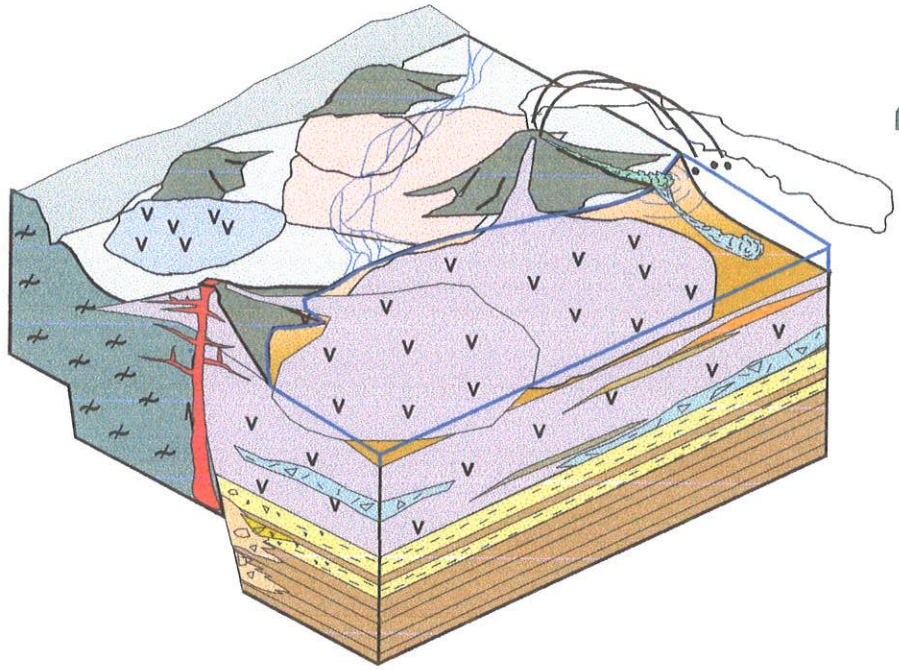
- Depósitos de Fluxos de Densidade Proximais
- Depósitos de Suspensão com incursões de Turbiditos Distais
- Depósitos de Turbiditos Proximais Canalizados
- Depósitos de Turbiditos Monótonos e Distais

**Interpretações das áreas-fonte**

- Rochas vulcânicas de composição ácida
- Rochas vulcânicas de composição intermediária
- Rochas piroclásticas, com colocação subaérea
- Ejetólitos
- Embasamento
- Borda de falha

**Figura VIII.01a:**
Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia dos depósitos basais da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas da Formação Crespos: depósitos de turbiditos proximais em relação à falha de borda e depósitos de turbiditos distais e de suspensão. A fonte dos clastos inclui rochas do embasamento e rochas vulcânicas, além de piroclastos que atestam o caráter sin-vulcânico dos depósitos.

**Figura VIII.01b:**
Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia dos depósitos da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas da Formação Crespos: depósitos de turbiditos proximais canalizados alimentando depósitos desconfinados e franjas distais (turbiditos monótonos). A fonte dos clastos é predominantemente de rochas vulcânicas, além de piroclastos que atestam o caráter sin-vulcânico dos depósitos.




**Rochas Vulcânicas e Piroclásticas**

- Derrames de composição intermediária
- Fluxo Piroclástico
- Depósitos Piroclásticos de composições intermediária e mista, colocados em ambiente subaquoso
- Ejetólitos

**Associação de Fácies Lacustre de Águas Profundas**

- Depósitos de Turbiditos Monótonos e Distais
- Depósitos de Turbiditos Proximais Canalizados
- Depósitos de Suspensão com incursões de Turbiditos Distais
- Depósitos de Fluxos de Densidade Proximais

**Interpretações das áreas-fonte**

- Rochas vulcânicas de composição ácida
- Rochas vulcânicas de composição intermediária
- Embasamento
- Borda de falha

**Figura VIII.01c:**
Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia da Unidade de Vulcânicas e Piroclásticas da Formação Crespos: importante atividade vulcânica preenchendo a bacia com derrames andesíticos e depósitos piroclásticos associados, além de intercalações de depósitos sedimentares lacustres.

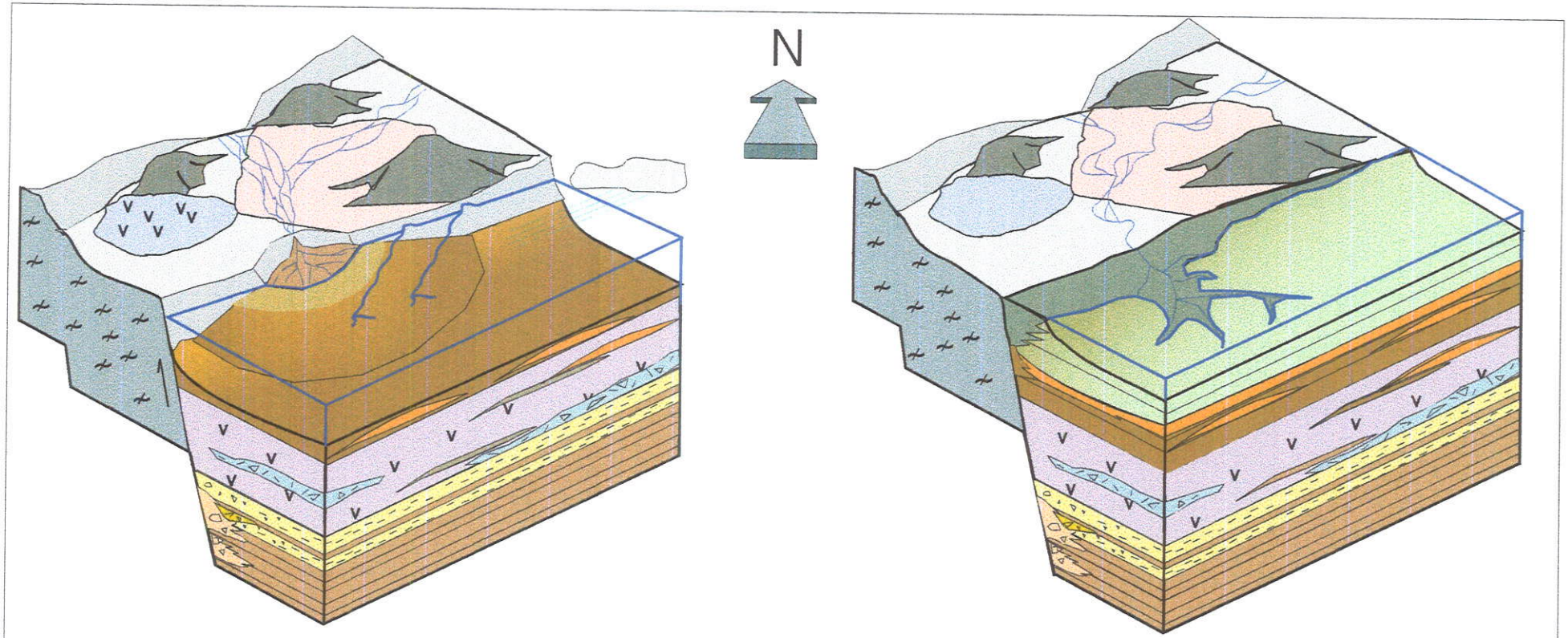



**Figura VIII.01d:**
Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia dos depósitos inferiores da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas da Formação Crespos: depósitos de turbiditos proximais em relação à falha de borda, retrabalhados por ondas de tempestades. A fonte dos clastos inclui rochas do embasamento, sugerindo uma possível reativação tectônica.

**Figura VIII.01e:**
Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia dos depósitos superiores da Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas da Formação Crespos: depósitos de frente deltaica de delta dominado por rios, com eventuais incursões de canais fluviais em decorrência de variações do nível de base. Provável período de calmaria tectônica.

Desta forma, admite-se que as unidades sedimentares da Formação Crespos na região de Bom Jardim foram geradas em um sistema lacustre, com paleocosta de direção aproximada NE-SW, com uma borda tectônica a noroeste.

Não se descarta, em outras regiões de exposição da Formação Crespos na Bacia Camaquã, a existência de depósitos aluviais, conforme já observado por Pelosi (2001) no Cerro do Bugio, parte norte da Sub-bacia Camaquã Ocidental, pois os sedimentos siliciclásticos de um lago são transportados por rios, vento, geleira ou vulcanismo. Os próprios epiclastos vulcânicos e não-vulcânicos previamente retrabalhados denunciam estes ambientes aluviais, uma vez que eles se encontram em depósitos conglomeráticos turbidíticos, incapazes de modificar significativamente a textura dos clastos transportados.

Dentro deste contexto, podemos inferir também a ocorrência de eventos vulcânicos em ambientes subaéreos, como anteriormente proposto por Lima (1995) para a região de Lavras do Sul, na porção meridional da Sub-bacia Camaquã Ocidental. Interpreta-se a colocação destas rochas vulcânicas próximas a bordas de falhas, geradas por distensões no embasamento, possivelmente aproveitando-se de falhas profundas pré-existentes no mesmo, através dos quais podem ter-se dado a ascenção do magma.

## VIII.1.2. Evolução Paleoambiental da Formação Santa Bárbara

Outro evento, possivelmente com distensão na direção NW-SE, foi responsável pela geração, ou reativação, de um *rift* e subseqüente deposição da Formação Santa Bárbara caracterizada, na região de Bom Jardim, por depósitos siliciclásticos sem ocorrência de atividade vulcânica.

O ambiente deposicional da Formação Santa Bárbara difere por completo da Formação Crespos. Os depósitos subaquosos da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim foram caracterizados como de ambiente marinho. O ambiente marinho para a deposição da Formação Santa Bárbara também foi identificado por Fambrini (1998) na região das Minas do Camaquã e por Almeida (2001) na região do Vale de Santa Bárbara. Estas interpretações basearam-se essencialmente no reconhecimento de depósitos gerados em planícies de marés e na presença de glauconita.

A Formação Santa Bárbara, na região de Bom Jardim, teve sua evolução marcada essencialmente por variações do nível de base relativo, identificadas em ciclos retrogradacionais, agradacionais e progradacionais, bem como pelo controle tectônico na sedimentação (Fig. VIII.02).

Um ciclo retrogradacional pode ser inferido para as porções inferiores desta formação, correspondendo às sucessões de fácies marinhas de turbiditos proximais que rapidamente transicionam para depósitos de turbiditos distais.

Um ciclo progradacional sobrepõe-se ao anterior, sendo representado por depósitos de tempestitos de costa-afora (topo da Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora) que passam para depósitos de tempestitos litorâneos, base da Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras.

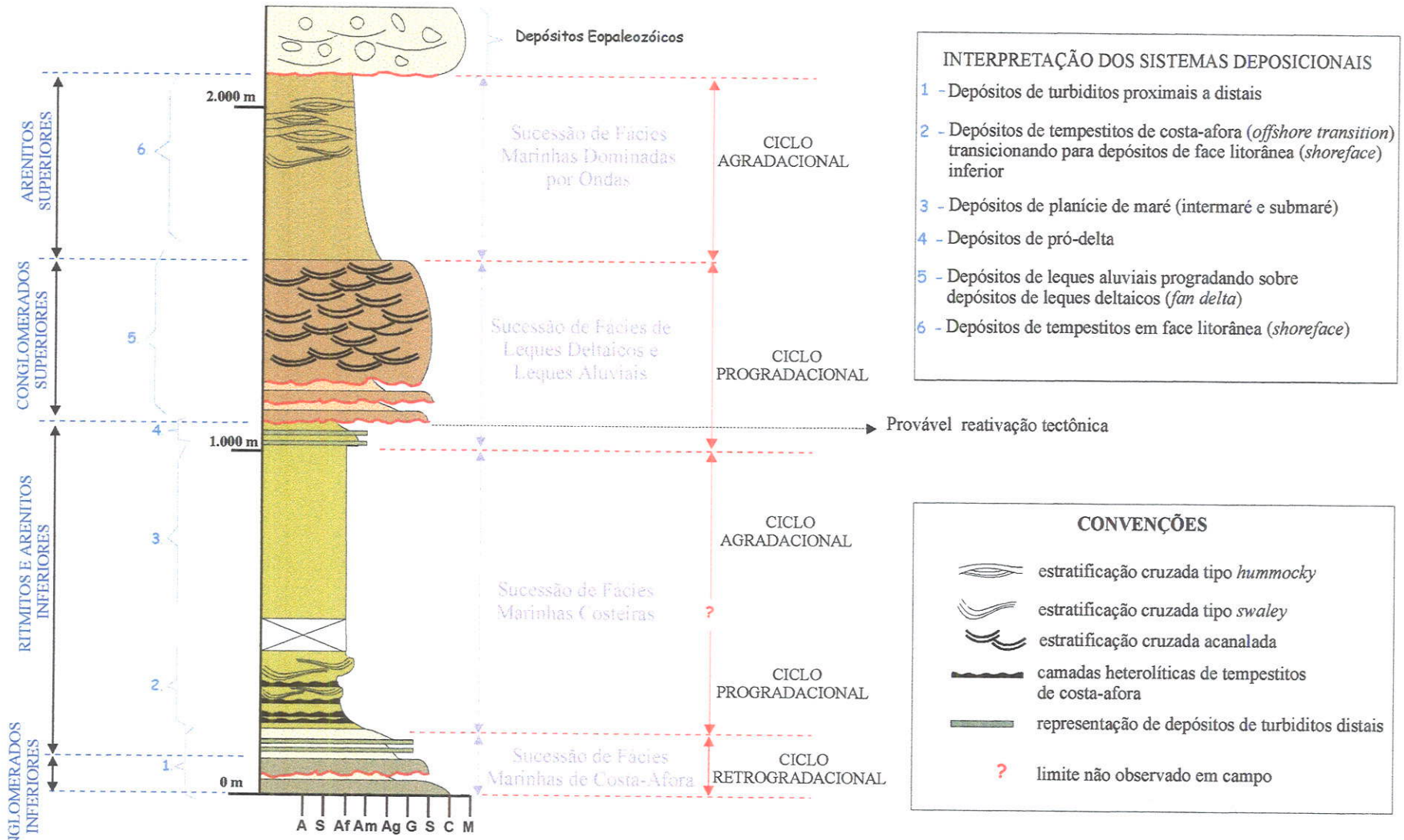



**Figura VIII.02:** Síntese da Evolução Paleoambiental da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim, porção norte da Sub-bacia Camaquã Central

O topo da Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras caracteriza um ciclo agradacional evidenciado por espessos pacotes de depósitos de planícies de marés, com paleocorrentes para NE e correntes bipolares NNE-SSW. A superfície que limita o ciclo progradacional anterior deste ciclo agradacional não foi observada em campo.

Um provável evento de rápida inundação limita o ciclo agradacional de um segundo ciclo progradacional, com a instalação de depósitos de pró-delta que transicionam para depósitos de leques deltaicos proximais, passando rapidamente para depósitos de leques aluviais, registrados na Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais.

Nova retrogradação é evidenciada na base da Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas, que sobrepõe-se aos depósitos de leques aluviais, formada depósitos litorâneos de tempestitos, que compõem um espesso pacote, provavelmente agradacional.

A caracterização destes padrões de preenchimento poderão servir como elemento de correlação entre as diversas ocorrências da Formação Santa Bárbara. Estudos detalhados visando a caracterização das superfícies transgressivas, de inundação máxima e erosivas são sugeridos para o refinamento das correlações.

Depósitos eopaleozóicos da Formação Guaritas recobrem a Formação Santa Bárbara a leste, em discordância angular.

Esforços fanerozóicos com componentes compressivos de direção NW-SE, posteriores aos eventos distensivos de direção NE-SW, resultaram na deformação tectônica das unidades desta sub-bacia, afetando também unidades mais novas, como a Formação Guaritas.

## VIII.2 – CONSIDERAÇÕES QUANTO À EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO GRUPO CAMAQUÃ

### VIII.2.1. Considerações quanto ao Contexto Tectônico da Formação Crespos

O contexto tectônico gerador da Formação Crespos foi inferido principalmente através da distribuição espaço-temporal dos ambientes deposicionais e da análise de proveniência das unidades conglomeráticas, uma vez que a Formação Crespos não apresenta evidências de falhas tectônicas sin-deposicionais. Os estudos preliminares sobre a tectônica deformadora foram também considerados.

A caracterização de dois intervalos com contribuição de fragmentos grossos do embasamento, além dos fragmentos vulcânicos, nas unidades basal e de topo desta unidade, sugere dois grandes eventos tectônicos, sendo o primeiro interpretado como gerador da bacia e, o segundo, reorganizador.

A proveniência dos depósitos conglomeráticos basais, caracterizados como depósitos de turbiditos proximais desconfinados, que se inicia com fragmentos do embasamento, posteriormente apresentando o predomínio de fragmentos vulcânicos, indica a presença de falhas na borda da bacia concomitantes a

eventos vulcânicos. Tanto estas falhas quanto os eventos vulcânicos seriam responsáveis pela geração do elevado gradiente da borda da bacia. As unidades intermediárias são caracterizadas pela grande influência da atividade vulcânica na geração do aporte sedimentar.

Após o pico do vulcanismo, uma nova reativação tectônica ocorre, expondo novamente as rochas do embasamento e gerando os depósitos conglomeráticos de topo. A quiescência tectônica subseqüente e a diminuição de processos vulcânicos refletem-se nos depósitos arenosos deltaicos superiores, provavelmente associados a relevos suaves e denudados.

Desta forma, podemos considerar que as unidades vulcanoclásticas e detríticas da Formação Crespos na região de Bom Jardim foram geradas próximas a uma das bordas de um grande e extenso lago tectônico, inicialmente exorreico, em períodos sin e inter-eruptivos. A grande quantidade de epiclastos vulcânicos sugere ainda atividades vulcânicas subaéreas, sujeitas à ação de intemperismo e erosão, bem como parcialmente subaquosas, pela ocorrência de grandes e espessos corpos vulcânicos intercalados com rochas sedimentares de ambientes subaquosos relativamente profundos.

Diversos modelos tectônicos regionais foram sugeridos na bibliografia para as sucessões de rochas vulcânicas e vulcano-sedimentares da Formação Crespos.

Análises geoquímicas realizadas em rochas vulcânicas de composição intermediária apontaram tanto uma origem orogênica (*e.g.* Lima & Nardi 1985), como processos intra-placa anorogênicos (*e.g.* Roisemberg *et al.* 1983). Também às rochas vulcânicas de composição ácida foram atribuídos regimes geotectônicos antagônicos, sendo consideradas orogênicas por Roisemberg *et al.* (1983) e geradas por subducção do tipo A por Nardi & Bitencourt (1989), bem como tardi-orogênicas (Fragoso-Cesar 1991, Wildner & Nardi 1999) a anorogênicas (*e.g.* Nardi & Lima 1985, Sommer *et al.* 1995[a,b]).

O registro sedimentar associado aos depósitos vulcânicos também foi objeto de distintas interpretações, tendo sido resultado de regimes tectônicos distensivos continentais anorogênicos (Issler 1982, 1983), considerado como uma antefossa molássica (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 1982[a], 1982[b], 1984, Issler 1985), relacionados a *rifts* associados a zonas de espessamento crustal (*e.g.* Nardi & Lima 1985), como preenchimento de bacia de retro-arco (Fragoso-Cesar 1991), ou bacia de antepaís (Gresse *et al.* 1996), e em regimes distensivos pós-orogênicos e pré-cratônico, possivelmente desvinculados do Ciclo Brasiliano (Fragoso-Cesar *et al.* 2000[a,b]).

Analisando as propostas acima citadas, pode-se considerar os seguintes fatores:

1) A ocorrência de depósitos conglomeráticos proximais (intercalando e erodindo depósitos distais e de suspensão), além da espessa sucessão vulcano-sedimentar que encontra-se na região de Bom Jardim, permitem inferências de grande subsidência da bacia, indicando uma bacia tectônica;
2) O progressivo distanciamento das áreas-fonte, registrado pelos depósitos distais que se sobrepõem a depósitos proximais na Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas, aliado à ausência de deformações compressivas regionais importantes e de falhas de empurrão, desfavorecem a hipótese de uma bacia de regime compressivo (tipo *foreland*), favorecendo uma origem relacionada a processos distensivos;

3) O caráter não conclusivo e divergente das análises geoquímicas para as rochas vulcânicas apresentadas na bibliografia não permite inferências quanto ao posicionamento da bacia no contexto da tectônica de placas durante o Ciclo Brasiliano no Rio Grande do Sul.

Diante destas informações e das análises tecidas na presente dissertação é possível inferir um regime tectônico distensivo para a geração das unidades vulcânicas e vulcano-sedimentares da Formação Crespos como um todo, tanto em ambientes subaquosos nas regiões de Bom Jardim e Casa de Pedra (Fambrini *et al.* 1996, 1999), quanto em ambientes subaéreos nas regiões de Lavras do Sul (Lima 1995) e Platô do Taquarembó (Wildner *et al.* 1994). Os derrames associam-se predominantemente às bordas de falhas geradas por distensões, possivelmente aproveitando-se de falhas profundas pré-existentes no embasamento, através das quais pode ter ocorrido a ascenção do magma.

A idade para esta unidade é aqui estimada entre 560 e 575 Ma, considerando, dentre outros, os dados obtidos para as vulcânicas ácidas por Chemale Jr. *et al.* (em preparação *apud* Zerfass *et al.* 2000) e as idades de Leite (1995) e Remus *et al.* (1997) para os Granitos Caçapava do Sul e Lavras do Sul, considerados por diversos autores como cogenéticos ao magmatismo (*vide* item II.2).

O estilo e o posicionamento geotectônico da bacia permanecem em aberto, cabendo a estudos posteriores a caracterização do ambiente tectônico do vulcanismo (se intraplaca ou orogênico), bem como da movimentação principal das falhas de borda ao tempo da deposição, se normais, transcorrentes ou oblíquas. Por outro lado, a ausência de um modelo geotectônico regional, consistente com os elementos que vêm sendo levantados pelos estudos de nossa equipe, impede sua classificação.

## VIII.2.2. Considerações quanto ao Contexto Tectônico da Formação Santa Bárbara

A reduzida exposição da Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim, constituindo uma estreita e alongada faixa com cerca de 80 km$^2$, dificulta a análise da variação lateral de fácies e o reconhecimento das estruturas deformadoras. Dessa forma, as considerações acerca da evolução tectônica da unidade basearam-se na caracterização dos níveis estratigráficos portadores de fácies de borda de bacia (conglomerados de leques aluviais e deltaicos), no reconhecimento da evolução das áreas-fonte registrado na proveniência dos clastos, na evolução dos ambientes deposicionais e na comparação com características e interpretações tectônicas de outras ocorrências mais bem expostas desta formação, principalmente relatadas por Fambrini (1998 e em preparação), Almeida (2001) e Fragoso-Cesar *et al.* (2000[b] e no prelo).

A exposição da Formação Santa Bábara é representada por uma alternância de depósitos arenosos e rítmicos marinhos/transicionais e depósitos conglomeráticos aluviais e deltaicos, que compõem ciclos progradacionais-retrogradacionais considerados no item anterior. Estes ciclos foram interpretados como resultados de variações relativas do nível de base, possivelmente relacionadas em alguma medida a variações relativas do nível do mar, como sugerido por Almeida (2001), provavelmente associadas a

mudanças no eqüilíbrio entre subsidência e aporte sedimentar, ambos relacionados à evolução tectônica da bacia.

A grande espessura dos depósitos (mais de 2.000 m de exposição) e a marcante presença de fácies conglomeráticas atestam o caráter tectônico da bacia. Análises preliminares de falhas com estrias indicam a presença de duas fases de deformação na Formação Crespos não reconhecidas por Almeida (2001) na Formação Santa Bárbara, sendo a mais antiga, composta por falhas normais geradas por uma extensão de direção NW-SE, compatível com a tectônica formadora da Formação Santa Bárbara reconhecida por Fragoso-Cesar *et al* (no prelo) na Sub-bacia Camaquã Oriental.

Dessa forma, a subsidência tectônica que gerou e preservou a Formação Santa Bárbara é interpretada como um evento extensional de direção NW-SE que reestruturou a Bacia Camaquã, basculando os depósitos prévios. Como discutido por Fragoso-Cesar *et al.* (2000[b]) e Almeida (2001), o caráter estritamente normal das falhas de borda, sem deslocamento lateral entre os depósitos conglomeráticos e suas áreas-fonte, sugere uma bacia do tipo *rift* controlada por falhas NNE-SSW ao tempo da deposição da unidade.

Ao menos um importante evento de reativação tectônica durante a evolução da formação pode ser reconhecida na área estudada, representada pela progradação dos depósitos de leques deltaicos e aluviais da Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais interpretados como produto do soerguimento de um alto interno e erosão de depósitos mais antigos do Grupo Camaquã. Esse mesmo evento foi reconhecido por Fambrini (1998) na região das Minas do Camaquã e por Almeida (2001) na Sub-bacia Camaquã Ocidental, podendo constituir um elemento de correlação estratigráfica.

As estruturas reconhecidas na unidade fazem parte da tectônica deformadora, afetando também depósitos eopaleozóicos da Formação Guaritas.

## VIII.3 – CONCLUSÕES

O Grupo Camaquã aflora na região de Bom Jardim, porção norte da Sub-bacia Camaquã Central, com exposições de suas unidades intermediária e superior, respectivamente as formações Crespos e Santa Bárbara.

A Formação Crespos na região em questão apresenta evidências de deposição em um ambiente lacustre, formado por regimes tectônicos distensivos. Foram reconhecidas duas sucessões de fácies para esta unidade, intercaladas por uma unidade vulcânica e piroclástica bastante expressiva na região:

(i) *Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Profundas*: depósitos de águas profundas, concomitante a eventos eruptivos proximais;

(ii) *Unidade Vulcânica e Piroclástica*: registros de importantes eventos vulcânicos (efusivos e explosivos) de caráter predominantemente intermediário, caracterizando o estágio de máxima distensão da bacia;

(iii)*Sucessão de Fácies Lacustres de Águas Rasas*: depósitos de águas mais rasas, possivelmente em função de modificações paleogeográficas da bacia causadas pelos eventos vulcânicos, concomitantes a uma reestruturação tectônica.

A relação desta bacia com o Ciclo Brasiliano encontra-se ainda em aberto, podendo ter sido gerada tanto em seus estágios finais (sob condições de uma bacia do tipo retro-arco) quanto, mais provavelmente, em um período anorogênico posterior. O contato com a Formação Santa Bárbara nesta região é tectônico, sendo reconhecidos regionalmente contatos erosivos com discordância suavemente angular.

A Formação Santa Bárbara na região de Bom Jardim caracteriza-se inicialmente por depósitos marinhos, gerados em uma bacia tectônica cuja deposição foi controlada por variações do nível de base relativo, além de reativações tectônicas induzindo variações no aporte sedimentar. Esta formação foi subdividida em quatro sucessões de fácies: (i) *Sucessão de Fácies Marinhas de Costa-Afora*, (ii) *Sucessão de Fácies Marinhas Costeiras*, (iii) *Sucessão de Fácies de Leques Deltaicos e Leques Aluviais* e (iv) *Sucessão de Fácies Marinhas Dominadas por Ondas*.

A Formação Santa Bárbara apresenta fortes evidências de deposição em uma bacia gerada por regimes extensionais, sem registro de grandes rejeitos direcionais mesmo nas falhas deformadoras. Possivelmente esta unidade representa importantes eventos distensivos anorogênicos ocorridos na recém formada placa gondwânica, após as orogenias neoproterozóicas.

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS


Almeida F.F.M. 1949. Novo campo de riolitos e tufos no sul do Brasil. *Mineração e Metalurgia*, **14**:101-103.

Almeida F.F.M., Amaral G., Cordani U.G., Kawashita K. 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazonas River. In: A.E.M. Nairn, F.G. Steili (eds) *The Oceans Basins and Margins*. New York, Plenum, 411-446.

Almeida D. del P.M. de, Paim P.S.G., Vieira Jr. N. 1992. Petrologia do vulcanismo Eo-Paleozóico das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, RS. In:SBG, Workshop sobre as bacias Molássicas Brasilianas, 1. São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*, p.23-27.

Almeida D. del P.M. de, Paim P.S.G., Vieira Jr. N. 1993. Caracterização petrográfica e geoquímica do vulcanismo eo-paleozóico das bacias do Camaquã e Santa Bárbara (RS). *Acta Geológica Leopoldensia*, **16**:(37)159-189.

Almeida D. del P.M. de, Zerfass H., Basei M.A. 1996. Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, **2**:19-21.

Almeida R.P. 2001. *Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental, RS*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 160 p. (inédito)

Altamirano J.A.F. 1981. *Contribuição à gênese das ocorrências cupríferas estratiformes do Cêrro dos Martins, RS*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (inédito).

Angelier J. & Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc.Geól. de France*, **11**(7): 729-737.

Babinsky M., Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology* **24**(5):439-442.

Beukes N.J. 1996. Sole marks and combined-flow storm event beds in the Brixton Formation of the siliciclastic Archean Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, **66**:(3)567-576.

Campanha G.A.C, Carneiro C.D.R., Pedreira G.G.A., Furunoto S., Hasuy Y., Nagata N. 1996. Uso do programa TRADE para determinação de direções principais de esforços pelos métodos Arthaud e Angelier. In: C.D.R. Carneiro (coord.), *Projeção estereográfica para análise de estruturas. UNICAMP/CPRM/IPT, 158p.*

Carvalho P.F. 1929. Reconhecimento geológico efectuado no município de Caçapava, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim do Serviço Geologico e Mineralogico do Brasil*, Relatorio Annual do Director, 1928, p. 41-55.

Carvalho P.F. 1932. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul, *Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico Brasileiro*, Rio de Janeiro, **66**:1-72.

Cas R.A.F. & Wright J.V. 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology*, **53**:357-380.

Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Babinsky M., Wildner W., Van Schmus W.R. 1994. Evolução tectônica do Bloco São Gabriel, RS. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**:232-233.

Chemale Jr. F., Wildner W., Lima E.F., Van Schmus W.R. em preparação. Isotope studies of Brasiliano Retro-arc

Magmatism in Southern Brazil.

Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**(5789):329-333.

Cordani U.G., Halpern M., Berenholc M. 1974. Comentários sobre determinações geocronológicas na Folha Porto Alegre. *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, texto explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim*, DNPM, Brasília, p.70-84.

Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragoso-Cesar A.R.S. 1987. Análise faciológica das molassas brasilianas na região das Minas do Camaquã, Eo-paleozóico do RS. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., Curitiba, *Atas*, **1**:75-91.

Fambrini G.L. 1998. *O Grupo Camaquã (transição Proterozóico – Cambriano) na região das Minas do Camaquã (RS): análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências-USP. (inédito).

Fambrini G.L. em preparação. *A Formação Santa Bárbara no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fambrini G.L. em preparação. *A Formação Santa Bárbara no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fambrini G.L, Martin M.A.B., Fragoso-Cesar A.R.S., McReath I., Chiarini A., Silva Filho W.F., Sayeg H.S., Machado R.; Riberiro de Almeida T.I. 1996a. Registro preliminar sobre o vulcanismo Bom Jardim na borda sudoeste da Bacia do Camaquã, RS: evidências de atividade piroclástica subaquática sob a ação de ondas e correntes de turbidez. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Boletim de Resumos Expandidos*. Salvador, **5**:379-381.

Fambrini G.L, Martin M.A.B., McReath I., Fragoso-Cesar A.R.S., 1999. Subaqueous pyroclastic deposits of the Hilário Formation-RS. I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. *Boletim de Resumos*. p.34.

Fambrini G.L., Sayeg H.S., Fragoso-Cesar A.R.S. 1992. Variação de áreas-fonte da Formação Arroio dos Nobres (Cambriano) no Vale do Arroio Boici, RS: análise estratigráfica de proveniência e de paleocorrentes. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, **2**:441.

Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Pan-African Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, **5**(1):77-96.

Ferrando L.A. & Fernandez A.N. 1971. Esquema tectonico-cronoestratigráfico del Pré-Devoniano en Uruguay. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, *Anais*, **1**:199-210

Fisher R.V. 1961. Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* **72**:1409-1414.

Fisher R.V. & Schmincke H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer, Berlin, 472p.

Fisher R.V. & Schmincke H.U. 1994. Volcaniclastic sediment transport and deposition. In: K. Pye (ed) 1994. *Sediment transport and depositional processes*. p. 351-388.

Folk R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. The University of Texas, Austin, Hemphill's, 170p.

Fonseca A.R. da. 2000. Análise estratigráfica de fácies, paleocorrentes e sistemas deposicionais do topo da Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico-Cambriano) na região das Minas do Camaquã. *Monografia de Trabalho de Formatura*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 27p.

Fragoso-Cesar A.R.S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, **5**:2879-2892.

Fragoso-Cesar A.R.S. 1990. Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base nos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. In: SBGq/IG-USP, Workshop Geoquímica Isotópica e Litoquímica das

Regiões Sul e Sudeste do Brasil, São Paulo, *Boletim de Resumos*, 8-16.

Fragoso-Cesar A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul.*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 366 p.

Fragoso-Cesar A.R.S. em preparação. *O Escudo Gaúcho e suas Coberturas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência.

Fragoso-Cesar A.R.S., Faccini U.F., Paim P.S.G., Lavina E.L., Altamirano J.A.F. 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do Ciclo Brasiliano no Rio Grande do Sul. In:SBG, II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, *Anais*, 477-491.

Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Riccomini C. submetido. As coberturas do Escudo gaúcho no Rio Grande do Sul. In Congreso Latinoamericano / Congreso Uruguayo de Geologia, 3, Montevideo, 2001.

Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Paes de Almeida R., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Nogueira A.C.R., Riccomini C., Machado R. 2000[a]. The Neoproterozoic and Eopaleozoic Successions of the Rio Grande do Sul state, southern Brazil: Superposed Basins of the end of the Brazilides Tectonics and the birth of the intracratonic Paraná Basin. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro - Brazil, *Abstracts (CDROM)*.

Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Paes de Almeida R., pelosi A.P.M.R., Janikian L., Riccomini C., Machado R., Nogueira A.C.R., Saes G.S. -2000[b]. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):438-441.

Fragoso-Cesar A.R.S., Lavina E.L., Paim P.S.G., Faccini U.F. 1984. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 7:3272-3283.

Fragoso-Cesar A.R.S. & Machado R.. 1997. Neoproterozoic terranes of the Gaúcho Shield (southern Brazil and Uruguay). In: South American Simposium on Isotopo Geology, Campos de Jordão, 1997. *Extended Abstrats*. Campos do Jordão, FAPESP/CNPq/CPRM. p. 65-68.

Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Phillip R. P., Mello F. M., Endo I., Nummer A. R., Preciozzi F. P., Fambrini G. L., Sayeg H. S. 1998. Terrenos suspeitos a sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-Americana). In: Congresso Uruguayo de Geologia, 2, Punta del Este, 1998. *Actas*. P1-6.

Fragoso Cesar A.R.S. & Soliani Jr., E. 1984. Compartimentação Tectônica do Cráton Rio de La Plata. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 5:2426-2434.

Fragoso-Cesar A.R.S, Wernick E., Soliani Jr. E. 1982a. Associações petrogenéticas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador. *Anais...* **1**:1-12.

Fragoso-Cesar A.R.S, Wernick E., Soliani Jr. E. 1982b. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – uma contribuição através da aplicação do modelo de Tectônica de Placas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador. *Anais...* **1**:13-23.

Galloway W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architeture and genesis of flooding-surface bounded deposicional units. *American Association Petrology Bulletin*, **73**:125-142.

Gastal M.P.C. Schmitt R.S., Nardi L.V.S. 1992. Granitóides da parte centro-sudoeste do escudo Sul-rio-grandense: novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. *Pesquisas* **19**(2):174-182.

Goñi J.C., Goso H., Issler R.S. 1962. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-Rio-Grandense. *Avulso da Escola de Geologia*, Universidade do RGS, Porto Alegre, v. 3, p. 1-105.

Graham S.A., Tolson R.B., Decelles R.V., Ingersoll R.V., Bargar E., Caldwell M., Cavazza W., Edwards D.P., Follo M.F., Handschy J.F., Lemke L., Moxon I., Rice R., Smith G.A., White J. 1986. Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. In: P.A. Allen & P. Homewood (eds.) *Foreland Basins*. p. 425-436 (International Association of Sedimentologists Special Publication n. 8).

Gresse P.G., Chemale F., Silva L.C., Walravens, Hartman L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research* **8**:157-171.

Ibbeken H. & Schleyer R. 1991. Source and Sediment - A case study of provenance and mass balance at an active plate margin (Calabria, southern Italy). *Springer-Verlag, Berlin Heidelberg*, 286 p.

Issler R.S. 1982. Evento geodinâmico Brasiliano – fechamento de oceano e colisão continental dos crátons Rio de la Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, **1**:24-29.

Issler R.S. 1983. Evolução crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. In: SBG, I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, *Atas*, **1**:19-36.

Issler R.S. 1985. Bacia Periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: SBG, II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, *Atas*, **2**:184-198.

Jackson J.A. & Bates R.L.. 1987. Glossary of geology - 3rd edition. American Geological Institute. 788p.

Janikian L., Fragoso-Cesar A.R.S., Paes de Almeida R., Fambrini G.L. 2000. The Late Neoproterozoic – Early Cambrian Camaquã Group in the Bom Jardim Sub-Basin, Rio Grande do Sul State, Brazil. *In*: International Geological Congress 31, Rio de Janeiro, Brasil, 2000. *Abstracts Volume* (CDROM).

Jost H. 1981. Geology and metallogenesis of the Santana da Boa Vista region, South Brazil. *Tesis*. The University of Georgia Athens.

Jost H. & Bitencourt M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 7:27-59.

Kröner A. 1983. Proterozoic mobile belt compatible with the plate tectonic concept. In: Medanis Jr. L.G., Byers C.W., Mickelson M.D., Shanks W.C. (eds) *Proterozoic geology: Selected Papers from a International Proterozoic Symposium*. Colorado. Geological Society of America p.59-74.

Lajoie J. & Stix J. 1992. Volcaniclastic Rocks. In: Walker R.G. & James N.P. (eds): *Facies Models and Response to Sea-level Change* 101-118. Geological Association of Canada Geotext 1.

Lavina E.L., Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragoso-Cesar A.R.S. 1985. Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-paleozóico do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, **21**(9):185-227.

Leinz V., Barbosa A.F., Teixeira G.A. 1941. Mapa Geológico Cacapava-Lavras. *Boletim da Divisão de Produção Mineral da Secretaria de Agricultura, Industria e Commercio*, Porto Alegre, RS, v. 90, p. 1-39.

Leite J.A.D. 1995. Datação Schrimp U/Pb em zircões e o exemplo de dois corpos graníticos contrastantes no Escudo Sul-Riograndense. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre. *Boletim de Resumos Expandidos.*, p. 5-12.

Leite J.A.D. 1997. A origem dos harzburgitos da seqüência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico no sul do Brasil. Tese de Doutoramento em Geociências, Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 243 p.

Leites S.R., Lopes R.C., Wildner W., Porcher, C.A., Sander, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul – RS, e sua interpretação paleoambiental. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **1**: 300-312.

Lima E.F. 1995. *Petrologia das rochas vulcânicas e hipoabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – ASLS, RS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto

Alegre. 338P

Lima E.F & Nardi L.V.S. 1985. Geologia, petrografia e petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **20**:15-62.

Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(1):67-77.

Lima E.F., Wildner W., Lopes R.C., Sander A., Sommer C.A. 1995. Vulcanismo Neoproterozóico associado as bacias do Camaquã e Santa Bárbara – RS: Uma revisão. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 197-199.

Machado N., Koppe J.C., Hartmann L.A. 1988. Upper Proterozoic zircon age from the Bossoroca Complex, RS. International Conference on Geochemistry and Evolution of Continental Crust, *Abstracts*, Poços de Caldas, Brasil. p. 305.

Machado R., Sayeg H.S.1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 73-76.

Martel A.T. & Gibling M.R. 1994. Combined-flow generation of sole structures, including recurved groove casts associated with lower carboniferous lacustrine storm deposits in Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*. **64**:(3)508-517.

Mau H. 1959. "Ignimbritos" na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, v. 19, n. 1, Rio de Janeiro, p. 13-14.

Mau H. 1962. Atividades magmáticas na região de Caçapava-Lavras, Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, São Paulo, Brasil, n. 64, Geologia, n. 19, p. 5-64.

McPhie J.; Doyle M. & Allen R. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Center for Ore Deposits and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.

Melcher G.C. & Mau H. 1960. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **32**(2):43-50.

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

Minioli B. & Kawashita K. 1971. Contribuição à estratigrafia do Eo-paleozóico do "Escudo Riograndense". In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, *Anais*, **1**:193-198.

Naime R. 1987. *Geologia do Complexo Granítico da Ramada e do Granito Cerro da Cria*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 148 p.

Naime R. & Nardi L.V.S. 1991. O Granito Ramada, porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense: geologia, petrologia e geoquímica. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(3):266-274.

Nardi L.V.S. & Bitencourt M.F. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**(2):153-169.

Nardi L.V.S. & Bonin B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro Intrusive Suite, Southern Brazil. A case study. *Chemical Geology*. **92**:197-211.

Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1985. A Associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geologia*. **15**(2):139-146.

Netto R.G., Paim P.S.G., Rosa C.L.M. 1992. Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis em sedimentitos das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias

Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 90-96.

Nilsen T.H. 1969. Old red sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian District, western Norway. *Sedimentary Geology* 3:35-57.

Oliveira J.M.M.T., Fernandes L.A.D. 1991. Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: SBG, III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro, *Boletim de Resumos Extensos*, 58-59.

Oliveira J.M.M.T. & Fernandes L.A.D. 1992. Bacias molássicas brasilianas, mito ou realidade? In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 97-105.

Orton G.L. 1995. Facies Models in volcanic terrains. In: A.G. Plint (ed) 1995 *Sedimentary facies analisys – International Association of Sedimentologists Special Publication*. p.157-193.

Paim P.S.G. 1992. Alluvial paleogeography of Guaritas depositional sequence (Cambrian of Southern Brazil). In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 113-119.

Paim P.S.G. 1994. *Depositional Systems and Paleogeographical Evolution of the Camaquã and Santa Bárbara Basins, Brazil*. Phil. Doctor Thesis, Oxford. v.I, 277 p. (inédito).

Paim P.A.V., Caravaca G., Viero A.P. 1999. Rochas vulcânicas do Alogrupo Bom Jardim (Bacia do Camaquã) na região do Cerro dos Lopes, Caçapava do Sul, RS. In: I Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados. *Boletim de resumos*. p.49.

Paim P.S.G., Faccini U.F., Netto R.G., Nowatzki, C.H. 1992. Estratigrafia de seqüências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eopaleozóico do RS (Brasil). Universidad Nacional de Tucumán, *Serie Correlación geologica*, 9:41-45.

Paim P.S.G., Lopes R.C., Chemale Jr. F. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã -Vendiano Superior/ Ordoviciano Inferior do RS. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro Geologia do Cone Sul, Porto Alegre, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 39-50.

Pelosi A.P.M.R. & Fragoso-Cesar A.R.S. 2000. The Lower Maricá Formation of the Neoproterozoic Camaquã Group, Rio Grande do Sul state, Brazil. In: International Geological Congress 31, Rio de Janeiro, Brasil, 2000. *Abstracts Volume* (CDROM).

Pelosi A.P.M.R. (em preparação). Evolução Paleogeográfica das formações Maricá e Crespos (Neoproterozóico III) na porção norte da Sub-bacia Camaquã Ocidental, Caçapava do Sul, RS. *Dissertação de Mestrado*– Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 153p. (inédito)

Picada R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo. *Anais...* 1:167-191.

Plint A.G. 1995 Sedimentary facies analisys – *International Association of Sedimentologists Special Publication*. 384p.

Porcher C.A., Leites S.R., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Passo do Salsinho, Folha SH.22-Y-A-I-4, Estado do Rio Grande do Sul – escala 1:50.000 – Brasília: CPRM. 372p: il.+mapas.

Potter P.E. & Pettijohn F.J .1977. *Paleocurrents and basin analysis*. 2nd ed., Springer-Verlag, New York, 425p.

Reading H.G. 1986. Facies. *In*: H.G. Reading (ed.) 1986.*Sedimentary Environments and Facies 2nd edition*. 4-19.

Reading H.G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* . 688p..

Reading H.G. & Collinson J.D. 1996. Clastic coats. In: H.G. Reading (ed.) 1996. *Sedimentary Environments:*

*Processes, Facies and Stratigraphy* . 154-231.

Remus M.V.D., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHIRIMP zircon dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, Southern Brazil – evidence for an Archean/Paleoproterozoic basement. In: II International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, *Extended Abstracts*, 1:217-272.

Ribeiro M. 1970. Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM*, Rio de Janeiro, n. 247, p. 1-142.

Ribeiro M., Bocchi P. R., Figueiredo Filho P. M., Tessari R.I. 1966. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 232 p. (Boletim 127).

Ribeiro M. & Carraro C.C. 1971. Geotectonic map of the Caçapava do Sul region, RS, Brasil. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica* 5;19-54.

Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Ihneríngia*, Série Geologia, Porto Alegre, 5:19-54.

Ribeiro M. & Lichtemberg E. 1978. Síntese da Geologia do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 6:2451-2463.

Ribeiro M. & Teixeira C.A.S. 1970. Geologia da Folha Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bolitim da Divisão de Geologia e Mineralogia do Brasil*, 247:1-142.

Robertson J.F. 1966. Revision of Stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava-Lavras Region. *Notas e Estudos*, IG-UFRGS, Porto Alegre, 1(2): 41-54.

Roisenberg A., Loss E.L., Altamirano J.A.F., Ferreira A.C. 1983. Aspectos petrológicos e geoquímicos do vulcanismo Pré-cambriano – Eopaleozóico do Rio Grande do Sul com base nos elementos maiores. *Atas do I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia* Porto Alegre – RS, 271-285.

Santos E.L., Beckel J., Macedo P.M., Gonzales Filho F., Chabam M. 1978. Divisão lito-estratigráfica do Eo-Cambriano-Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 2:670-684.

Santos E.L., Ramgrab G.E., Maciel L.A., Mosmann R. 1989. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul (1:1.000.000) e parte do Escudo Sul-Rio-Grandense (1:600.000). DNPM, Porto Alegre.

Sartori P.L.P. 1978. *Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS. Modelo evolucional de granitos do sul do Brasil.* Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 195 p.

Sayeg H.S., Fambrini G.L., Machado R., Fragoso-Cesar A.R.S. 1992[a]. Evolução brasiliana da bacia transcorrente do Arroio Boici, RS. In: SBG/UNISINOS, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*. 129-132.

Sayeg H.S., Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Fambrini G.L. 1992[b]. A bacia transcorrente brasiliana do Vale do Arroio Boici no contexto da Antefossa Arroio dos Nobres, RS. *Boletim IG-USP*, 12:103-104. (Série Publicação Especial).

Schmid R. 1981. descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous Rocks. *Geology* 9:41-43.

Silva Filho B.C. 1984. Geology of the polyphase deformed precambrian terrane of the Vila Nova region, State of Rio Grande do Sul, southern Brazil. Part I: Petrogenesis. *Acta Geológica Leopoldensia*, 27(17):35-152

Sloss L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74 (2):93-114.

Smith G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sequenses. In: R.V. Fisher & G.A. Smith (eds). Sedimentation in Volcanic Settings. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* Tulsa, **45**:109-122.

Soliani Jr. E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutoramento, 425 p.

Soliani Jr. E., Koester E., Fernandes L.A.D. 1999. A geologia isotópica do Escudo Sul-Rio Grandese. Parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: M. Holtz,. L. F. De Ros (eds) *Geologia do Rio Grande do Sul.*

Sommer C.A. 1994. O vulcanismo ácido alcalino da porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. *Dissertação de Mestrado.* Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 149p.

Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. 1995[a]. Faciologia da seqüência Vulcânica ácida do Platô do taquarembó, Dom Pedrito, RS. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre. *Boletim de Resumos Expandidos.*, p. 200-201.

Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. 1995[b]. Considerações vulcanológicas sobre a seqüência vulcânica ácida do Platô do taquarembó, Dom Pedrito, RS. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre. *Boletim de Resumos Expandidos.*, p. 202-204.

Sommer C.A., Nardi L.V.S., Lima E.F. 1995[c]. O caráter comendítico do vulcanismo ácido da porção sul do Platô do taquarembó, Dom Pedrito, RS. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre. *Boletim de Resumos Expandidos.*, p. 205-206.

Suguio K. 1998. *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins.* 1217 p. Bertran Brasil, Rio de Janeiro – RJ.

Streckeisen A. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melelitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology.* **7**:331-335.

Talbot M.R.. & Allen P.A. 1996. Lakes. In: H.G. Reading (ed.) 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* . 83-124.

Teixeira E.A. & Leinz V.1942. Ouro no Bloco Butiá. *Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral, DNPM*, **50**:1-81.

Tessari R.I. 1965. Evolução Geotectônica do Escudo Sul-Riograndense. *Conferência no Núcleo do Rio Grande do Sul da Sociedade Brasileira de Geologia*, Porto Alegre.

Tessari R.I. & Picada R.S. 1966. *Geologia da Quadrícula Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil.* Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 147 p. (Boletim 124).

Vessell R.K. & Davies D.K. 1981. Non-marine sedimentation in an active fore-arc basin. In: F.G. Ethridge & R.M. Flores. *Recent and Ancient Non-marine Environments: Models for Exploration.* Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Tulsa, **31**:31-45.

Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (eds): *Facies Models and Response to Sea-level Change* 1-14. Geological Association of Canada Geotext 1.

Walker R.G. & James N.P. 1992. *Facies Models and Response to Sea-level Change.* Geological Association of Canada Geotext 1.

White J.D.L. 1991. The depositional record of small, monogenetic volcanoes within terrestrial basins. In: R.V. Fisher & G.A. Smith (eds). Sedimentation in Volcanic Settings. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* Tulsa, **45**:155-174.

Wildner W., Lima E.F., Camozzato E., Lopes R.C. 1997. Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: estrstigrafia e aspectos texturais. *A Terra em Revista – revista técnica e informativa da CPRM.* **3**:19-27.

Wildner W., Lima E.F., Camozzato E., Lopes R.C. 1998. Seqüências vulcânicas nas bacias do Camaquã e Santa Bárbara e Platô do Taquarembó: representantes do final do magmatismo relacionado ao Ciclo Brasiliano/Panafricano no sul do Brasil. *Actas X Congresso Latinoamericano de Geología y VI Congresso Nacional de Geología Económica.* **I**:152-156.

Wildner W. & Nardi L.V.S. 1999. Características geoquímicas e petrogenéticas do vulcanismo neoproterozóico do sul do Brasil – Platô do Taquarembó – RS. *I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados.* Gramado-RS. *Boletim de resumos.* p.30.

Wildner W., Ramgrab G.E., Sander A., Porcher C.A., Camozatto E. 1990. Características litoquímicas dos Complexos Graníticos Caçapava do Sul e São Sepé na Folha Passo do salsinho (Rio Grande do Sul, Brasil). *Atas I Congresso Geología Uruguay.* Montevideo. **I**:123-130.

Wildner W., Sander A., Loper R.C. 1994. Estudo petrológico e litoquímico de uma parcela do vulcanismo ácido cambriano do Rio Grande do Sul – Formação Acampamento Velho. *Pesquisas*, **21**(1):47-57.

Zerfass H., Almeida D. del P.M., Gomes C.H. 2000. Faciology of the Acampamento Velho Formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul-RS). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):375-379.

T3369
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UFRGS
BIBLIOTECA

# MAPA GEOLÓGICO E DE AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA PORÇÃO NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL - REGIÃO DE BOM JARDIM - ESCALA 1:50.000

AUTORA: LILIANE JANIKIAN
ORIENTADOR: PROF. DR. ANTONIO ROMALINO SANTOS FRAGOSO CESAR

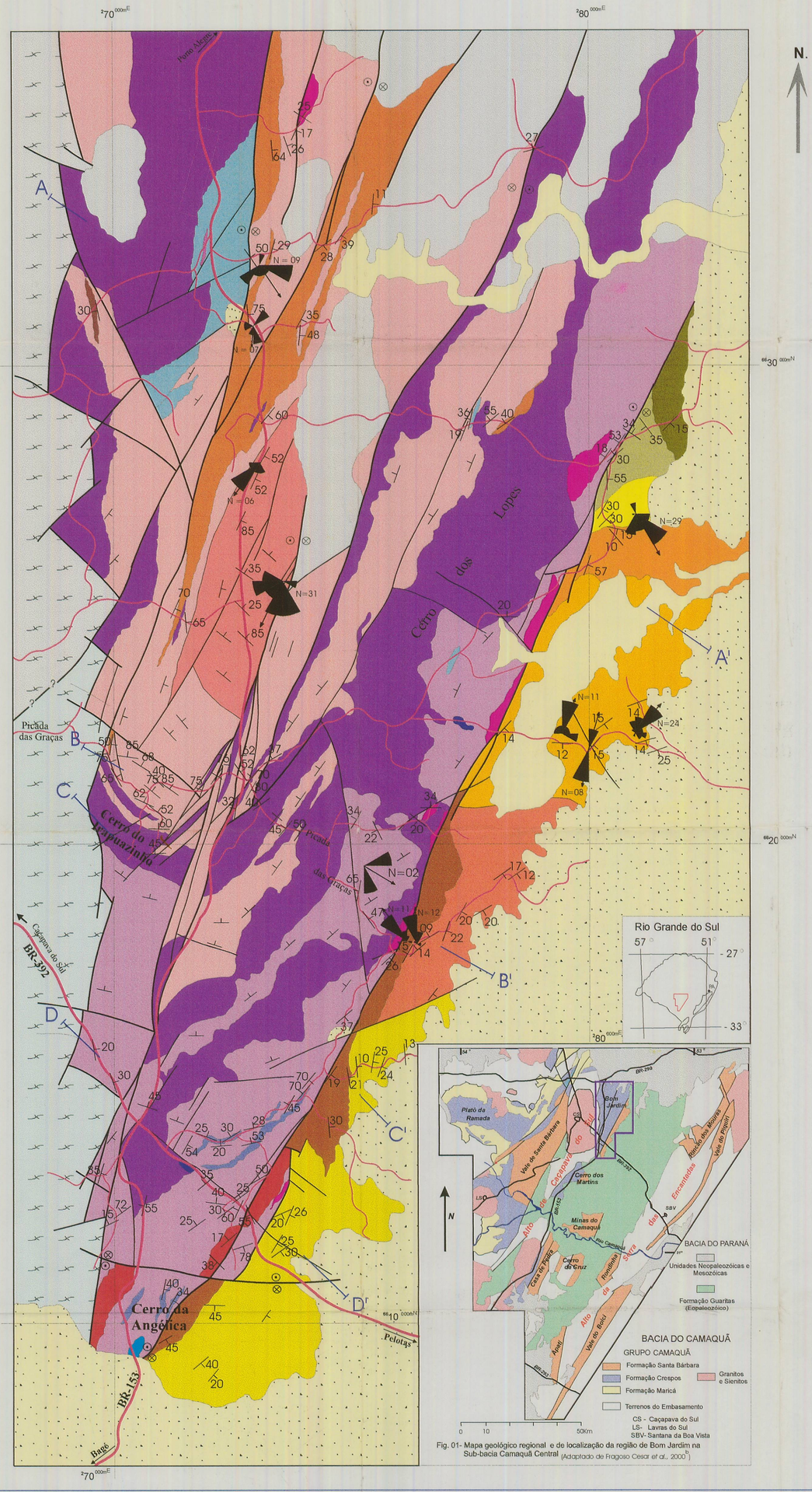



Fig. 01- Mapa geológico regional e de localização da região de Bom Jardim na Sub-bacia Camaquã Central (Adaptado de Fragoso Cesar *et al.*, 2000[b])

## LEGENDA

Depósitos Sedimentares Aluviais Atuais

**BACIA DO PARANÁ**

Grupo Tubarão (Neopaleozóico)

Formação Guaritas (Eopaleozóico)

**BACIA CAMAQUÃ**

### GRUPO CAMAQUÃ

#### FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA

**SUCESSÃO DE FÁCIES MARINHAS DOMINADAS POR ONDAS**

Arenitos finos a muito finos, com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*: depósitos de tempestitos de face litorânea inferior (*shoreface*)

**SUCESSÃO DE FÁCIES DE LEQUES DELTAICOS E DE LEQUES ALUVIAIS**

Arenitos conglomeráticos a finos, com estratificação plano-paralela e pelitos associados de depósitos de leques deltaicos que transicionam, em direção ao topo, para conglomerados e arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas tabulares e plano-paralelas de sistemas aluviais

Ritmitos de arenitos médios a finos e pelitos laminados: depósitos de pró-delta

**SUCESSÃO DE FÁCIES MARINHAS COSTEIRAS**

Ritmitos e arenitos finos: depósitos de planícies de marés

Arenitos muito finos, com estratificação cruzada tipo *swaley* e *hummocky*: depósitos de tempestitos de face litorânea (*shoreface*) inferior

**SUCESSÃO DE FÁCIES MARINHAS DE COSTA-AFORA**

Arenitos finos a muito finos, com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*: depósitos de tempestitos de transição de costa-afora (*offshore transition*)

Arenitos finos a conglomeráticos, com estratificação plano-paralela e maciços: depósitos de turbiditos distais

Conglomerados maciços e com estratificação plano-paralela: depósitos de turbiditos proximais

#### FORMAÇÃO CRESPOS

**SUCESSÃO DE FÁCIES LACUSTRES DE ÁGUAS RASAS**

Arenitos e pelitos maciços e laminados, por vezes com *climbing ripples*: depósitos de frente deltaica

Arenitos com estratificação cruzada do tipo *hummocky* e *swaley*: depósitos de tempestitos costeiros

Conglomerados e arenitos conglomeráticos maciços e com estratificação plano-paralela, de depósitos de turbiditos proximais a distais desconfinados, de ambiente de costa-afora (*offshore*) lacustre, apresentando eventuais intercalações com depósitos arenosos de tempestitos no topo da unidade. Subordinadamente ocorrem argilitos de depósitos de suspensão

**ROCHAS VULCÂNICAS E PIROCLÁSTICAS**

Pequenas intrusões de sienitos

Vulcânicas andesíticas e intrusões rasas

Rochas piroclásticas mistas - andesíticas, dacíticas e riolíticas - *lapilli* tufos, brecha-tufos e tufos finos, em depósitos de fluxo de gravidade, com colocação a frio

Rochas piroclásticas andesíticas - *lapilli* tufo e brecha tufo, em depósitos de fluxo de gravidade e depósitos de queda com colocação a frio

**SUCESSÃO DE FÁCIES LACUSTRES DE ÁGUAS PROFUNDAS**

Arenitos e pelitos sin-vulcânicos e argilitos laminados e maciços: depósitos de turbiditos distais e monótonos e depósitos de suspensão

Conglomerados e arenitos conglomeráticos sin-vulcânicos maciços e estratificados: depósitos de turbiditos proximais confinados em canais subaquosos

Conglomerados e brechas maciças sin-vulcânicas: depósitos de turbiditos proximais desconfinados

Brecha sin-vulcânica profusamente intrudida por andesitos, constituindo peperito

### EMBASAMENTO METAMÓRFICO

Metacarbonatos e filitos da cobertura dobrada de plataforma do Cinturão Dom Feliciano

Metabasitos, filitos, xistos e metaconglomerados do Terreno Rio Vacacaí

## CONVENÇÕES

55 Atitude de camada medida em campo

Atitude da camada observada em foto-aérea

Contato litolofaciológicos

Falha

Falha inferida

Bloco alto

Bloco baixo

N=10 Sentido de Paleocorrentes, com números de medidas

Rodovias federais - BR-392 e BR-153

Estradas não pavimentadas

ESCALA GRÁFICA

0 1 2 3 4 Km

Projeção UTM no cilindro 22J, Hemisfério Sul

## PERFIS GEOLÓGICOS

(*vide* localização no mapa)