

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DAS COBERTURAS
TRIÁSSICAS ISOLADAS SOBRE O ALTO ESTRUTURAL DO RIO
GRANDE NA REGIÃO ENTRE SANTANA DA BOA VISTA E
CANGUÇU, RS.

Carlos Libório de Barros Tomba

Orientador: Dr. Renato Paes de Almeida
Co-orientador: Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2006/10)

SÃO PAULO
2006

TF
T656
CLB.t

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Tectônica e sedimentação das coberturas triássicas
isoladas sobre o Alto Estrutural do Rio Grande na
região entre Santana da Boa Vista e Canguçu, RS**

Carlos Liborio de Barros Tomba



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

Prof. Dr. Cláudio Riccomini

Prof. Dr. Paulo César Boggiani

São Paulo

2006

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DAS COBERTURAS
TRIÁSSICAS ISOLADAS SOBRE O ALTO ESTRUTURAL DO RIO
GRANDE NA REGIÃO ENTRE SANTANA DA BOA VISTA E
CANGUÇU, RS.

Carlos Libório de Barros Tomba

de sord: Renato Paes de Almeida

Orientador: Dr. Renato Paes de Almeida
Co-orientador: Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso César

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2006/10)

SÃO PAULO
2006

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024406

**TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DAS COBERTURAS
TRIÁSSICAS ISOLADAS SOBRE O ALTO ESTRUTURAL DO RIO
GRANDE NA REGIÃO ENTRE SANTANA DA BOA VISTA E
CANGUÇU, RS.**

Carlos Libório de Barros Tomba



Orientador: Dr. Renato Paes de Almeida

Co-orientador: Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso César

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2006/10)**

SÃO PAULO
2006



que se tornou o maior e mais famoso teatro de ópera da América Latina.

Na mesma época, quando se iniciava a construção da Praça da Sé, o arquiteto italiano Claudio Robatto, que havia desenhado o projeto da Catedral, realizou a planta da Igreja Matriz de São Pedro, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo. A igreja, que não foi construída, teria sido dedicada ao Sagrado Coração de Jesus. No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli, que havia desenhado a planta da Igreja Matriz, realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo. A igreja, que não foi construída, teria sido dedicada à Virgem das Consolações.

Em 1900, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

No final do século XIX, o arquiteto italiano Giacomo Vassalli realizou a planta da Igreja de Nossa Senhora da Consolação, que ficaria entre a Praça da Sé e a Praça do Carmo.

Aos meus pais e avós.

AGRADECIMENTOS

Durante a elaboração desse trabalho muitas pessoas colaboraram diretamente ou indiretamente. Gostaria de agradecer a todos que de alguma forma ajudaram na elaboração dessa monografia.

Primeiramente, gostaria de agradecer aos meus orientadores e amigos, Renato Paes de Almeida e Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar pelos ensinamentos, confiança e pela oportunidade de realizar este trabalho. Ao meu amigo Bruno Boitu Turra (Melado), pela divertida ajuda no campo e pelas discussões geológicas. Ao professor Cláudio Riccomini pelas discussões e ensinamentos sobre os “campos de esforços” que “bagunçam” a Terra.

A Marina Amado de Almeida pela ajuda incondicional na reta final desse trabalho. Muito Obrigado!!!

Aos amigos Enos Nobuo Sato (Rosa Selvagem) e Pedro Machado Simões (Skrotho) pela divertida convivência ao longo desses anos.

Aos professores Marcos Egydio Silva, Miguel Basei, Ginaldo Campanha, Silvio Roberto Farias Vlach, Valdecir Janasi, Franciso Rubens Alves (Kiko), Paulo César Gianini e André Sawakuchi pelos ensinamentos e pela disposição em tirar dúvidas de um aluno como eu.

Ao meu grande amigo e petropai Romalino por todo carinho e ensinamentos transmetidos ao longo desses anos. Valeu, Rominha!!! Ao meu petroavô, Renato Almeida pelos ensinamentos no mundo das “rochas moles” e pela dedicada orientação.

Aos meus pais por toda dedicação e esforços imensuráveis para eu chegar até aqui. Amo vocês!!! Aos pais que me adotaram Margaret Amado de Almeida e Jailson Almeida por toda ajuda e apoio.

Aos amigos do IGc Chá, Borboleta, Rosa Selvagem, Skrotho, Rabo de Galo, Tesouro, Lora, Kacilda, Dalmo, 24, Coisinha, Tampax, Fofão, Banheirão, Bambi, Guano, Samar, Araci, Chachá e muitos outros que não me lembro agora, por tornarem esses anos todos muito engraçados. Obrigado!!!!!!

ÍNDICE

RESUMO	1
ABSTRACT	2
1 – INTRODUÇÃO	3
2 – OBJETIVOS	4
3 – ÁREA DE ESTUDO.....	4
3.1 – Localização	4
3.2 – Geologia regional	5
3.3 – Geologia local	7
4 – MÉTODOS DE TRABALHO	8
4.1 – Análise de estruturas rúpteis e determinação de paleocampos de tensões.....	8
4.2 – Diques como indicadores tectônicos	12
4.3 – Juntas como indicadores tectônicos	12
4.4 – Análise de proveniência e paleocorrentes.....	15
4.5 – Análise de fácies e associações de fácies.....	15
5 – TRABALHOS ANTERIORES.....	16
5.1 – O Triássico no Rio Grande do Sul	16
5.2 – As coberturas triássicas isoladas no Alto do Rio Grande.....	20
5.3 – Tectônica Permo-Triássica na Bacia do Paraná	23
6 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	27
6.1 – Fácies sedimentares, associação de fácies e sistemas deposicionais	27
6.2 – Associações de fácies	32
6.3 – Análise de proveniência e paleocorrentes.....	37
6.4 – Interpretação paleogeográfica	40
6.5 – Estruturas rúpteis e paleotensões associadas.	41
6.6 – Paleocampos de tensões formadores e deformadores dos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador.....	50
7 – CONCLUSÕES	52
8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53

RESUMO

Na região entre Santana da Boa Vista e Canguçu, centro-leste do Rio Grande do Sul, ocorrem, isolados em meio a rochas pré-cambrianas do Alto Estrutural do Rio Grande, depósitos sedimentares, de idade triássica, correlacionáveis às Formações Sanga do Cabral e Santa Maria do Grupo Rosário do Sul, da Bacia do Paraná. Essas ocorrências estão representadas nos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador.

Uma caracterização dos processos tectônicos e sedimentares responsáveis pela deposição e preservação dessas unidades foi realizada através de estudos integrados de análises de sistemas deposicionais, paleocorrentes, proveniência e geologia estrutural.

As análises de paleotensões baseadas na inversão de dados de falhas com estria e indicação de movimento, bem como análise de juntas e diques, revelaram a ocorrência de três eventos tectônicos: (E1) distensão NE-SW, ocorrida no Eocretáceo; (E2) transcorrência pós-Eocretáceo, com σ_1 horizontal NE-SW; e (E3) distensão NE-SW no Neocretáceo.

As unidades sedimentares estudadas depositaram-se em uma bacia ampla, por um sistema fluvial meandrante, sob vigência de clima árido a semi-árido, e em continuidade com as ocorrências da Bacia do Paraná, na região de Santa Maria e Rosário do Sul.

O atual isolamento dessas unidades sobre o Alto Estrutural do Rio Grande é devido à distensão NW-SE associada ao evento E2. A segmentação dessas ocorrências por falhas de alto ângulo é resultado de eventos tectônicos deformadores pós-deposicionais, não tendo sido reconhecidas evidências de controle tectônico sin-deposicional, nessas unidades.

A caracterização de um evento de compressão NE-SW, de idade mínima pós-eocretácea, demonstra que esforços intra-placa reativaram falhas do embasamento em mais de um episódio, não sendo restritos ao intervalo Neopermiano-Eotriássico. Assim, sugerimos que estruturas geradas por compressão NE encontradas em depósitos paleozóicos não podem ser prontamente interpretadas como resultado de propagação de esforços da Orogenia Cabo-La Ventana, salvo em caso de evidências de deformação sin-deposicional.

ABSTRACT

Triassic sedimentary deposits of the Sanga do Cabral and Santa Maria Formations (Rosário do Sul Group, Paraná Basin) crop out in the region between Santana da Boa Vista and Canguçu, eastearn part of the Rio Grande do Sul State, Brazil. These deposits are found in isolated fault-bounded occurrences among Precambrian rocks of the Rio Grande's High, known as the Moirão and Amaral Ferrador Grabens.

The integration of depositional systems analysis with structural data lead to the interpretation of the paleogeography and the chronology of the deformational events that affected the deposits.

Inversion of faults slip data, joint analysis and dyke orientations revealed the occurrence of three main tectonic events: (E1) Early Cretaceous NE-SW extension; (E2) post-Early Cretaceous NE-SW compression; and (E3) Late Cretaceous NE-SW extension.

The results show that the sedimentary units were deposited in a large basin, in a meandering fluvial system in continuity with the occurrences of the Santa Maria and Rosário do Sul regions. The present day segmentation of the occurrences is a consequence of the normal reactivation of ENE to NE-striking faults during the post-Early Cretaceous compressional event (E2).

The identification of a post-Early Cretaceous NE-SW compression brings new information on the intra-plate deformational events that affected the Paraná Basin, as strike-slip faults on Permian to Triassic strata are frequently considered as the record of one major event related to the collision of Patagonia in Late Paleozoic to Early Mesozoic times.

1 – INTRODUÇÃO

Na Bacia do Paraná, o intervalo de tempo correspondente ao período Triássico está representado por uma seção de *red beds* continentais, incluindo sucessões eólico-aluviais da Formação Pirambóia e depósitos predominantemente fluviais das formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita, as três últimas aflorantes exclusivamente no Rio Grande do Sul.

Essas formações fluviais são reunidas, por alguns autores (Andreis *et al.* 1980, Scherer *et al.* 2000), no Grupo Rosário do Sul, e suas principais ocorrências estão localizadas na porção central do território gaúcho. O conteúdo fossilífero dessas camadas chamou a atenção de muitos pesquisadores, de modo que estudos de natureza paleontológica, sedimentológica e estratigráfica vêm sendo realizados na região desde o início do século XX.

Além das áreas tradicionais, na região de Santa Maria, outras ocorrências de depósitos sedimentares atribuídas ao Triássico foram reconhecidas na porção centro-sul do Rio Grande do Sul (Jost 1981), isoladas em meio a rochas pré-cambrianas.

Uma dessas ocorrências é representada pelo Gráben do Moirão, uma região topograficamente abatida entre unidades pré-cambrianas, onde afloram rochas sedimentares correlacionáveis com as formações Sanga do Cabral e Santa Maria (Andreis *et al.* 1980). Ketzer (1997), estudando o Gráben do Moirão, concluiu que, durante o Cretáceo, uma reativação de caráter transtrativo da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (Fernandes *et al.* 1993) propiciou a formação de pequenos grábens, responsáveis pela preservação de unidades gondwânicas sobre o Alto do Rio Grande. Porém, não existem estudos sobre geologia estrutural e, principalmente, análises de estruturas rúpteis e determinações de paleocampos de tensões que corroborem tal proposição.

A compreensão dos eventos tectônicos formadores e deformadores dessas coberturas, bem como da relação entre a tectônica e a sedimentação, é necessária para uma caracterização dos processos geológicos atuantes durante o Triássico nessa porção do Gondwana e sua relação em um contexto geotectônico mais amplo.

Desta forma, o presente trabalho apresenta os resultados dos estudos de tectônica e sedimentação realizados nos grábens do Moirão e de Amaral Ferrador, visando a caracterização dos eventos tectônicos responsáveis pela subsidência sin-sedimentar e pela posterior deformação desses depósitos. Para tanto, foram realizados levantamentos estruturais e análises de paleocampos de tensões, análise estratigráfica de fácies, de proveniência e de paleocorrentes, em exposições selecionadas ao longo de um perfil entre Santana da Boa Vista e Canguçu (RS).

2 – OBJETIVOS

Os principais objetivos desse trabalho são:

- 1- A aplicação das principais técnicas de análise de tectônica e sedimentação em trabalhos de campo, incluindo a aquisição, tratamento e interpretação de dados de estruturas tectônicas rúpteis e sua integração a dados estratigráficos;
- 2- A caracterização estrutural e dos estilos tectônicos que afetam as coberturas triássicas isoladas em meio a rochas pré-cambrianas do Alto Estrutural do Rio Grande;
- 3- O estabelecimento de uma cronologia relativa dos eventos de deformação que afetam essas unidades;
- 4- A reconstituição dos paleocampos de tensões responsáveis pelos eventos de formação e/ou deformação;
- 5- A caracterização dos sistemas deposicionais e de possíveis controles tectônicos nos padrões de paleocorrentes e proveniência dos depósitos;
- 6- Correlação dos paleocampos de tensões obtidos com dados de outras regiões apresentados por outros autores para o mesmo intervalo de tempo.

3 – ÁREA DE ESTUDO

3.1 – Localização

A área de estudo compreende uma série de exposições selecionadas ao longo de um perfil geológico, em um trecho de cerca de 60km na BR-392, entre Santana da Boa Vista e Canguçu, na região centro-leste do Rio Grande do Sul (Fig. 3.1-1). Esse perfil corta transversalmente a principal área de exposição de rochas triássicas sobre o Alto Estrutural de Rio Grande, denominada Gráben do Moirão ou do Arroio Moirão. Reconhecimentos anteriores (Almeida 2005) revelaram a presença de abundantes estruturas rúpteis indicadoras de paleocampos de tensões, permitindo a caracterização dos eventos tectônicos responsáveis pela formação e/ou deformação e da sua relação com os padrões de sedimentação das sucessões triássicas aflorantes nessa região.



Figura 3.1-1 – Localização da área de estudo.

3.2 – Geologia regional

O embasamento da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul é constituído pelo Supergrupo Camaquã (Ediacarano a Eocambriano) e por rochas metamórficas e plutônicas pré-cambrianas do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-Cesar 1980).

O Supergrupo Camaquã (Fragoso-Cesar *et al.* 2003, Janikian *et al.* 2003) reúne as sucessões sedimentares e vulcanogênicas de idade ediacarana e eocambriana aflorantes na porção centro-sul do estado Rio Grande do Sul. É composto, da base para o topo, pelas seguintes unidades: Grupo Maricá (arenitos conglomeráticos fluviais e arenitos e siltitos marinhos), Grupo Bom Jardim (arenitos, conglomerados e siltitos lacustres e aluviais, vulcânicas intermediárias, básicas e ácidas e rochas vulcanoclásticas), Formação Acampamento Velho (vulcânicas ácidas e básicas e vulcanoclásticas ácidas), Grupo Santa Bárbara (arenitos, conglomerados e ritmitos aluviais, marinhos e costeiros) e Grupo Guaritas (arenitos, conglomerados, ritmitos aluviais e arenitos eólicos). Rochas básicas a intermediárias subvulcânicas da Suíte Intrusiva Rodeio Velho cortam tais unidades, ocorrendo freqüentemente em *sills* rasos no Grupo Guaritas.

O embasamento do Supergrupo Camaquã aflora na porção centro-sul do Rio Grande do Sul e estende-se para o Uruguai (Fig. 3.2.1), onde coberturas análogas também ocorrem. Esse embasamento é formado por estruturas relacionadas à Orogenese Brasiliana e pelo Cráton Rio de La Plata, aflorante no Uruguai e sudoeste do Rio Grande do Sul. As estruturas brasilianas incluem um terreno intra-oceânico acrescido no Neoproterozóico (Terreno Rio Vacacaí de Fragoso-Cesar 1991, Bloco São Gabriel de Babinski *et al.* 1996) e

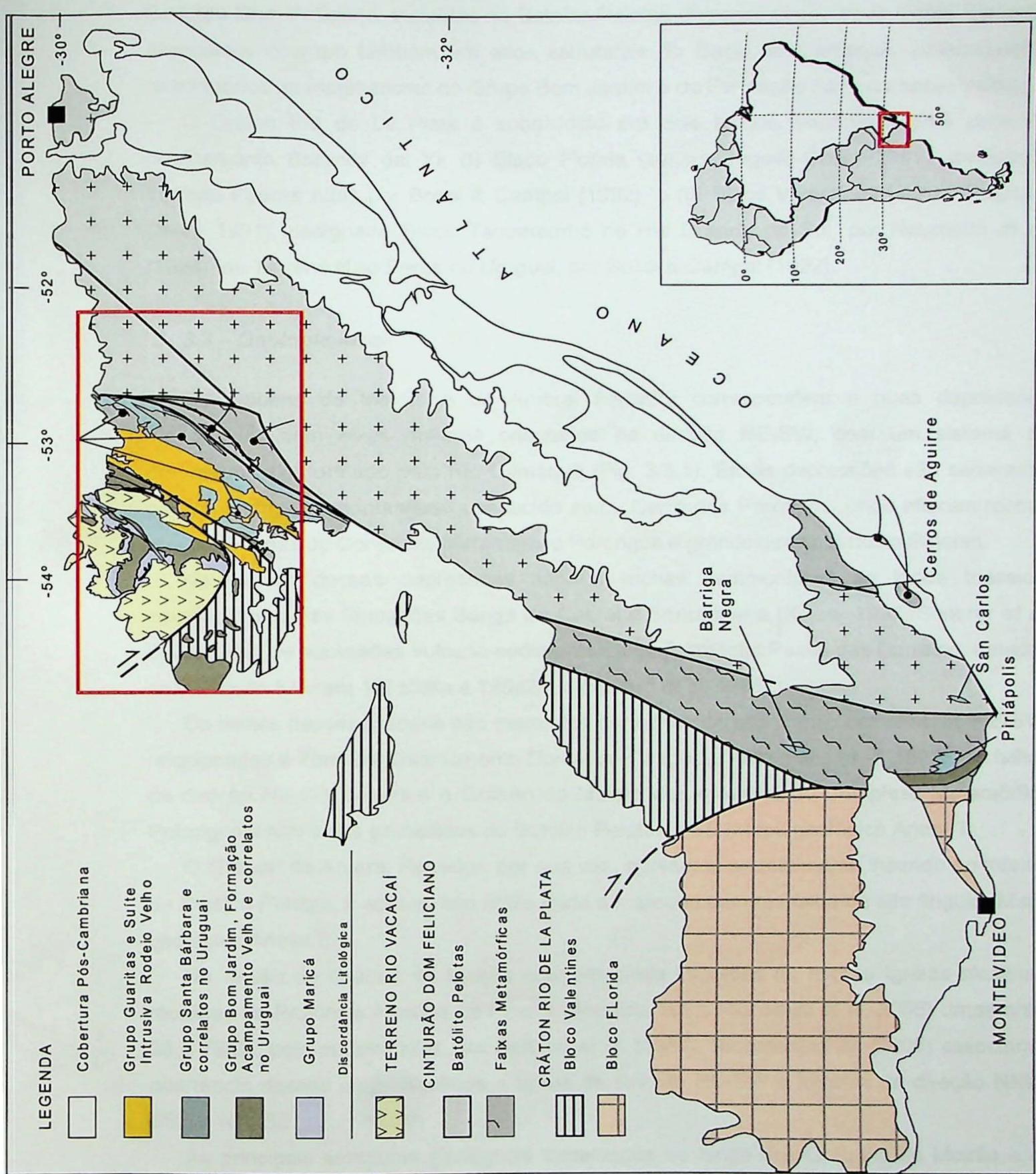


Figura 3.2-1: Mapa esquemático do Pré-cambriano no Rio Grande do Sul e Uruguai e das unidades tectono-estratigráficas de seu embasamento (modificado de Fragoso-Cesar 1991).

um cinturão metamórfico neoproterozóico (Cinturão Dom Feliciano de Fragoso-Cesar 1980). Importantes corpos graníticos posteriores ao metamorfismo neoproterozóico afetam o Cinturão Dom Feliciano, incluídos no Batólito Pelotas (Fragoso-Cesar *et al.* 1986). Granitos associados ocorrem também em altos estruturais da Bacia do Camaquã, possivelmente relacionados ao magmatismo do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho.

O Cráton Rio de La Plata é subdividido em dois blocos, separados pela zona de cisalhamento Sarandy del Yi: (I) Bloco Florida (*sensu* Fragoso-Cesar 1991), designado Terreno Pedras Altas por Bossi & Campal (1992); e (II) Bloco Valentines (*sensu* Fragoso-Cesar 1991), designado Bloco Taquarembó no Rio Grande do Sul, por Naumann *et al.* (1984), ou Terreno Nico Perez no Uruguai, por Bossi & Campal (1992).

3.3 – Geologia local

Os grábens do Moirão e de Amaral Ferrador correspondem a duas depressões topográficas com eixos maiores orientados na direção NE-SW, com um sistema de drenagem axial formado pelo Rio Camaquã (Fig. 3.3.1). Essas depressões são separadas por um segmento montanhoso conhecido como Cerro dos Porongos, onde afloram rochas pré-cambrianas do Complexo Metamórfico Porongos e granitóides do Batólito Pelotas.

No interior dessas depressões afloram rochas sedimentares de idade triássica, correlacionadas às formações Sanga do Cabral e Santa Maria (Ketzer 1997, Scherer *et al.* 2000), além de sucessões vulcão-sedimentares da Formação Passo das Carretas, datadas pelo método K/Ar em 137 ± 3 Ma a 125 ± 2 Ma (Figuero *et al.* 1996).

Os limites desses grábens são marcados por falhas de alto ângulo com direção NE-SW, relacionadas à Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (Fernandes *et al.* 1993). As falhas de direção NE-SW separam o Gráben do Moirão dos milonitos do Complexo Metamórfico Porongos a NW e dos granitóides do Batólito Pelotas a SE (Mapa geológico Anexo I).

O Gráben de Amaral Ferrador, por sua vez, apresenta-se totalmente inserido no interior do Batólito Pelotas, e apenas seu limite norte é marcado por uma falha de alto ângulo (Mapa geológico Anexo I).

Na região do Gráben do Moirão ocorrem ainda intrusões de rochas ígneas alcalinas, reunidas na Província Alcalina de Piratini (Almeida 1983, Riccomini *et al.* 2005) datas entre 99 e 76 Ma, pelo método K/Ar, por Barbieri *et al.* (1987). Riccomini *et al.* (2005) associam a ocorrência desses *plugs* alcalinos a falhas de direção NE-SW e fraturas de direção NNW-SSE a NW-SE.

As principais estruturas geológicas observadas ao longo dos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador são falhas e famílias de juntas conjugadas de cisalhamento. A superfície de deposição original (acamadamento) está geralmente basculada devido à influência de falhas. Em geral as camadas apresentam atitudes em torno N40-E a N-S com mergulhos variando entre 5 e 15 graus preferencialmente para NW e W.

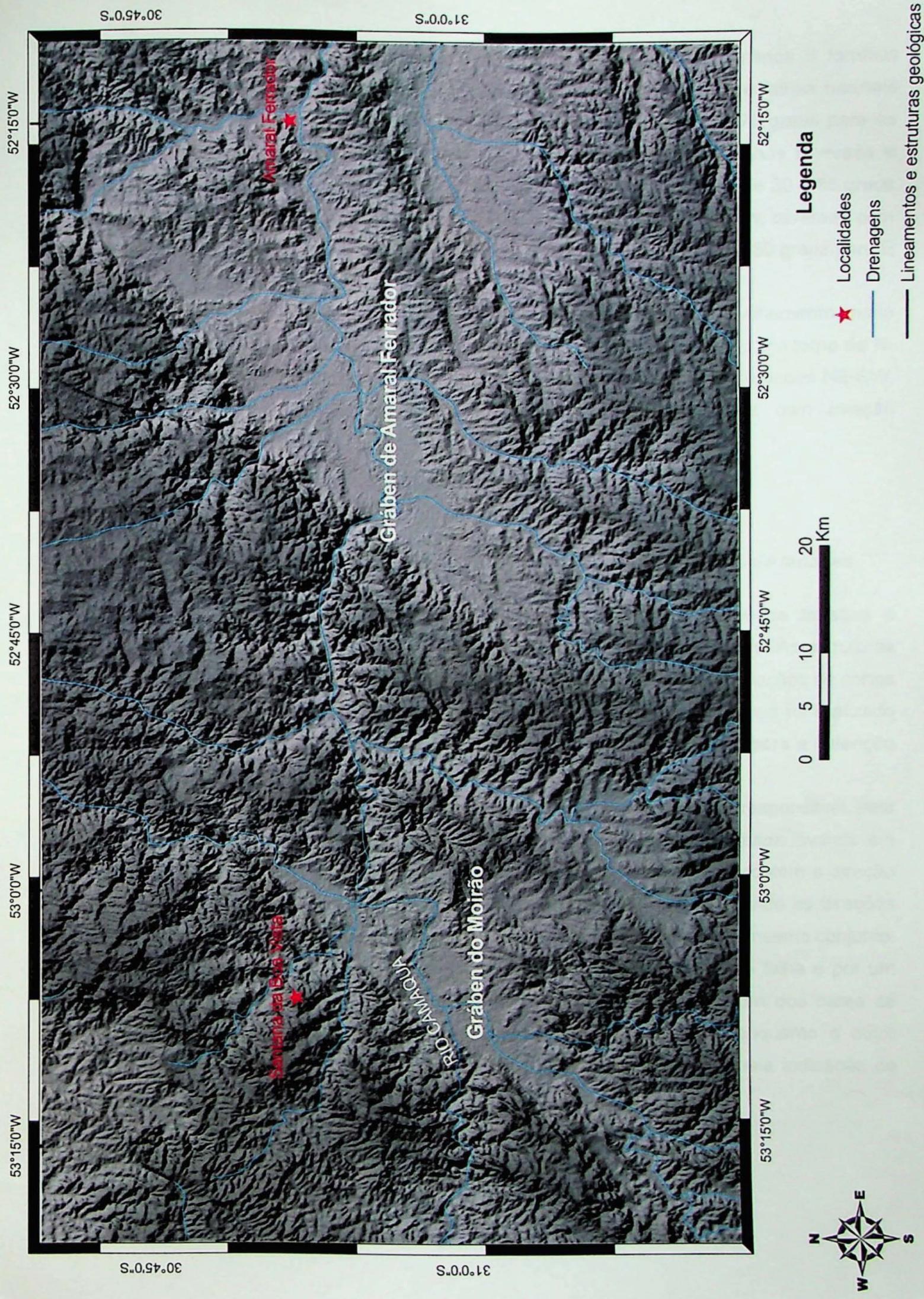


Figura 3.3-1 - Modelo digital de terreno da região dos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador.

As falhas com estrias e indicação de movimento constituem pelo menos 3 famílias principais: a primeira e com maior persistência representa um conjunto de falhas normais com direção média em torno de N50W com mergulhos variando de 50 a 75 graus para os quadrantes NE e SW; a segunda família representa um conjunto de falhas reversas e transcorrentes com direção média em torno de WNW-ESE com mergulhos de 30 a 85 graus para NNE ou SSW; a terceira e menos freqüente representa falhas normais, reversas com direção preferencial variando entre NNW e NNE, com mergulhos entre 60 a 80 graus para E ou W.

Foi também caracterizado um sistema de juntas conjugadas de cisalhamento muito persistente em toda área de estudo, a primeira família apresenta orientação em torno de N-S, com mergulhos subverticais, a segunda família apresenta direção preferencial NE-SW. Foram também encontrados diques de rochas ígneas subvulcânicas com direção preferencial NE-SW.

4 – MÉTODOS DE TRABALHO

4.1 – Análise de estruturas rúpteis e determinação de paleocampos de tensões

Em análise de estruturas rúpteis, a determinação de paleocampos de tensões é realizada a partir de dados de falhas com estrias e indicação de movimento. As estruturas são classificadas em uma sequência cronológica relativa através de suas relações de cortes e superposição de estrias de movimento. O tratamento dos dados estruturais foi realizado de acordo com o método dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977), para a obtenção dos campos de tensão geradores das estruturas.

O método dos diedros retos considera que a direção do esforço responsável pela geração de um conjunto de planos de falha com estrias pode ser reconstituída levando em conta que para cada par estria/plano pode-se determinar os diedros que contêm a direção do esforço máximo (campo compressivo) e mínimo (campo distensivo), sendo as direções de tensão obtidas pelas intersecções dos diedros de diversas falhas de um mesmo conjunto. Os quatro diedros são determinados graficamente, limitados pelo plano de falha e por um plano auxiliar simultaneamente ortogonal ao plano de falha e à estria. Um dos pares de diedros opostos contém a direção de esforço máximo (compressão) enquanto o outro contém a direção do esforço mínimo (distensão), ambas determinadas pela indicação de sentido de movimento na falha (Fig. 4.1-1).

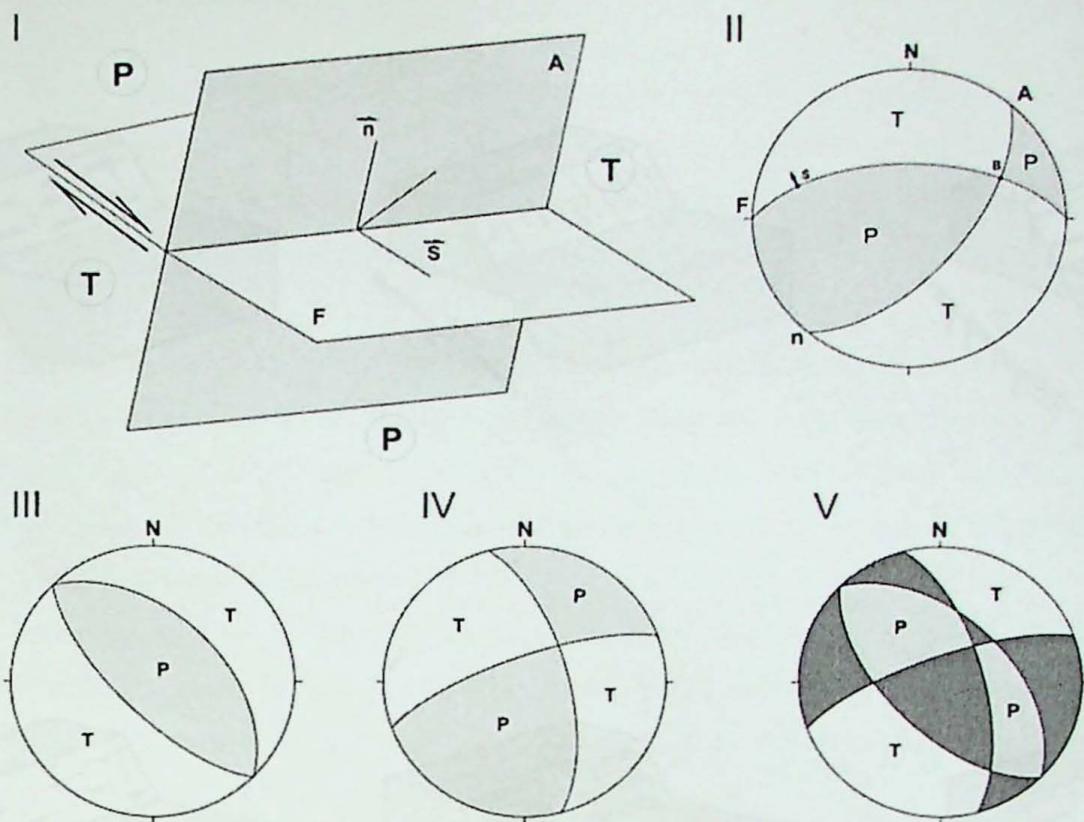


Figura 4.1-1 – Esquema gráfico do método dos diedros retos. I – plano de falha (F) e plano auxiliar (A) delimitando diedros compressivos (P) e distensivos (T). A direção e o sentido de movimentação da falha estão representados pelo vetor (S) enquanto (n) representa o vetor unitário ortogonal ao plano de falha. II – Representação do método dos diedros retos em projeção estereográfica, (B) representa a intersecção do plano de falha (F) com o plano auxiliar (A). III e IV – Projeções estereográficas de planos de falha e seu plano auxiliar para falha normal e transcorrente respectivamente. V – Superposição das projeções estereográficas representadas em III e IV, mostrando áreas 100% distensivas (branco), áreas 100% compressivas (cinza claro) e áreas resultantes da superposição de campos compressivos e distensivos (cinza escuro). Modificado de Angelier (1994).

O método dos diedros retos está baseado em duas premissas:

1 – os blocos rochosos separados pelo plano de falha são pertencentes ao mesmo episódio tectônico, e movimentaram-se exclusivamente em função de um esforço médio, uniforme em todo o volume rochoso considerado;

2 – um bloco rochoso submetido a um esforço tangencial sofre cisalhamento, antes de se falhar, sendo que o deslocamento será realizado segundo o sentido do cisalhamento.

Esse método foi desenvolvido inicialmente para solução de mecanismos focais de sismos, e adaptado por Angelier & Mechler (1977) para a determinação de paleocampos de tensões a partir de dados pareados falha/estria. O método apresenta soluções rápidas e visuais, porém qualitativas, muitas vezes com certo grau de ambigüidade.

Os critérios utilizados para a determinação do sentido de movimentação das falhas (Fig. 4.1-2) são enumerados abaixo, adaptados de Petit (1987), Angelier (1994) e Doblas (1998):

- Separação estratigráfica;
- Direção de fraturas conjugadas gerando degraus sem preenchimento;
- Direção de fraturas com separação e preenchimento mineral;

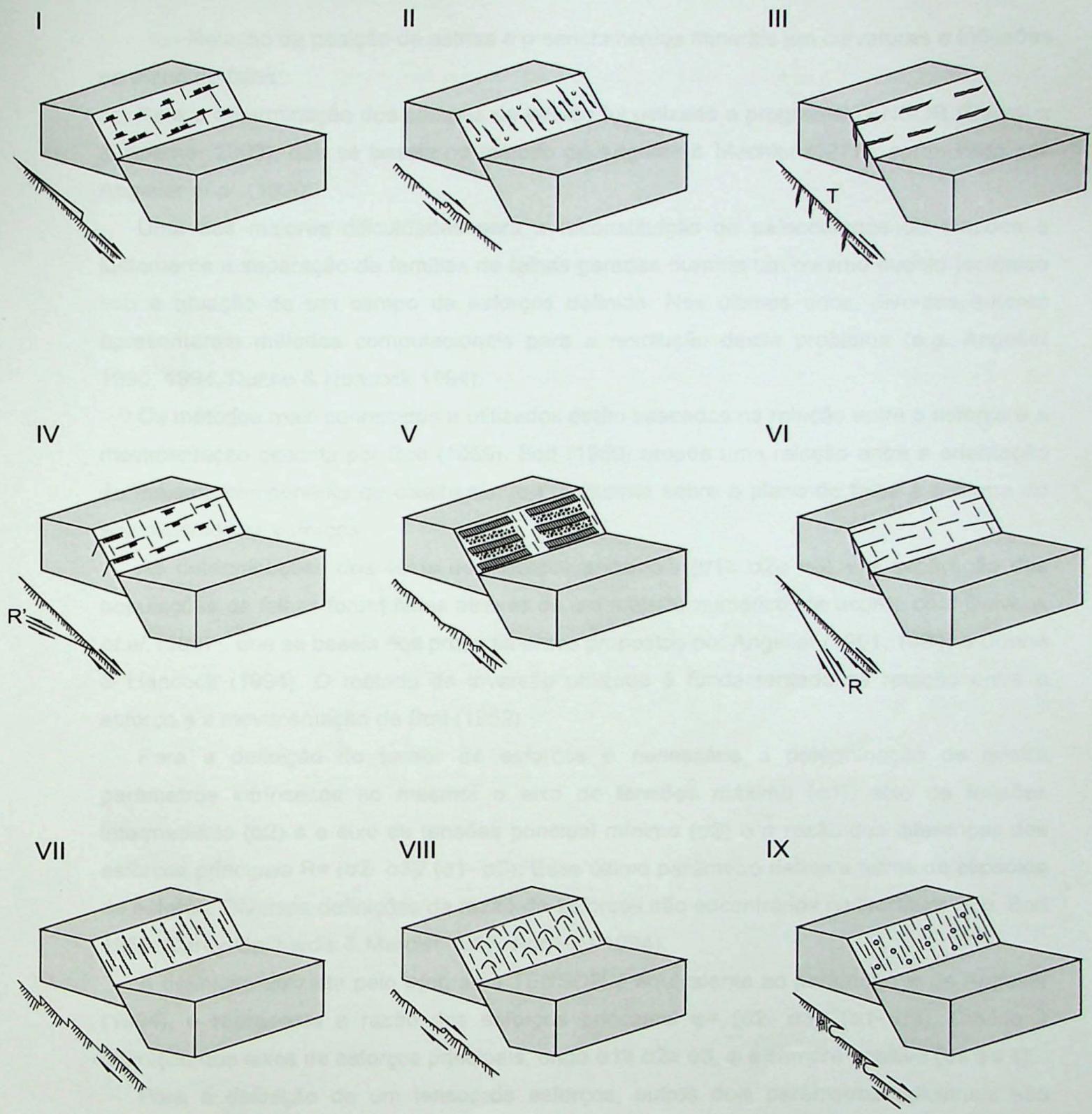


Figura 4.1-2 - Principais indicadores cinemáticos em planos de falha. I - Degraus com preenchimento de minerais neoformados. II - Marcas de objetos. III - *Tension gashes*. IV - Fraturas de cisalhamento antitéticas. V - Faces alternadamente lisas e rugosas. VI - Fraturas de cisalhamento sintéticas. VII - Picos estitolíticos. VIII - Marcas parabólicas e fraturas lunadas. IX - Vesículas deformadas em rochas vulcânicas. Modificado de Angelier (1994) e Doblas (1998).

-Relação da posição de estrias e preenchimentos minerais em curvaturas e inflexões no plano de falha.

Para a determinação dos campos de tensão foi utilizado o programa TENSOR (Delvaux & Sperner 2003), que se baseia no método de Angelier & Mechler (1977), aprimorado por Angelier *et al.* (1990).

Uma das maiores dificuldades para a reconstituição de paleocampos de tensões é justamente a separação de famílias de falhas geradas durante um mesmo evento tectônico sob a atuação de um campo de esforços definido. Nos últimos anos, diversos autores apresentaram métodos computacionais para a resolução desse problema (e.g. Angelier 1990, 1994, Dunne & Hancock 1994).

Os métodos mais conhecidos e utilizados estão baseados na relação entre o esforço e a movimentação descrita por Bott (1959). Bott (1959) propõe uma relação entre a orientação da máxima componente de cisalhamento (T) atuante sobre o plano de falha e a forma do seu elipsóide de esforços.

As determinações dos eixos de esforços principais ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) e a separação das populações de falhas foram feitas através de um método numérico, de acordo com Delvaux *et al.* (1997), que se baseia nos procedimentos propostos por Angelier (1991, 1994) e Dunne & Hancock (1994). O método de inversão utilizado é fundamentado na relação entre o esforço e a movimentação de Bott (1959).

Para a definição do tensor de esforços é necessária a determinação de quatro parâmetros intrínsecos ao mesmo: o eixo de tensões máximo (σ_1), eixo de tensões intermediário (σ_2) e o eixo de tensões principal mínimo (σ_3) e a razão das diferenças dos esforços principais $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. Esse último parâmetro define a forma do elipsóide de esforço. Diversas definições da razão de esforços são encontradas na literatura (e.g. Bott 1959, Carey-Gailhardis & Mercier 1987, Angelier 1994).

A definição utilizada pelo programa TENSOR é equivalente ao parâmetro φ de Angelier (1994), e representa a razão dos esforços principais $\varphi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. Devido à definição dos eixos de esforços principais, onde $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, φ é sempre positivo ($0 \leq \varphi \leq 1$).

Para a definição de um tensor de esforços, outros dois parâmetros adicionais são necessários: a razão de magnitudes entre os esforços mínimo e máximo (σ_3/σ_1) e a carga litostática (σ_n), mas esta não pode ser determinada a partir de dados de falhas.

Para a obtenção dos primeiros quatro parâmetros (σ_1 , σ_2 , σ_3 e R), o programa TENSOR utiliza uma versão melhorada do método dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977), e um método de otimização rotacional numérico. A adaptação do método de Angelier (Delvaux *et al.* 1997, Delvaux & Sperner 2003) considera os valores de desvio entre a estria real medida em cada plano e a estria teórica que seria formada pelo campo de tensão calculado.

Esse procedimento diminui o grau de ambigüidade dos dados, auxiliando na separação de famílias de falhas geradas sob um mesmo campo de tensões.

Considerações críticas sobre a validade dos métodos de inversão de esforços são feitas em Dupin *et al.* (1993) e Pollard *et al.* (1993). Tais autores concluíram que incertezas na determinação dos eixos de esforços principais geralmente caem na faixa dos erros de mensuração.

Para o agrupamento de todas as estruturas de um determinado evento em cada unidade foram permitidas obliquidades maiores, evitando-se, assim, a criação de um grande número de fases relativas a um só evento, devido às prováveis variações locais dos campos de tensão e à possibilidade de pequenas rotações de estruturas por eventos posteriores.

A comparação dos paleocampos de tensão das diversas unidades e a observação de relações de corte entre estrias de mais de um evento em um mesmo plano permitiram a elaboração de um quadro cronológico dos episódios de deformação e sua correlação tentativa com eventos tectônicos regionais.

4.2 – Diques como indicadores tectônicos

Diques são corpos planares, geralmente de rochas ígneas, com mergulhos altos e discordantes em relação às estruturas das rochas encaixantes. A relação comprimento médio/ espessura dos diques varia entre 1000: 1 e 200: 1, e esses podem ser classificados em função de suas dimensões observadas no plano horizontal (Rickwood 1990).

A atitude dos diques pode ser utilizada como um indicador da orientação do campo de esforços atuante durante a época de sua colocação. Muitos autores demonstram que esses corpos alojam-se na crosta perpendicularmente à direção do eixo de menor esforço, σ_3 (Anderson 1951, Pollard 1987, Zoback *et al.* 1989, Zoback 1992). Tchalenko (1970) e Geoffroy *et al.* (1993) demonstram que essa relação é válida tanto para esforços distensivos como para estruturas desenvolvidas sob regime de esforços transtrativos. Em casos de diques alojados sob vigência de esforços transcorrentes, a direção dos diques deve corresponder a um plano que contenha os eixos de esforços máximo e intermediário, σ_1 e σ_2 (Féraud *et al.* 1987).

No Brasil, muitos trabalhos vêm demonstrando a aplicabilidade de diques de rochas ígneas maficas e ultramáficas para a determinação de paleocampos de esforços (Riccomini 1995, Ferrari & Riccomini 1999, Ferrari 2001, Chiessi 2004, Riccomini *et al.* 2006, Tomba & Sato 2006).

4.3 – Juntas como indicadores tectônicos

Neste trabalho, o termo junta é utilizado para caracterizar uma fratura que não apresenta preenchimento ou indicação de movimento de blocos adjacentes (Hancock 1985). As juntas

são descontinuidades planares formadas pela ação dos campos de esforços regionais. Geralmente ocorrem na forma de superfícies paralelas ou subparalelas, compondo uma família de juntas; estas, por sua vez, organizam-se em duas ou mais famílias, entrecruzando-se e compondo sistemas de juntas.

Hodgson (1961) definiu como juntas sistemáticas as famílias de fraturas orientadas sistematicamente em uma mesma direção; enquanto juntas com orientações aleatórias e sem persistência suficiente para formar uma família constituiriam juntas não-sistêmáticas. Juntas não sistemáticas geralmente unem juntas sistemáticas adjacentes, formando ângulos de aproximadamente 90° sem truncar as fraturas sistemáticas, formando as chamadas *cross joints* (Hancock & Engelder 1989).

A caracterização de uma família de juntas em uma determinada região não implica necessariamente no paralelismo absoluto das fraturas; a manutenção aproximada de uma mesma relação angular entre as juntas é suficiente para a determinação de uma família. Caso a dispersão de um determinado conjunto de fraturas seja superior a 10° é possível que o conjunto seja formado por duas famílias com ângulo diedro reduzido ou por um espectro de juntas (Dunne & Hancock 1994).

Sistemas de juntas são considerados bons indicadores dos campos de esforços atuantes durante o momento de ruptura dos maciços rochosos (Hancock 1985, Hancock & Engelder 1989, Dunne & Hancock 1994, Caputo 1995). Muitos trabalhos demonstram uma boa correlação entre a determinação de paleocampos de esforços através da inversão de dados pareados de falhas/ estrias e através da análise de juntas (Caputo 1991, 1995).

Ensaios de rupturas utilizados em mecânica de rochas demonstram que as fraturas formadas em corpos de prova de materiais rochosos sujeitos à compressão triaxial orientam-se simetricamente aos eixos de tensões principais σ_1 , σ_2 , e σ_3 (Fig. 4.3-1). De uma maneira geral, três classes de fraturas podem ser formadas, cada uma com seu respectivo ângulo diedro (2θ): juntas de distensão ($2\theta < 10^\circ$); juntas conjugadas híbridas ($10^\circ \leq 2\theta < 50^\circ$); e juntas conjugadas de cisalhamento ($2\theta \geq 50^\circ$).

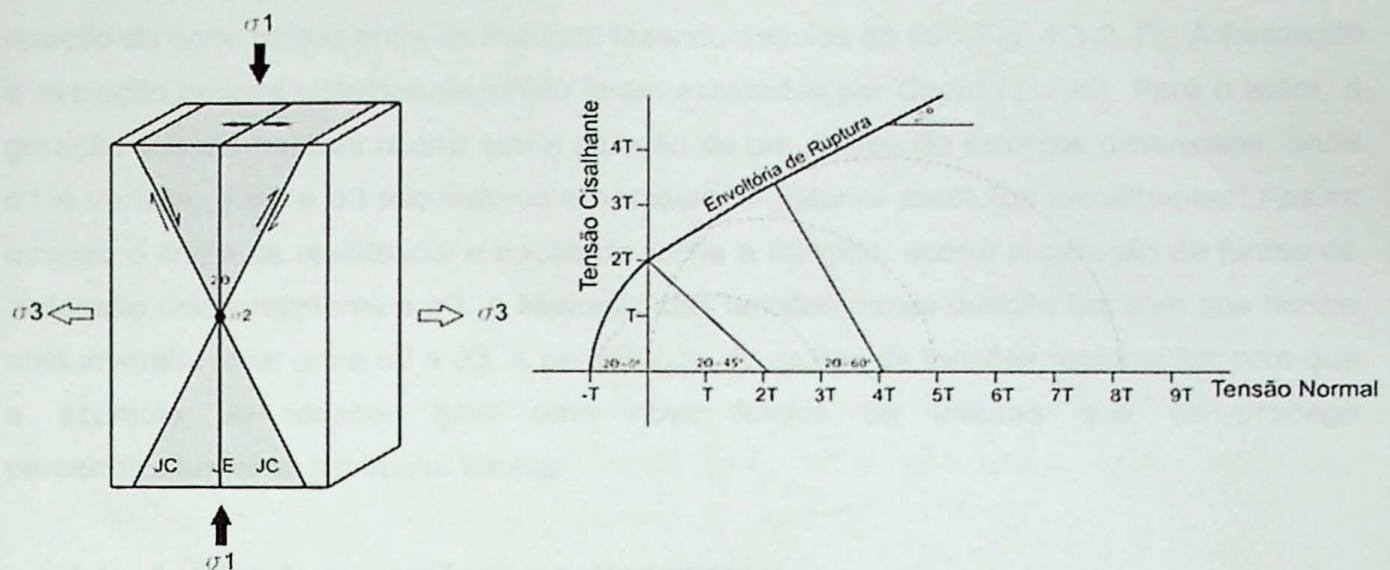


Figura 4.3-1 – Relações geométricas entre os eixos principais de tensões (σ_1 , σ_2 , e σ_3) e a formação de juntas de distensão (JE) e juntas de cisalhamento (JC) em um corpo de provas submetido a ensaio de compressão triaxial. Círculos de Mohr representando a envoltória de ruptura para as três classes de juntas principais com seus respectivos ângulos 2θ . Modificado de Hancock (1985).

Dessa forma, a análise de atitudes de famílias de juntas pré-selecionadas em campo, supostamente geradas sob um mesmo regime de esforços, permite estabelecer as direções dos esforços principais σ_1 , σ_2 , e σ_3 , responsáveis pela ruptura. Para juntas de distensão, σ_3 posiciona-se ortogonalmente à direção média das juntas (Fig. 4.3-2, A), enquanto σ_1 ou Sh_{max} tenderá a se posicionar paralelamente à direção das fraturas. Para juntas conjugadas, híbridas ou de cisalhamento, a direção de Sh_{max} (σ_1) coincide com a bissetriz do ângulo agudo determinado pela orientação média de cada família de juntas, e σ_3 localiza-se na bissetriz do ângulo obtuso (Fig. 4.3-2, C e D).

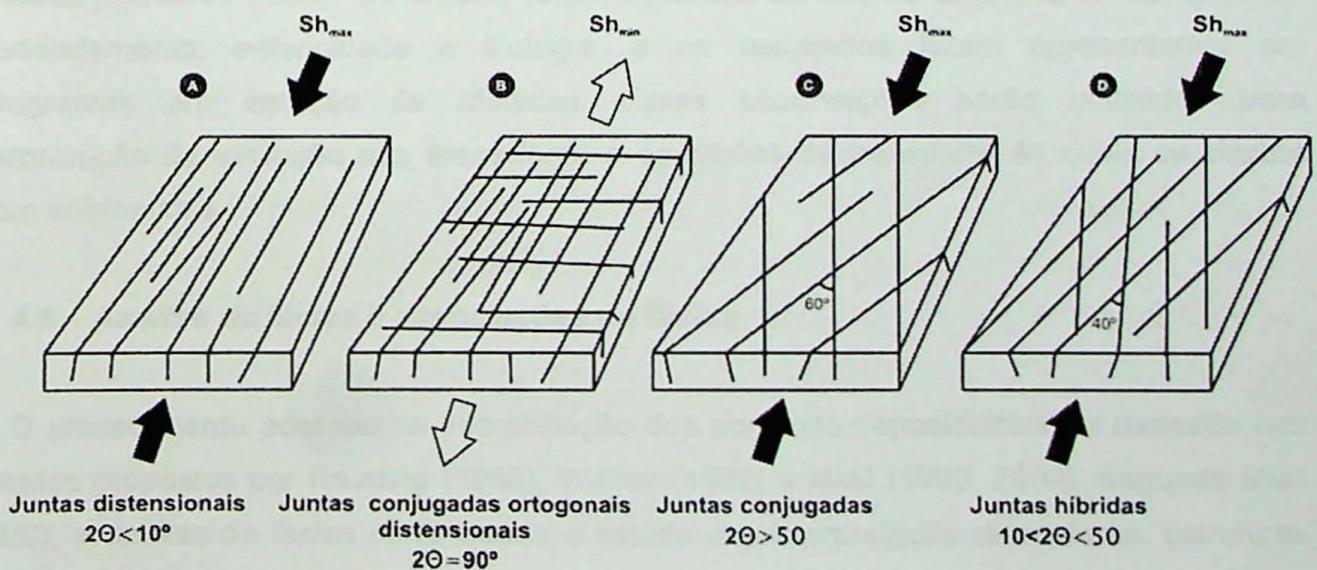


Figura 4.3-2 – Principais classes de juntas, relações geométricas típicas e respectivos intervalos de ângulo diedro (2θ). Modificado de Hancock (1985).

Juntas conjugadas ortogonais são famílias de juntas distensivas, onde ocorre uma relação de corte mútua entre as fraturas, fazendo ângulos de 90º (Fig. 4.3-2, B). A formação e evolução desses sistemas de juntas foram estudadas por Caputo (1995). Para o autor, a geração dessas fraturas ocorre sob a atuação de um campo de esforços distensivos, onde σ_1 é vertical, e σ_2 e σ_3 são trativos e apresentam valores absolutos semelhantes. Assim, quando o limite de resistência a tração da rocha é atingido, ocorre a geração de juntas de distensão ortogonalmente a σ_3 . A liberação das tensões nessa direção faz com que ocorra uma inversão local entre σ_2 e σ_3 . A persistência do campo de tensões regional faz com que o acúmulo de tensões gere uma nova família de fraturas que se propaga perpendicularmente à primeira família.

4.4 – Análise de proveniência e paleocorrentes

Visando a obtenção de informações paleogeográficas, como áreas-fonte de sedimentos, paleorelevos locais e regionais e sistemas deposicionais, foram realizados estudos de proveniência de clastos e paleocorrentes. Para a análise de paleocorrentes, foram preferencialmente utilizadas medidas do azimute de mergulho de estratificações cruzadas, acanaladas e tabulares, a partir do sentido do mergulho dos estratos; além de medidas de marcas onduladas assimétricas e laminações cruzadas, perpendiculares à crista, e com rumo no sentido de cimento do flanco curto, de acordo com Potter & Pettijohn (1977), Miall (1974, 1990). Os dados coletados estão apresentados na forma de diagramas de rosáceas confeccionados através do programa PALEOCOR 2.0 (Almeida 2001).

A análise de proveniência foi realizada em arenitos conglomeráticos e conglomerados, a partir da contagem de pelo menos 100 clastos maiores que 1cm, em cada estação de medidas (Fambrini 2004). Os clastos foram descritos de acordo com sua forma, grau de arredondamento, esfericidade e litologia, e os resultados foram apresentados em histogramas por estação de medidas. Essas observações serão utilizadas para interpretação da evolução das áreas-fonte e condições de transporte às quais os clastos foram submetidos.

4.5 – Análise de fácies e associações de fácies

O procedimento adotado na interpretação dos sistemas deposicionais foi baseado nos métodos propostos por Reading (1986), Walker (1992) e Miall (1990, 2000). Segundo Miall (2000), a análise de fácies compreende o estudo e a interpretação de texturas, estruturas sedimentares, fósseis e associações litológicas de rochas sedimentares em escala de afloramentos, testemunhos de sondagem ou pequenas porções de uma bacia. A análise de fácies consiste no agrupamento das litologias com estruturas semelhantes ou outras feições

características, representativas de processos particulares, de forma que, através da classificação, seja possível compreender a relação entre os vários tipos de depósitos e reconstituir as características dos ambientes deposicionais.

A interpretação dos processos sedimentares a partir da descrição de fácies e de associações de fácies é realizada através da comparação com descrições de depósitos atuais, naturais ou gerados em laboratório, com causas conhecidas. Na ausência desses, a comparação é feita com fácies semelhantes descritas em ambientes antigos, interpretados com segurança.

A partir do reconhecimento das fácies mais importantes de uma determinada unidade sedimentar, serão caracterizadas as associações de fácies recorrentes, representativas de processos geneticamente ou cronologicamente associados.

5 – TRABALHOS ANTERIORES

5.1 – *O Triássico no Rio Grande do Sul*

Desde o trabalho pioneiro de White (1908) as "Camadas Vermelhas do Rio do Rasto" que ocorriam na região de Santa Maria, porção central do Rio Grande do Sul, já eram conhecidas principalmente pela sua riqueza em fósseis de répteis. As camadas do Rio do Rasto corresponderiam à unidade basal da Série São Bento, com contatos concordantes com a Grês de São Bento, que por sua vez apresentava contatos concordantes com as "Rochas Eruptivas da Serra Geral", a parte inferior das "Camadas do Rio do Rasto" seria formada pelas "Camadas da Estrada Nova", de idade permiana.

A denominação de "Camadas de Santa Maria" foi proposta por Moraes Rego (1930) que dividiu a Série do Rio do Rasto de White, em "Camadas da Serrinha", na parte inferior e "Camadas de Santa Maria" na parte superior, diferenciando as unidades pela natureza de seus fósseis e pelo seu caráter litológico.

Von Huene & Stahlecker (1931) denominaram de Formação Rio do Rasto o pacote de sedimentos avermelhados compreendidos entre as Formações Estrada Nova e Botucatu.

Gordon Jr. (1947) apresenta uma nova classificação estratigráfica para o registro gondwânico da região sul do Brasil, modificando substancialmente a coluna proposta por White (1908) e autores subsequentes. Na concepção de Gordon Jr. (1947), a Série São Bento seria composta pelos Arenitos Caiuá (apenas no Estado do Paraná), pela Formação Serra Geral, pelos Arenitos Botucatu e pela Formação Santa Maria, de ocorrência restrita ao Rio Grande do Sul, excluindo as "Camadas Vermelhas do Rio do Rasto" e a Formação Estrada Nova, que passaram a constituir a Série Passa Dois, de idade permiana.

Beurlen *et al.* (1955) aplicaram a designação "Formação Santa Maria" para reunir o pacote sedimentar entre a Formação Estrada Nova e a Formação Botucatu.

Delaney & Goñi (1963) denominaram de Formação Rio Pardo o pacote de rochas sedimentares entre as formações Rio do Rasto e Botucatu, aflorantes na região da cidade de Rio Pardo. De maneira geral, a formação Rio Pardo corresponderia à Formação Santa Maria, de Gordon Jr. (1947).

Gamermann (1973) substitui a denominação Rio Pardo por Formação Rosário do Sul, alegando exposições mais extensas e contínuas na região da cidade homônima. Na concepção de Gamermann, a Formação Rosário do Sul seria formada por uma fácie fluvial, composta por arenitos finos, maciços, com estratificação cruzada acanalada e/ou tabular, sotoposta a uma fácie lacustre, composta predominantemente por pelitos laminados, ricos em fósseis de vertebrados, fácie essas compreendidas entre o Grupo Passa Dois e a Formação Botucatu. A fácie lacustre recebeu o nome de fácie Santa Maria, equivalente à Formação Santa Maria de Gordon Jr. (1947). Além disso, Gamermann (1973) considera a Formação Rosário do Sul de ocorrência restrita à porção gaúcha da Bacia do Paraná, sendo genética e temporalmente correlacionada à Formação Pirambóia que aflora no Estado de São Paulo, apresentando contato concordante com a Formação Botucatu. Por analogia, o autor concluiu que há uma relação idêntica entre as formações Rosário do Sul e Botucatu no Rio Grande do Sul.

Bortoluzzi (1974) apresenta uma nova coluna estratigráfica para o Mesozóico do Rio Grande do Sul, sugerindo a designação de Formação Rosário do Sul para os arenitos finos de origem fluvial, e Formação Santa Maria para os pelitos fossilíferos sobrejacentes. Na concepção do referido autor, a Formação Santa Maria seria constituída pela fácie Passo das Tropas (basal, areno-conglomerática, típica de ambiente deposicional fluvial) e a fácie Alemao, formada por pelitos vermelhos, fossilíferos, depositados em ambiente lacustre, equivalente à fácie Santa Maria de Gamermann (1973). Os depósitos de arenitos conglomeráticos e de conglomerados intercalados a siltitos com troncos fósseis, receberam a denominação de Membro Caturrita, correspondente ao topo da Formação Rosário do Sul na concepção de Gamermann (1973). Para Bortoluzzi (1974), o Membro Caturrita seria a base da formação Botucatu, e apresentaria idade jurássica baseada na existência de uma discordância entre o Membro Caturrita e a Formação Santa Maria, essa seguramente de idade triássica.

Jabur (1980) e Medeiros (1980) (*apud* Andreis *et al.* 1980) propuseram elevar o Membro Caturrita de Bortoluzzi (1974) à categoria de Formação, esclarecendo seu relacionamento com as formações Santa Maria e Botucatu.

Baseando-se principalmente na área de afloramentos, homogeneidade litológica e conteúdo paleontológico, Andreis *et al.* (1980) elevaram a Formação Rosário do Sul à categoria de grupo. O Grupo Rosário do Sul seria formado, da base para o topo, pelas formações Sanga do Cabral; Santa Maria, composta pelos membros Passo das Tropas

(inferior) e Alema (superior); e Formação Caturrita, incluída por apresentar semelhanças paleoambientais e fauna reptiliana típicos do período Triássico.

A Formação Sanga do Cabral corresponderia às formações Rio Pardo, de Delaney & Goñi (1963), e Rosário do Sul, de Bortoluzzi (1974), e seria constituída de arenitos vermelhos, grossos a finos, de composição arcossiana, com estratificação cruzada acanalada e tabular de médio porte, intercalados a pelitos laminados, de coloração esverdeada. O provável ambiente deposicional para essa associação litológica é de canais fluviais meandrantes, para a fácies de sedimentos arenosos, e de planície de inundação, para os pelitos laminados (Bortoluzzi 1974).

A Formação Santa Maria é descrita como essencialmente pelítica, sendo o Membro Passo das Tropas constituído por siltitos laminados, e o Membro Alema, por pelitos maciços e homogêneos com concreções carbonáticas e ricos em répteis fósseis. A associação faciológica descrita no Membro Passo das Tropas foi interpretada como produto de um ambiente fluvial meandrante com maior estabilidade dos paleocanais (Andreis *et al.* 1980). O Membro Alema constituiria a transição entre o sistema fluvial meandrante e planícies de inundação estáveis, com desenvolvimento de paleossolos (Andreis & Montardo 1980). A ausência de estruturas sedimentares e a presença de concreções carbonáticas levaram Andreis *et al.* (1980) a descartarem a interpretação de ambiente lacustre proposta por Gamermann (1973) e Bortoluzzi (1974), e concluírem por uma possível seqüência de paleoloess. Posteriormente, Faccini (1989) retoma a interpretação de um ambiente lacustre para o Membro Alema, baseando-se na ocorrência de estruturas de fluxos subaquosos em arenitos intercalados a pelitos.

Andreis *et al.* (1980) e Andreis & Montardo (1980) reconheceram vários níveis de paleossolos marcados por abundantes marcas de raízes. Os mesmos autores sugerem que a Formação Caturrita marca o retorno às condições fluviais de rios meandrantes encaixados em uma planície aluvial.

Faccini (1989) subdividiu o pacote mesozóico do Rio Grande do Sul em cinco seqüências deposicionais separadas por superfícies erosivas, onde o intervalo Permo-Triássico corresponde às quatro primeiras seqüências. As seqüências foram denominadas com base no intervalo de tempo em que a maior parte da sedimentação ocorreu, sendo: (I) Seqüência Eoscytiana; (II) Seqüência Landiniana-Eonoriana; (III) Seqüência Rética; (IV) Seqüência Neojurássica; (V) Seqüência Neocomiana. O autor individualiza o topo da Formação Caturrita (Seqüência III) formado por arenitos fluviais ricos em troncos fósseis como uma nova unidade litoestratigráfica e sugere provisoriamente a denominação de Arenito Mata.

Milani (1997) subdividiu o registro estratigráfico da Bacia do Paraná entre o Neordoviciano e o Neocretáceo em seis superseqüências: Rio Ivaí (Ordoviciano – Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Neocarbonífero – Eotriássico), Gondwana II

(NeoTriássico), Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). A coluna estratigráfica proposta por Milani (2004) para a Bacia do Paraná coloca as formações Pirambóia, Rio do Rasto e Sanga do Cabral no limite entre o Permiano e o Triássico e individualiza a formação Santa Maria, na supersequência Gondwana II considerada pelo autor de idade Meso a Neotriássico.

Uma comparação entre as seqüências definidas por Faccini (1989) e a proposta estratigráfica de Andreis *et al.* (1980) para o Permo-Triássico é apresentada por Scherer *et al.* (2000), observando a seguinte equivalência:

Seqüência I – corresponde às formações Sanga do Cabral e Rio do Rasto, no intervalo Tatariano-Eoscítano.

Seqüência II – corresponde à Formação Santa Maria e à base da Formação Caturrita, depositada no intervalo Landiniano-Eonoriano.

Seqüência III – equivale ao topo da Formação Caturrita, Andar Rético.

Seqüência IV – equivale aos arenitos da Formação Guará, com idade entre o Jurássico e o Cretáceo.

Lavina & Scherer (1997) descrevem a passagem de uma sucessão de fácies lacustres, eólicas e fluviais interdigitadas, típicas da Formação Rio do Rasto, para arenitos predominantemente eólicos, tradicionalmente incorporados à metade inferior da Formação Sanga do Cabral. Em trabalho anterior, Lavina & Faccini (1993) propuseram a designação de Formação Pirambóia para tal pacote predominantemente eólico, de acordo com a definição proposta por Soares (1975), restringindo a Formação Sanga do Cabral aos sedimentos fluviais sotopostos. Dessa forma, os autores consideraram as formações Rio do Rasto e Sanga do Cabral como variações verticais e laterais de fácies sedimentares, com contatos discordantes com a Formação Pirambóia. Essa concepção gera uma incompatibilidade com a coluna estratigráfica da Bacia do Paraná observada nos estados de São Paulo e Paraná, onde a formação Pirambóia é tradicionalmente atribuída ao Triássico (Soares, 1975). Soares & Assine (1992) chegam a propor uma cronocorrelação entre as formações Pirambóia, Santa Maria e Caturrita. Segundo Assine *et al.* (2004), a ausência de uma idade segura para a Formação Pirambóia e a falta de continuidade física das unidades do Grupo Rosário do Sul tornam a questão ainda não solucionada.

Scherer & Lavina (1997) observaram que, na região oeste do Rio Grande do Sul, as formações Santa Maria, Caturrita e o Arenito Mata não estão presentes entre as formações Sanga do Cabral e Botucatu, ocorrendo em seu lugar “um espesso pacote de quartzo-arenitos brancos” designados pelos autores de Formação Guará. Baseando-se na assembléia fossilífera da Formação Taquarembó do Uruguai, considerada pelos autores como equivalente lateral à Formação Guará, atribuíram à unidade do Rio Grande do Sul uma idade Juro-Cretácea.

Soares *et al.* (2006) apresentam uma revisão sobre o registro estratigráfico da Bacia do Paraná, do final do Permiano ao Jurássico. Baseando-se em dados de poços exploratórios e afloramentos, os autores propõem uma correlação entre os depósitos eólico-fluviais das formações Guará, Santa Maria e Pirambóia, atribuindo uma idade entre o Triássico e início do Jurássico para essas unidades.

A coluna estratigráfica parcialmente adotada nesse trabalho para o registro geológico triássico do Rio Grande do Sul está representada na figura 5.1-1, baseada na síntese sobre o Mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul feita por Scherer *et al.* (2000) e nas considerações apresentadas em Soares *et al.* (2006).

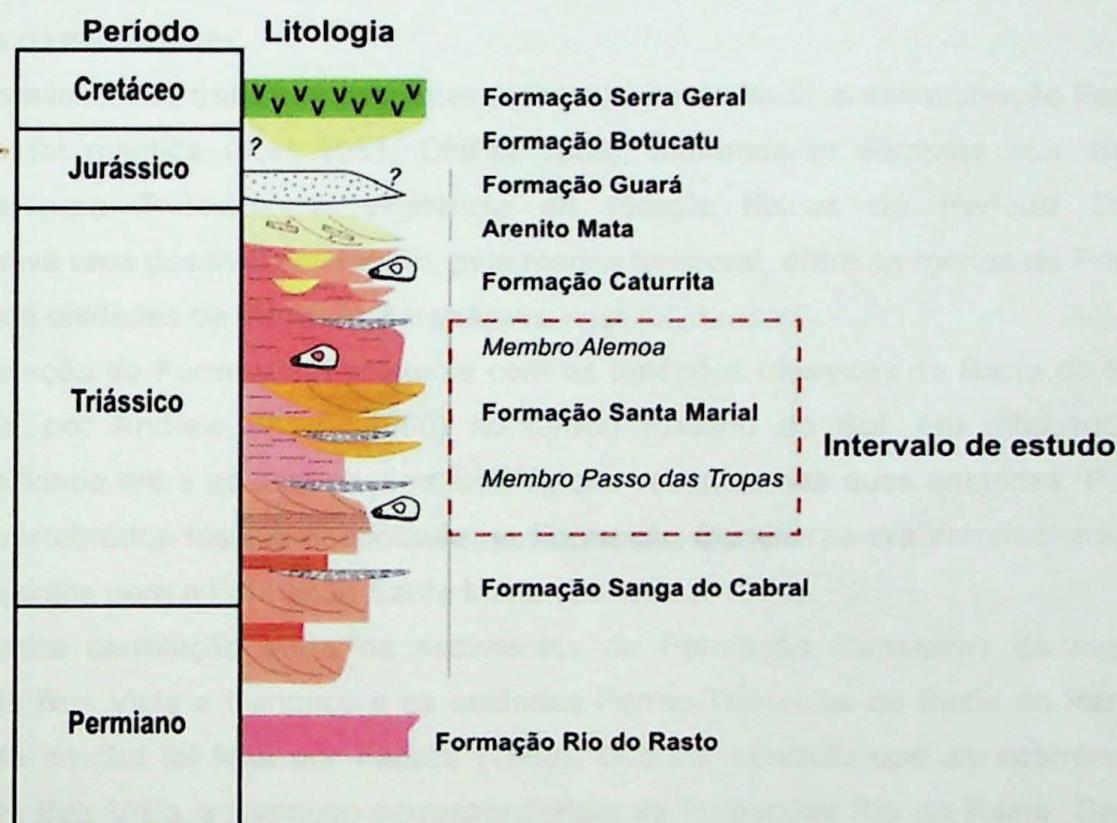


Figura 5.1-1 –Coluna Estratigráfica do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul, com o intervalo estratigráfico da área de estudo. Modificado de Faccini (2000).

5.2 – As coberturas triássicas isoladas no Alto do Rio Grande

Durante muito tempo, as ocorrências isoladas de rochas sedimentares em terrenos pré-cambrianos do Rio Grande Sul foram consideradas como uma unidade litoestratigráfica independente, denominada de Formação Caneleiras (Tessari & Picada 1966).

Em sua proposta original, a Formação Caneleiras reunia as coberturas sedimentares que ocorrem a sul do município de Encruzilhada do Sul. Essas ocorrências foram anteriormente referidas por Leinz (1945) como pertencentes à Série Camaquã, originalmente definida por Carvalho (1932).

Baseados nas relações estruturais observadas em campo, Tessari & Picada (1966) atribuíram uma idade Devoniana para a Formação Caneleiras, e eliminaram uma possível relação com as unidades do Grupo Camaquã [redefinição da Série Camaquã por Robertson (1966)], e com a porção basal do Grupo Itararé.

Estudos palinológicos realizados por Daemon *et al.* (1980) indicaram que rochas mapeadas como Formação Caneleiras, na região do Cerro Partido, apresentavam paleopólens correspondentes ao Permiano Superior (Kanzaniano), sendo correlacionáveis à Formação Palermo, do Grupo Guatá, Bacia do Paraná.

A descoberta de fósseis do réptil *Scaphonix fisheri*, por alunos de mapeamento geológico da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, em 1977, em afloramentos da Formação Caneleiras, na ocorrência do Passo da Campina, refutou completamente a idade Devoniana dessa unidade.

Mesmo assim, nos trabalhos seguintes à descoberta do fóssil, a denominação Formação Caneleiras foi mantida (Jost 1981, DNPM 1989), alterando-se somente sua idade de Devoniana para Triássica. A existência de fósseis típicos do Período Triássico proporcionava uma possível correlação, pelo menos temporal, entre as rochas da Formação Caneleiras e unidades da Bacia do Paraná.

A correlação da Formação Caneleiras com as unidades triássicas da Bacia do Paraná, formalizada por Andreis *et al.* (1980) no Grupo Rosário do Sul, era dificultada pela incompatibilidade entre as associações faciológicas descritas nas duas unidades. Porém, a fauna de vertebrados fósseis encontrada na Formação Caneleiras era correlacionável aos fósseis descritos para a Formação Santa Maria (Bortoluzzi 1974).

A primeira correlação entre os sedimentos da Formação Caneleiras da região de Santana da Boa Vista e Canguçu e as unidades Permo-Triássicas da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul foi feita por Faccini (1989). O autor concluiu que as ocorrências de Santana da Boa Vista e Canguçu corresponderiam às formações Rio do Rasto, Sanga do Cabral e Santa Maria. Posteriormente, Faccini *et al.* (1990) propõem uma correlação direta destas exposições com a Formação Santa Maria, membros Passo das Tropas e Alemao, baseando-se principalmente nas associações de fácies e nas assembléias fossilíferas encontradas. No mesmo trabalho, os autores posicionam a Formação Santa Maria nos Andares Landiniano e Carniano do Triássico e apontam que a denominação Formação Caneleiras deve ser abandonada, passando-se a utilizar as denominações formais e consagradas de suas unidades correlatas da Bacia do Paraná. Essa proposta é seguida por outros autores, e outras ocorrências isoladas passam a ser correlacionadas com as unidades da Bacia do Paraná (Weschenfelder *et al.* 1993, Menegat & Scherer 1993, Festenseifer *et al.* 1994, Canale *et al.* 1996).

A existência de rochas vulcânicas associadas à Formação Caneleiras na região de Piratini levou Pimentel *et al.* (1990) a reconhecerem a correlação com a Formação Santa

Maria e Rio do Rasto, mas mantiveram a denominação Caneleiras, por entenderem haver uma relação genética entre as rochas vulcânicas e as formações sedimentares. Figueiro *et al.* (1996), estudando as rochas vulcânicas da região de Canguçu, identificaram a existência de pelo menos dois derrames, um de afinidade básica e outro de caráter intermediário, agrupando as ocorrências de rochas vulcânicas em uma nova unidade litoestratigráfica: a Formação Passo das Carretas. Idades K/Ar obtidas pelos autores indicaram valores entre 137Ma para os litotipos básicos e 126Ma para litotipos de afinidade alcalina.

Ketzer (1997) apresentou o mais detalhado trabalho sobre as unidades gondwânicas preservadas sobre o Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul, na região compreendida entre as localidades de Encruzilhada do Sul, Santana da Boa Vista, Canguçu e Amaral Ferrador. As ocorrências de rochas triássicas e cretáceas foram denominadas Cerro Partido, Delfino, Gráben Amaral Ferrador, Boa Vista, Tabuleiro e Gráben do Arroio Moirão. Através de um enfoque baseado na Estratigrafia de Seqüências, o autor individualizou cinco unidades cronoestratigráficas limitadas por discordâncias regionais:

Seqüência Permiana – equivalente ao Grupo Itararé e às formações Rio Bonito e Palermo, do Grupo Passa Dois;

Seqüência I – equivalente à porção superior da Formação Sanga do Cabral depositada durante o Eo-Triássico;

Seqüência II – correspondente à Formação Santa Maria, depositada durante o intervalo Meso a Neo-Triássico;

Seqüência IV – correspondente às rochas vulcânicas da Formação Passo das Carretas do Eo-Cretáceo;

Seqüência Cretáceo-Terciária – correspondente a rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e a depósitos coluvionares indiscriminados.

Segundo Ketzer (1997) nas localidades dos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador, afloram sedimentos correlacionáveis com as Formações Sanga do Cabral e Santa Maria (membros Passo das Tropas e Alemao). O autor individualiza duas associações de fácies: associação de fácies aluviais e associação de fácies lacustres na Formação Sanga do Cabral. A partir dessas associações de fácies o autor interpreta dois ambientes deposicionais, um predominantemente aluvial e outro lacustre. Para o autor os depósitos correspondentes ao topo da Formação Sanga do Cabral, observados nas ocorrências sobre o escudo teriam se depositado em um delta formado pela chegada de rios efêmeros em um lago.

Para a Formação Santa Maria (membros Passo das Tropas e Alemao), Ketzer (1997) separou outras duas associações de fácies: uma fluvial, correspondente ao Membro Passo das Tropas e a outra predominantemente lacustre correspondente ao Membro Alemao. Para o autor, o Membro Passo das Tropas teria se depositado em uma ambiente fluvial do tipo

braided, enquanto o Membro Alemaoa teria se depositado em um ambiente lacustre com correntes de turbidez.

O autor considera que, durante a deposição da Seqüência Permiana, a região centro-sul do Rio Grande do Sul tenha se comportado como uma região elevada. Durante o Triássico, esta região apresentava-se rebaixada, permitindo a deposição das Seqüências I e II. A inexistência de sedimentos jurássicos representa um hiato cronoestratigráfico, sendo que a deposição é retomada a partir do Eo-Cretáceo, com a Seqüência IV, e, posteriormente, com a Seqüência Cretáceo-Terciária, na qual a deposição ocorreu em grábens restritos, formados sobre as rochas pré-cambrianas. A preservação dessas unidades ocorreu através da reativação de zonas de falhas provavelmente relacionadas à Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu.

5.3 – Tectônica Permo-Triássica na Bacia do Paraná

Embora muitos autores considerem a passagem entre o Permiano e o Triássico como um período de quiescência tectônica na Bacia do Paraná (e.g. Zalán *et al.* 1991, Almeida & Carneiro 2004), vários trabalhos, nos últimos anos, vêm demonstrando evidências diretas de atividade tectônica sinsedimentar durante esse período. A maior parte dos trabalhos está restrita às regiões de borda da bacia, principalmente nos Estados de São Paulo e Paraná.

Riccomini *et al.* (1992) apresentam a primeira evidência direta de tectonismo sinsedimentar no Neopermiano da Bacia do Paraná. Nesse estudo, os autores descrevem a ocorrência de enxame de diques clásticos intrudidos em sedimentos da Formação Corumbataí, na região de Ipeúna (SP), como produtos de liquefação de areias durante abalos sísmicos.

Chamani *et al.* (1992) descrevem uma gama de estruturas deformacionais sismicamente induzidas, incluindo falhas sinsedimentares, em arenitos eólicos da Formação Pirambóia, na região entre Rio Claro e Charqueada, Estado de São Paulo.

Posteriormente, Riccomini (1995) utiliza os enxames de diques clásticos e as estruturas descritas por Chamani *et al.* (1992) como indicadores de paleocampos de esforços, determinando a direção NE-SW como a orientação do eixo de tensões horizontal máximo (Sh_{max} ou σ_1), enquanto a direção NW-SE corresponderia à orientação do eixo de tensões horizontal mínimo (Sh_{min} ou σ_3), durante a geração dessas estruturas. O autor interpreta esse campo de esforços como decorrente dos esforços precursores da ruptura do Gondwana.

Baseando-se na distribuição geográfica de estruturas geradas por abalos sísmicos sindepositionais, descritas entre os estados do Paraná e São Paulo, Riccomini *et al.* (2005), Turra (2005) e Turra *et al.* (2006), sugerem que o alinhamento NE das ocorrências descritas é coincidente com a projeção da Zona de Cisalhamento de Jacutinga sob a Bacia do

Paraná, relacionando as estruturas a possíveis reativações dessa zona de falha, ao longo do intervalo Neopermiano – Eotriássico. O campo de tensões deduzido a partir dessas estruturas indicam uma variação de NNW-SSE a NE-SW para o esforço horizontal máximo (Sh_{max} ou σ_1). Para os autores, a reativação anti-horária da Zona de Cisalhamento Jacutinga teria sido causada pela propagação intraplaca de tensões relacionadas à convergência ao longo da borda sul do Gondwana oriental durante o evento orogênico Cabo-La Ventana, definido por Ramos (1988).

Rostirolla *et al.* (2000), estudando o domo de Quatiguá, no Estado do Paraná, relacionam uma das fases de evolução dessa estrutura a eventos de reativação tectônica de falhas do embasamento da Bacia do Paraná durante o limite Permo-Triássico. A reativação dessas estruturas também teria sido causada pela propagação intraplaca dos esforços gerados durante o evento orogênico Cabo-La Ventana, definido por Ramos (1988), Tankard *et al.* (1996). Mais uma vez, a reativação sinistral da Zona de Cisalhamento Jacutinga é considerada como causadora da deformação rúptil observada em unidades correspondentes ao intervalo Permo-Triássico.

Ainda no Estado do Paraná, na região entre Ortigueira e Mauá da Serra, Strugale (2002) descreve a ocorrência de estruturas tectônicas sinsedimentares na Formação Rio do Rasto (de idade neopermiana-eotriássica, segundo o autor). O autor separou as estruturas observadas em compressivas e distensivas e observou um campo de tensões compatível para a geração dessas feições, onde o eixo de tensões horizontal máximo (Sh_{max} ou σ_1) estaria orientado na direção NNE-SSW. O autor também interpreta essas estruturas como produtos dos esforços gerados pelo evento orogênico Cabo-La Ventana.

Na região de Rio do Sul, no Estado de Santa Catarina, Rostirolla *et al.* (2003) descrevem a ocorrência de deformações rúpteis em sedimentos dos grupos Guatá (Neopermiano) e Passa Dois (Neopermiano-Triássico) da Bacia do Paraná. Os autores relacionam as famílias de fraturas observadas ao campo de esforços intraplaca gerado pela propagação de esforços compressivos atuantes na borda oriental do Gondwana durante a orogenia Cabo-La Ventana.

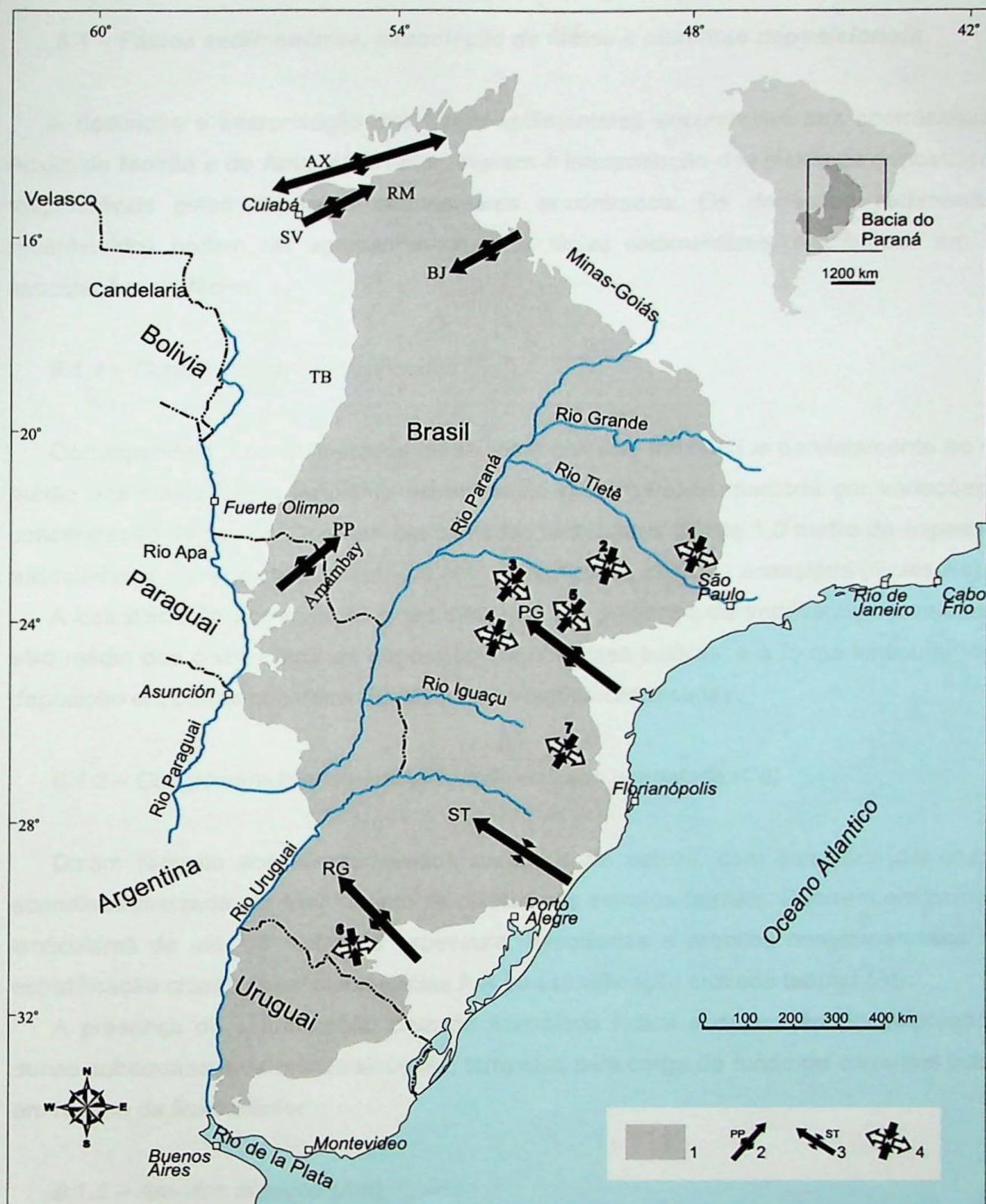
Cobbold *et al.* (1992) descrevem a ocorrência de falhas normais, reversas e transcorrentes – com predomínio das duas primeiras classes – em sedimentos Permo-Triássicos da Bacia do Paraná, nas regiões adjacentes aos arcos de Ponta Grossa, no Estado do Paraná, e de Rio Grande, no Estado do Rio Grande do Sul. Os autores indicam a ocorrência de uma compressão NE-SW e distensão NW-SE, para a região do Arco de Ponta Grossa; e uma compressão NNW-SSE com distensão NE-SW, na região do Arco de Rio Grande.

Milani (1992), através da interpretação de seções sísmicas, descreve a existência de estruturas em flor positiva afetando sedimentos permo-triássicos na porção central da Bacia do Paraná. O autor interpretou essas estruturas como uma reativação transpressiva de

falhas do embasamento devido aos esforços compressivos decorrentes da orogenia Cabo-La Ventana.

Desta forma, uma considerável quantidade de dados estruturais revelam eventos de reativação de falhas intraplaca que afetaram depósitos neopermianos e eotriássicos da Bacia do Paraná. A origem dessas estruturas é quase sempre atribuída aos efeitos da propagação de tensões geradas pela orogenia Cabo-La Ventana, ocorrida nesse intervalo de tempo 260 – 282Ma (Cobbold *et al* 1991).

A figura 5.3-1 apresenta uma compilação dos campos de tensões determinados por vários autores como correspondentes ao intervalo Permo-Triássico nas unidades da Bacia do Paraná



1 - Bacia do Paraná; 2 - Eixos dos grandes arcos regionais: AX - Alto Xingu, SV - São Vicente, BJ - Bom Jardim de Goiás, PG - Ponta Grossa, RG - Rio Grande, PP - Ponta Porã; 3 - Sinclinal de Torres; 4 - Setas pretas indicam a direção do esforço horizontal máximo (SH_{max}), setas brancas indicam a direção do esforço horizontal mínimo (SH_{min}).

Figura 5.3-1 - Distribuição espacial dos paleocampos de tensões determinados para o Permo-Triássico da Bacia do Paraná. Dados de paleotensões compilados de : 1 - Riccomini et al. (2005), 2 - Turra (2005) e Turra et al. (2005, 2006), 3 - Rostirolla et al (2000), 4 - Strugale (2002), 5 e 6 - Cobbold et al. (1992) e 7 - Rostirolla et al. (2003). Modificado de Riccomini et al. 2005.

6 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 – Fácies sedimentares, associação de fácies e sistemas deposicionais

A descrição e interpretação das fácies sedimentares encontradas nas ocorrências do Arroio do Moirão e de Amaral Ferrador levaram à interpretação dos sistemas deposicionais responsáveis pelos depósitos sedimentares encontrados. Os depósitos sedimentares reconhecidos podem ser agrupados em onze fácies sedimentares, distribuídas em três associações de fácies.

6.1.1 – Conglomerados estratificados (Ce)

Correspondem a conglomerados de seixos a calhaus, imbricados paralelamente ao eixo médio dos clastos, com incipiente estratificação plano-paralela marcada por variações na concentração de seixos. Ocorrem em camadas lenticulares de até 1,0 metro de espessura, associadas a arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada (fácie Aa).

A estratificação por variação granulométrica e a presença de imbricações paralelas ao eixo médio dos clastos indicam deposição em correntes trativas, e a forma lenticular indica deposição em barras conglomeráticas ou escavações canalizadas.

6.1.2 – Conglomerados com estratificação cruzada acanalada (Ca)

Dizem respeito aos conglomerados arenosos de seixos, com estratificação cruzada acanalada marcada por alinhamento de clastos nos estratos frontais. Ocorrem em camadas lenticulares de até 1,5 metro de espessura, associadas a arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada (fácie Aa) ou estratificação cruzada tabular (At).

A presença de estratificação cruzada acanalada indica a deposição por migração de dunas subaquáticas de cristas sinuosas, formadas pela carga de fundo de correntes trativas em regime de fluxo inferior.

6.1.3 – Arenitos maciços (Am)

São arenitos arcoseanos médios a grossos, de coloração amarelada e estrutura maciça, com abundantes intraclastos e fragmentos de ossos fósseis (Fig. 6.1-1, A), além de grânulos e seixos esparsos (Fig. 6.1-2, A e B). As camadas são aparentemente tabulares, com alguns decímetros de espessura, localmente limitadas por películas milimétricas e descontínuas de argila, e empilham-se em séries de até 2 metros de espessura, associadas a arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (fácie Afc), arenitos finos com laminação plano-paralela

por vezes com icnofósseis de invertebrados (fácie Afl), arenitos com marcas de raízes (fácie Ar) e pelitos laminados (fácie Pl).

Diferentemente da fácie Ar, na qual a estrutura maciça é claramente decorrente de obliteração por intensa bioturbação, o caráter maciço da fácie Am parece refletir um processo sedimentar, provavelmente fluxo gravitacional não coesivo, subaquático (como denota a associação com fácies subaquáticas).

6.1.4 – Arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa)

Correspondem aos arenitos arcoseanos grossos com seixos esparsos, coloração branca, localmente rósea, com estratificação cruzada acanalada (Fig. 6.1-2, C). Ocorrem em corpos de geometria lenticular com até 2,0 metros de espessura. Nas secções descritas, a fácie Aa ocorre sempre associada a fácies arenosas grossas e/ou conglomeráticas (fácie Ce, Ca, e Am).

A fácie Aa é interpretada como depósitos de migração de dunas subaquáticas de cristas sinuosas, geradas por correntes trativas em regime de fluxo inferior.

6.1.5 – Arenitos grossos com estratificação cruzada tabular (At)

Englobam os arenitos arcoseanos grossos com seixos esparsos, coloração avermelhada, com estratificação cruzada tabular de baixo a médio ângulo (Fig. 6.1-2, D). Ocorrem organizados em repetidas séries de camadas métricas, associadas a camadas lenticulares de arenitos médios com cruzada acanalada (fácie Aa).

A fácie At é interpretada como produto da migração de dunas subaquáticas de cristas retas, por correntes trativas em regime de fluxo inferior.

6.1.6 – Arenitos finos a médios com laminação plano-paralela (Afl)

Essa denominação aplica-se aos arenitos arcoseanos de granulometria fina a média, micáceos, com laminação plano-paralela e coloração avermelhada (Fig. 6.1-2, D, E, e F). Por vezes apresentam bioturbações por invertebrados (Fig. 6.1-1, B), na forma de tubos sinuosos e descontínuos, paralelos à estratificação. Ocorrem organizados em camadas tabulares com até 2,0 m de espessura. Geralmente ocorrem associados à fácie pelíticas (Pl), arenosas finas (Afc) ou arenosas grossas (Aa) até conglomeráticas (Ca).

A gênese de tal fácie está relacionada a depósitos de leito plano em correntes subaquáticas, possivelmente em regime de fluxo inferior.

6.1.7 – Arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (Afc)

Dizem respeito a arenitos arcoseanos de granulometria fina com laminação cruzada cavalgante. Apresentam coloração avermelhada, e por vezes são muitos ricos em fragmentos de ossos fósseis. Ocorrem em séries centimétricas, organizadas em camadas tabulares com até 2,5 m de espessura, geralmente associada às fácies Afl e Pl.

Esses depósitos são interpretados como deposição simultânea por tração e suspensão, causada por perda da capacidade de transporte de correntes aquáticas.

6.1.8 – Pelitos laminados (Pl)

Correspondem a pelitos castanho-escuros de granulometria variando de argila a silte, com laminação plano-paralela (Fig. 6.1-2, F). Ocorrem organizados em camadas tabulares com espessura entre 10cm e 1,0m. Geralmente, estão associados às fácies Afl e Afc.

Esses depósitos são interpretados como produtos de deposição por decantação de partículas finas em suspensão.

6.1.9 – Arenitos finos com marcas de raízes (Ar)

São representados por arenitos finos a médios, com laminação plano-paralela ou cruzada, freqüentemente obliterada pela bioturbação, tornando-se maciços (Fig. 6.1-2, G). A bioturbação, ressaltada por cimentação carbonática, é causada por raízes de plantas, preservadas como estruturas verticais de até 15cm de comprimento e poucos milímetros de largura, com ramificações para baixo, ou como cortes de variadas direções de raízes maiores, aflorando como anéis de até 0,8cm (Fig. 6.1-2, G).

Ocorre em associação com as fáceis Afc, Afl e Pl, organizada em camadas de até 1m de espessura. Geralmente as marcas de raízes estão concentradas nos primeiros 30cm da camada.

Esta fácie é interpretada como resultado de colonização por plantas de áreas periodicamente inundadas.

6.1.10 – Arenitos finos com marcas onduladas (Ao)

Correspondem a arenitos finos avermelhados, arcoseanos, com marcas onduladas assimétricas de cristas retilíneas a levemente sinuosas, com comprimento de onda de até 5cm e amplitude de até 0,7cm, por vezes com interferência entre marcas onduladas de diferentes direções (Fig. 6.1-2, H).



Figura 6.1-1 - Fácies Sedimentares observadas na área de estudo. A - Arenitos maciços com fragmentos de ossos fósseis (Am), B - Arenitos com laminação plano-paralela com marcas de bioturbações produzidas por invertebrados (Afl), C - Arenitos com laminação cruzada translatente (Alt).

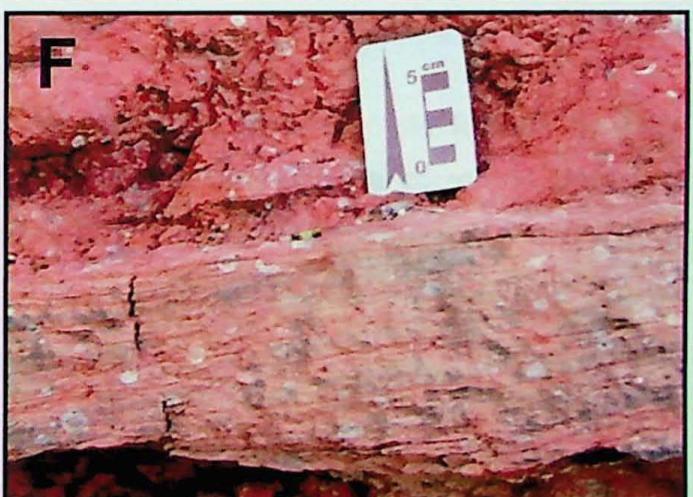
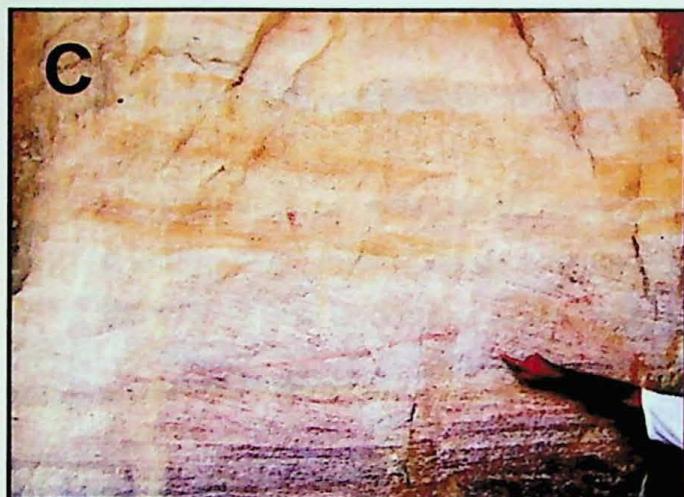
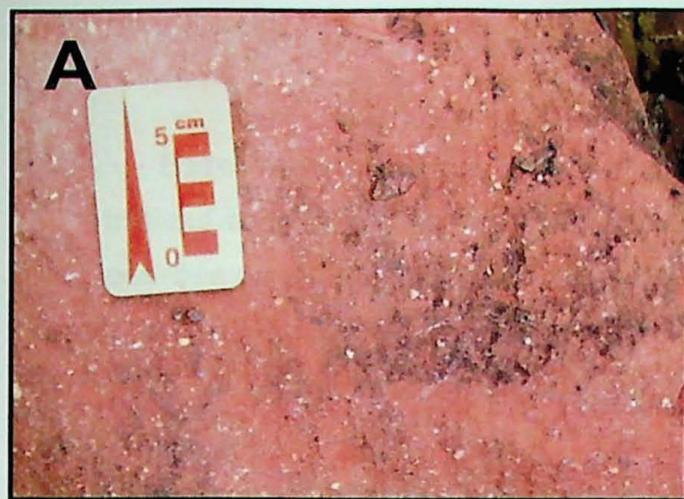


Figura 6.1-2 - Fácies Sedimentares observadas na área de estudo. A e B - Arenitos Maciços (Am), C - Arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa), D - Arenitos com estratificação cruzada tabular (At) cobertos por arenitos com laminação plano-paralela (Afl), E - Arenitos com laminação plano paralela (Afl), observar convolução na laminação por fluidização. F - Arenitos com laminação plano-paralela cobertos por pelitos laminados (Pl), G - Arenitos finos com marcas de raízes (Ar), H - Arenitos com marcas onduladas (Ao).

Esses arenitos estão relacionados a formas de leito preservadas, geradas por correntes trativas em regime de fluxo inferior, provavelmente em águas rasas, como sugerido pelos padrões de interferência.

6.1.11 – Arenitos com laminação cruzada translatente (Alt)

Englobam arenitos finos, bem selecionados, com laminação plano-paralela e laminação cruzada tabular de baixo ângulo (Fig. 6.1-1, C), marcada por concentrações de grãos pouco mais grossos, semelhante às laminações cruzadas translatentes descritas por Hunter (1977, 1981).

Interpreta-se esta fácie como resultado de migração de marcas onduladas eólicas (Hunter 1977, 1981), sendo a laminação marcada por planos de cavalgamento de pequenas formas de leito e, portanto, com cimento contrário à direção de migração da forma.

6.2 – Associações de fácies

6.2.1 – Associação de fácies de canais fluviais

As fácies Ce, Ca, Aa e At (Fig. 6.2-1) são formadas por migração de formas de leito (carga de fundo) devido a correntes trativas, e indicam a presença de correntes perenes, relativamente profundas (pela espessura das séries de até 1m). Freqüentemente, associam-se vertical e lateralmente, sem alternância de alta freqüência, às fácies de decantação ou exposição subaérea.

Apesar das dimensões dos afloramentos estudados não permitirem a observação de geometrias canalizadas, a presença de superfícies erosivas na base destas fácies sugere tratar-se de uma associação de fácies de canais fluviais. Também devido às reduzidas dimensões dos afloramentos, não puderam ser observadas macroformas indicadoras do estilo fluvial (meandrante, entrelaçado ou anastomosado). Porém, a estreita relação das fácies de canais com as fácies de planícies de inundação e de lobos de rompimento de diques marginais, descritas abaixo, também sugere que canais fluviais são o provável ambiente deposicional dessa associação de fácies.

6.2.2 – Associação de fácies de lobos de rompimento de dique marginais

A freqüente associação das fácies Am, Afl, Afc, Pl e Ar indica alternância de processos episódicos de correntes trativas com aporte de areia, decantação e colonização por vegetação subaérea. O aporte de areia é registrado tanto por fácies de fluxos gravitacionais não coesivos subaquáticos (Am) quanto por correntes trativas em desaceleração (Afc).

Fácies de correntes trativas em leito plano (Afl) freqüentemente apresentam icnofósseis de invertebrados, indicando interrupção do aporte e retrabalhamento por fauna detritívora oportunista. Fácies de decantação (Pl) muitas vezes capeiam ciclos granodecrescentes, indicando desaceleração e estagnação do aporte. Todas essas características sugerem um contexto de lobos de rompimento de diques marginais adentrando planícies de inundação fluvial, e caracterizam um compartimento de um sistema fluvial meandrante. As figuras 6.2-1, 6.2-2 e 6.2-3 apresentam seções colunares típicas dessa associação.

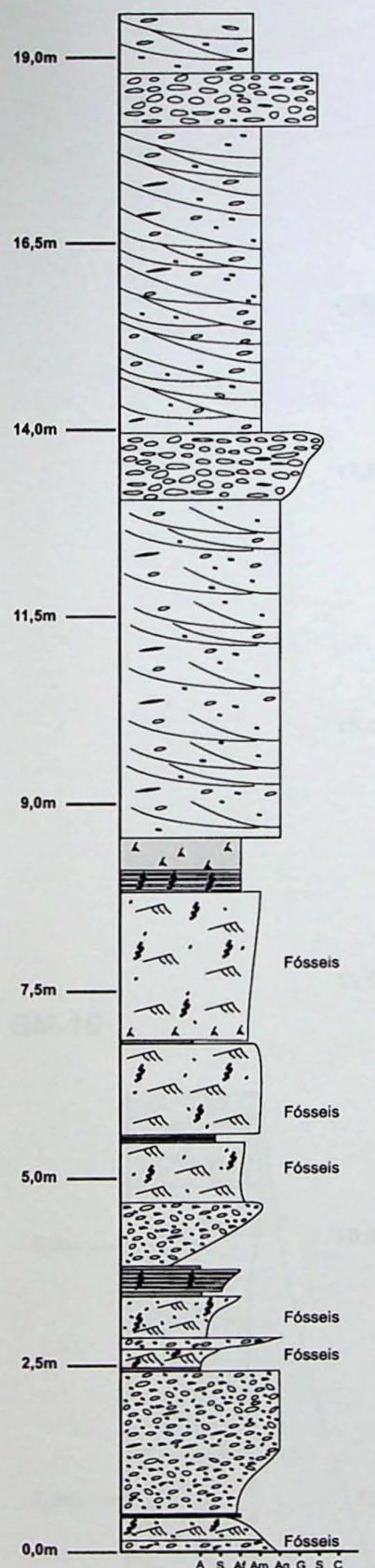
6.2.3 – Associação de fácies de planícies de inundação

Uma associação amplamente dominada pela fácie Pl, com ocorrência subordinada às fácies Afl, Afc e Ar (Fig. 6.2-1, 6.2-2 e 6.2-3), é verificada em grandes áreas do Gráben de Amaral Ferrador e, com menor freqüência, no Gráben do Moirão. Esta associação indica o predomínio de decantação, interrompida por correntes trativas episódicas relacionadas ao aporte de areia. Uma interpretação possível para a presença desta associação de fácie é a de deposição em ambiente lacustre. Porém, sua passagem lateral para as associações de fácies de canal fluvial e de lobo de rompimento de dique marginal sugere um contexto de planície de inundação fluvial, não se descartando a possibilidade da existência de pequenos lagos de meandros abandonados.

6.2.4 – Associação de fácies de lençol de areias eólicas

Uma última associação de fácie caracteriza-se pela ocorrência de camadas tabulares de arenitos finos bem selecionados, com laminações plano-paralela e cruzada translante (fácie Alt), e, localmente, com marcas onduladas subaquáticas (fácie Ao). Esta associação ocorre de forma muito restrita, relacionada à associação de canais fluviais (Fig. 6.2-3, GM-41). Nela predominam fácies eólicas, porém sem a formação de estratificação cruzada por migração de dunas, mas apenas pelo estabelecimento de lençóis de areias eólicas. A ocorrência de fácie com marcas onduladas subaquáticas (Ao) indica a presença de áreas de deflação com exposição do lençol freático.

GM-01



Legenda

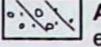
Associação de fácies de canais fluviais

Associação de fácies de lobos de rompimento de dique marginais

Figura - 6.2-1 - Seção colunar representativa das associações de fácies de canal fluvial e de lobos de rompimento de diques marginais.

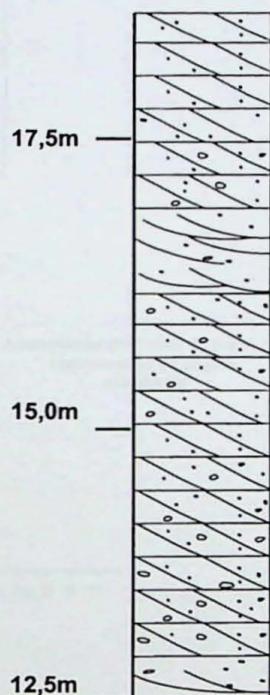
Legenda

 Ca - conglomerado arenoso com estratificação cruzada acanalada.

 At - arenitos avermelhados de granulação grossa, com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo. Localmente com seixos esparsos e concentração de clastos.

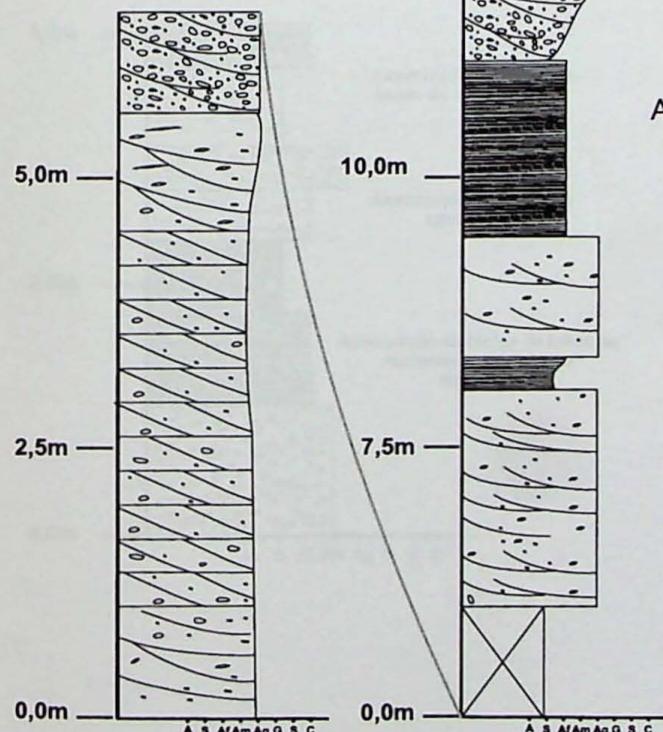
 Aa - arenitos avermelhados de granulação média a grossa com estratificação cruzada acanalada e seixos esparsos.

GM-16



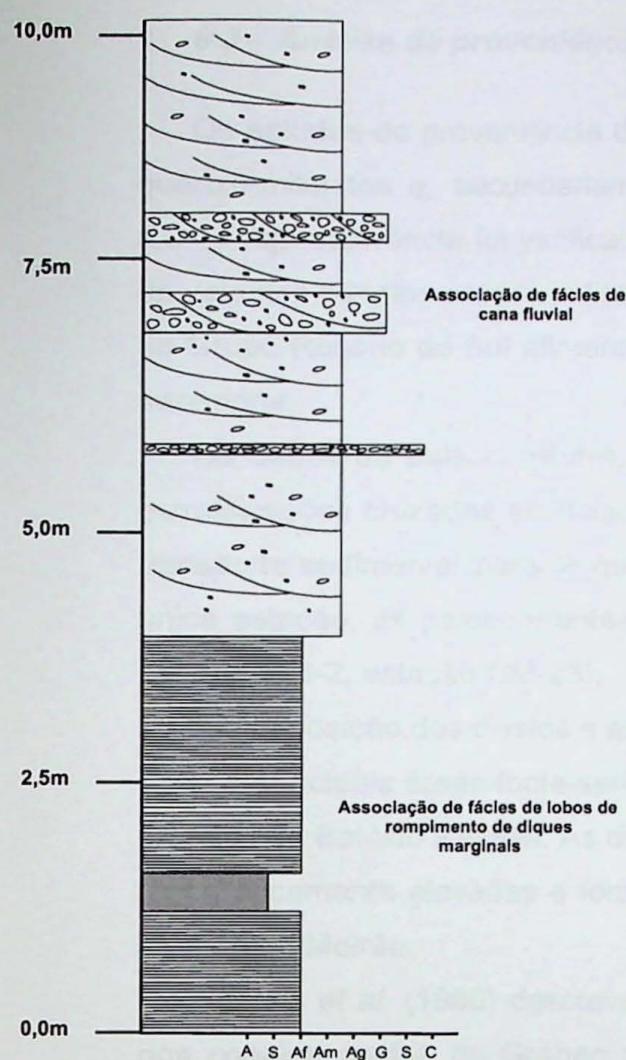
Associação de Fácies de
Canal Fluvial

GM-16

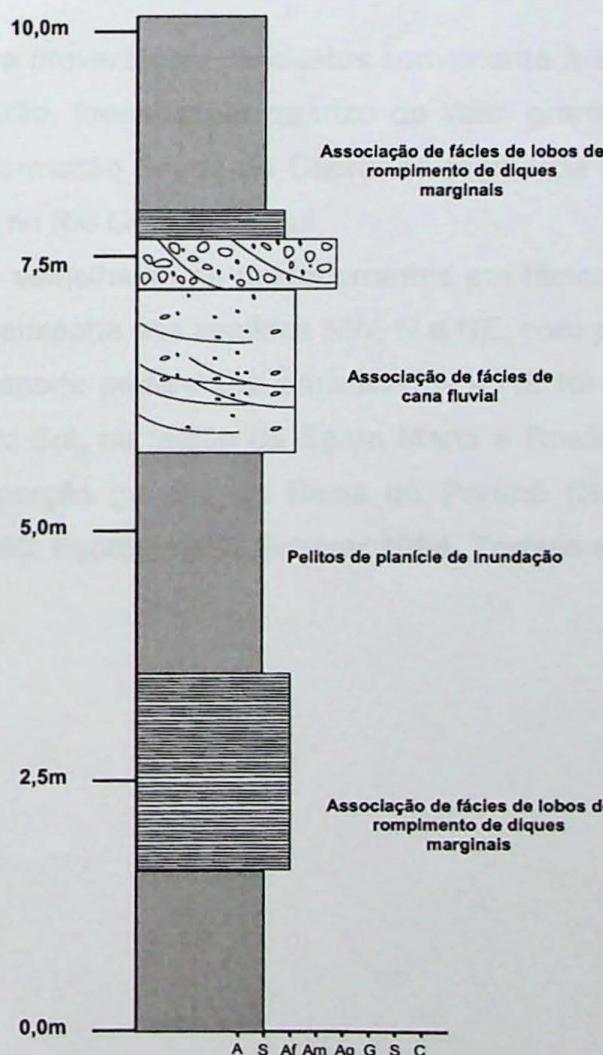
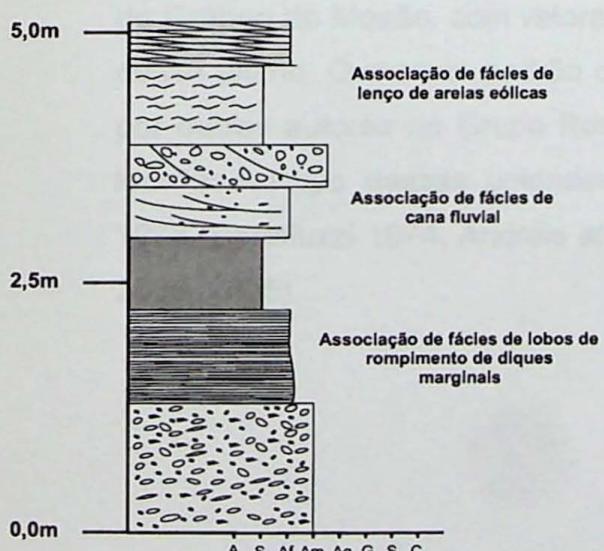


Arenitos finos laminados de
lobos de rompimento
de diques marginais

Figura 6.2-2 - Associação de fácies de canal fluvial com arenitos laminados de lobos de rompimento de dique marginal.

Gm-17**Legenda**

- At - arenitos avermelhados de granulação grossa, com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo.
- Aa - arenitos avermelhados de granulação média a grossa com estratificação cruzada acanalada e seixos.
- Ca - conglomerado arenoso com estratificação cruzada acanalada.
- Af - arenitos avermelhados de granulação fina a média, com laminação plano paralela com abundantes micas detriticas e localmente marcas de raízes.
- Ao - arenitos finos com marcas onduladas
- Alt - arenitos finos bem selecionados com laminação cruzada translatente.
- PI - pelitos castanho escuros, granulação variando de argila a silte, com laminação plano-paralela.
- Não aflorante

Gm-20**Gm-41****Figura 6.2-3 - Seções colunares levantadas ao longo da área de estudo.**

6.3 – Análise de proveniência e paleocorrentes

Os estudos de proveniência de clastos revelaram amplo predomínio de quartzo de veio, quartzo-milonitos e, secundariamente, granitos, na composição dos conglomerados (Fig. 6.3-1) cuja ocorrência foi verificada apenas no Gráben do Moirão. O predomínio de quartzo de veio nos conglomerados indica elevada maturidade mineralógica para as rochas rudíticas do Grupo Rosário do Sul aflorantes no Gráben do Moirão, sugerindo grandes distâncias de transporte.

Os dados de paleocorrentes, obtidos a partir de medidas do azimute de mergulho de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, indicam sistematicamente uma direção de transporte sedimentar para os quadrantes NW e secundariamente NE (Fig. 6.3-2). Em uma única estação, as paleocorrentes medidas apresentaram transporte predominante para S-SE (Fig. 6.3-2, estação GM-23).

A composição dos clastos e as direções preferenciais de transporte observadas sugerem que as principais áreas-fonte seriam os milonitos do Complexo Metamórfico Porongos e os granitos do Batólito Pelotas. As direções de transporte encontradas sugerem que as regiões topograficamente elevadas e fornecedoras de sedimentos estavam situadas a sul do atual Gráben do Moirão.

Andreis *et al.* (1980) descrevem uma proveniência de clastos semelhante à encontrada nos conglomerados do Gráben do Moirão, formada por quartzo de veio, granito e mica-xistos, em lentes conglomeráticas da Formação Sanga do Cabral na região de Rio Pardo, porção centro-norte da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul.

Ketzer (1997) encontrou um padrão semelhante de paleocorrentes em fácies arenosas do Gráben do Moirão, com vetores de transporte nos sentidos NW, N e NE, com predomínio desse último. O mesmo padrão de transporte preferencial para NW, N e NE foi observado por outros autores no Grupo Rosário do Sul, na região de Santa Maria e Rosário do Sul, localidades-tipo dessas unidades, na porção gaúcha da Bacia do Paraná (Gamermann 1973, Bortoluzzi 1974, Andreis *et al.* 1980, Faccini 1989, Scherer 1994, Zerfass *et al.* 2000, 2003, 2005).

HISTOGRAMAS DE PROVENIÊNCIA DE CLASTOS

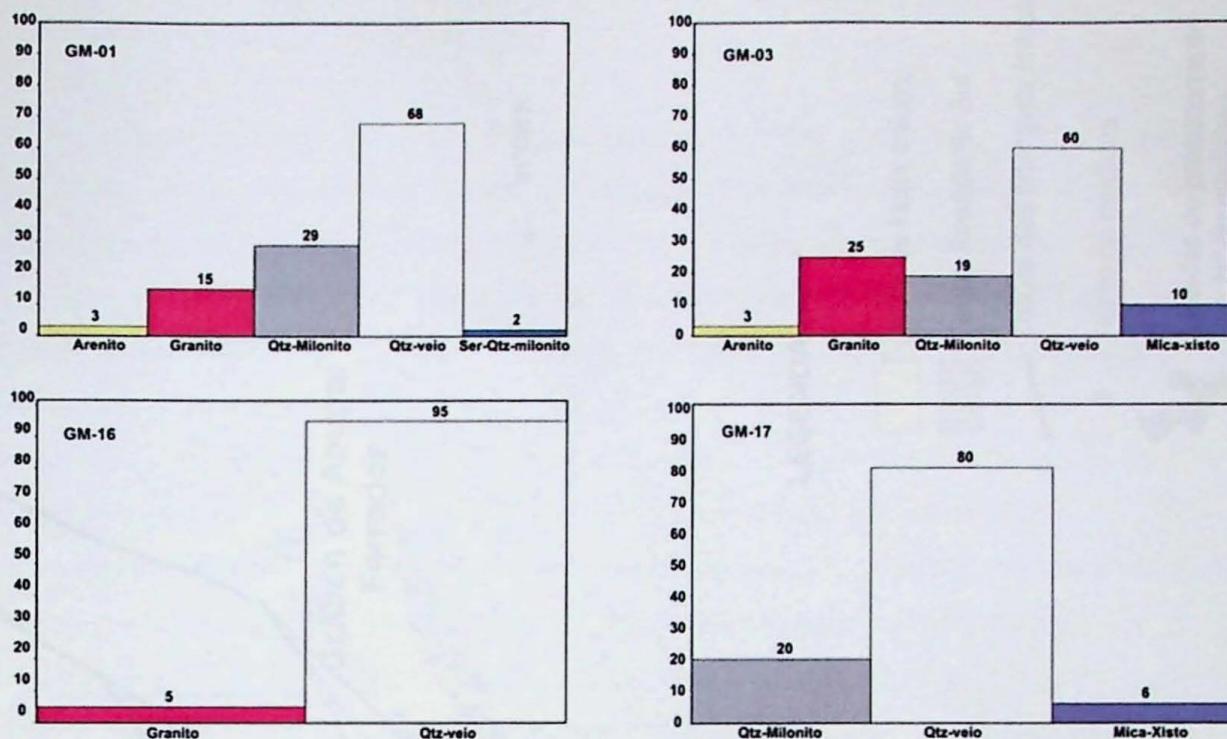


Figura 6.3-1 – Histogramas de proveniência de clastos de conglomerados Em cada estação foram amostrados pelo menos 100 clastos (N=100)

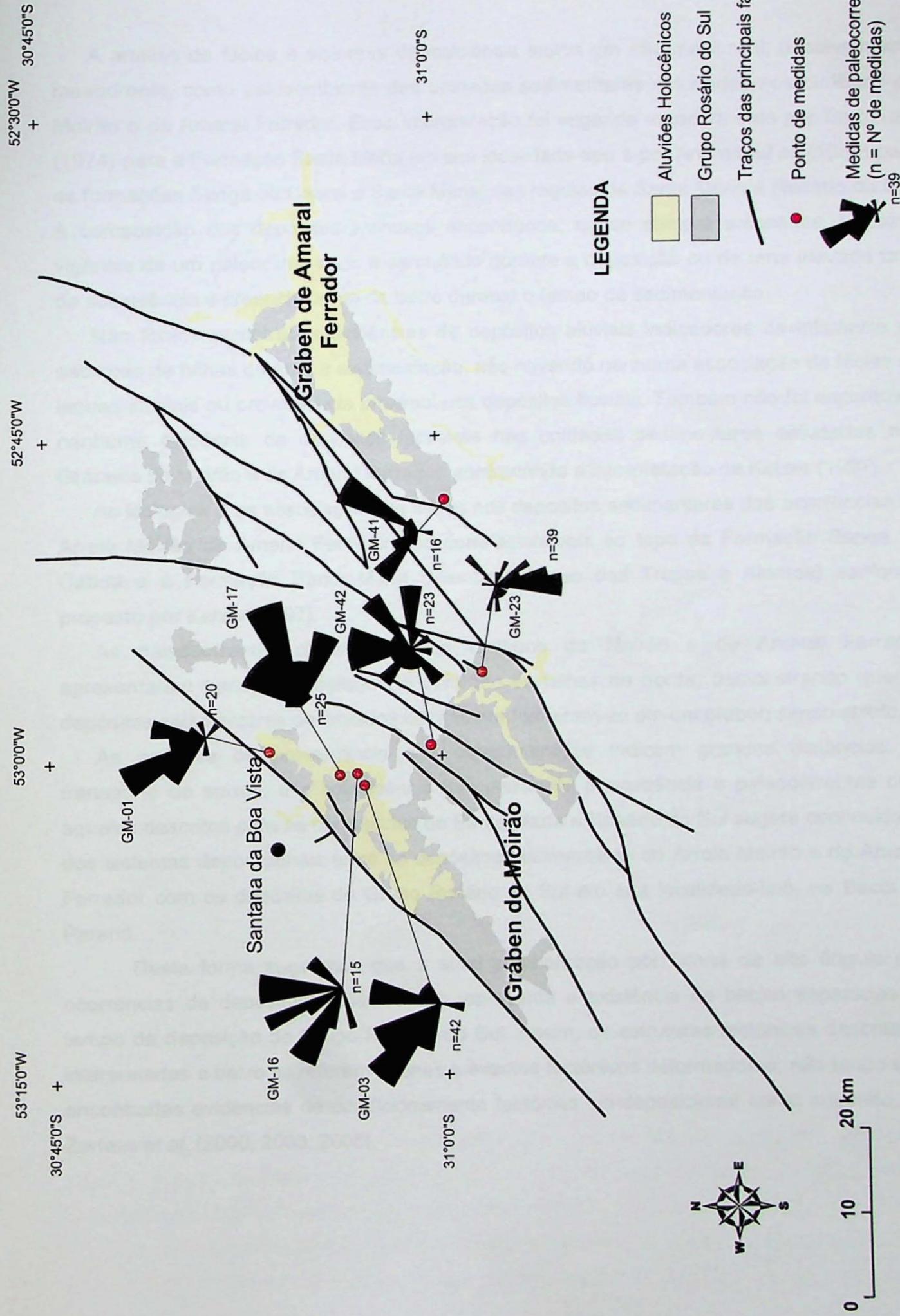


Figura 6.3-2 - Mapa sintético das direções de paleocorrentes observadas nos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador.

6.4 – Interpretação paleogeográfica

A análise de fácies e sistemas deposicionais indica um sistema fluvial, possivelmente meandrante, como paleoambiente das unidades sedimentares estudadas nos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador. Essa interpretação foi sugerida anteriormente por Bortoluzzi (1974) para a Formação Santa Maria em sua localidade-tipo e por Andreis *et al.* (1980) para as formações Sanga do Cabral e Santa Maria, nas regiões de Santa Maria e Rosário do Sul. A composição dos depósitos arenosos encontrados, quase sempre arcosenos, indica a vigência de um paleoclima árido a semi-árido durante a deposição ou de uma elevada taxa de subsidência e preenchimento da bacia durante o tempo da sedimentação.

Não foram encontradas evidências de depósitos aluviais indicadores da influência de escarpas de falhas durante a sedimentação, não havendo nenhuma associação de fácies de leques aluviais ou proveniência proximal nos depósitos fluviais. Também não foi encontrada nenhuma evidência de depósitos lacustres nas unidades sedimentares estudadas nos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador, contrariando a interpretação de Ketzer (1997).

As litologias e as associações de fácies nos depósitos sedimentares das ocorrências do Arroio Moirão de Amaral Ferrador são correlacionáveis ao topo da Formação Sanga do Cabral e à Formação Santa Maria (Membros Passo das Tropas e Alemaoa) conforme proposto por Ketzer (1997).

As paleocorrentes observadas nos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador apresentaram transporte preferencial contrário às falhas de borda, demonstrando que os depósitos sedimentares observados dificilmente formaram-se em um gráben *sensu stricto*.

As análises de proveniência dos conglomerados indicam grandes distâncias de transporte de seixos, e a coincidência dos dados de proveniência e paleocorrentes com aqueles descritos para as ocorrências de Santa Maria e Rosário do Sul sugere continuidade dos sistemas deposicionais entre os depósitos sedimentares do Arroio Moirão e de Amaral Ferrador com os depósitos do Grupo Rosário do Sul em sua localidade-tipo, na Bacia do Paraná.

Desta forma sugerimos que a atual segmentação por falhas de alto ângulo das ocorrências de depósitos triássicos não representa a existência de bacias separadas ao tempo da deposição do Grupo Rosário do Sul. Assim, as estruturas tectônicas descritas e interpretadas a baixo se referem apenas a eventos tectônicos deformadores, não tendo sido encontradas evidências de condicionamento tectônico sin-deposicional como sugerido por Zerfass *et al.* (2000, 2003, 2005).

6.5 – Estruturas rúpteis e paleotensões associadas.

6.5.1 – Falhas com estrias e indicação de movimento

As falhas com estrias e indicação de movimento constituem pelo menos 3 famílias principais: a primeira e com maior persistência, representa um conjunto de falhas normais com direção média em torno de N50W com mergulhos variando de 50 a 75 graus para os quadrantes NE e SW; a segunda família representa um conjunto de falhas inversas e transcorrentes com direção média em torno de WNW-ESE com mergulhos de 30 a 85 graus para NNE ou SSW; a terceira e menos freqüente representa falhas normais e inversas com direção preferencial variando entre NNW e NNE, com mergulhos entre 60 a 80 graus para E ou W. As figuras 6.5-1 e 6.5.-2 apresentam exemplos de estruturas observadas na área estudada.

A inversão dos dados de falhas com estrias e indicação de movimento revelou a ocorrência de pelo menos 3 eventos tectônicos que afetaram a área de estudo após a deposição das unidades mapeadas. O primeiro evento deformador (E1) corresponde a uma distensão com o eixo de tensões principal máximo (σ_1) vertical, eixo de tensões principal intermediário (σ_2) horizontal, orientado em NW-SE, e eixo de tensões principal mínimo (σ_3) horizontal, com orientação NE-SW (Fig. 6.5-3). O segundo (E2) evento corresponde a uma transcorrência com eixo de tensões principal máximo (σ_1) horizontal, orientado em NE-SW, eixo de tensões principal intermediário (σ_2) vertical e eixo de tensões principal mínimo (σ_3) horizontal com orientação NW-SE. (Fig 6.5-4). O terceiro evento (E3), corresponde a uma distensão NE-SW, com o eixo de tensões principal máximo (σ_1) vertical, eixo de tensões principal intermediário (σ_2) horizontal, orientado em NW-SE, e eixo de tensões principal mínimo (σ_3) horizontal, com orientação NE-SW (Fig 6.5 -3, pontos GM-01B e GM-20).

O primeiro evento (E1) foi reconhecido em afloramentos do Gráben do Moirão, nos pontos GM-01A, GM-07 e GM-20. Nesses afloramentos foram observadas falhas normais com direções predominantes NW-SE, com mergulhos variando de 50 a 80 graus para NE e SW.

O segundo evento (E2) corresponde a uma compressão NE-SW reconhecida em afloramentos ao longo do Gráben do Moirão. Esse evento é caracterizado pela reativação inversa, transcorrente e normal de falhas preexistentes. Nos pontos GM-01, 07, 17,20A e nos pontos GM-RA1 e GM-RA2 foram observadas falhas inversas de direção E-W e NW-SE com estrias de mergulho a levemente oblíquas. No ponto GM-20B, foram encontradas falhas de caráter normal, de direção N-S a NE-SW indicadoras de uma distensão NW-SE, nesse caso, o eixo de tensões principal intermediário (σ_2) corresponde ao SH_{max}, e apresenta orientação NE-SW, compatível com a compressão E2 (Fig.6.5-4, ponto GM-20).

O terceiro evento (E3) foi identificado nos pontos GM-01B, mesmo local do ponto GM-01A, e GM-20 (Fig.6.5-3). Nesses, foram observadas falhas normais de alto ângulo em

várias direções, com predomínio de falhas nas direções NNW-SSE e E-W. O histograma dos *rakes* das falhas indica dois agrupamentos distintos: o primeiro representa falhas com estrias de mergulho, predominantemente de alto ângulo (*rake* de 70 a 80 graus), relacionadas ao evento E1, o segundo agrupamento representa falhas com estrias oblíquas, com *rake* de médio ângulo (40 a 60 graus). As direções das famílias de falhas observadas nos pontos GM-01B e GM-20 (Fig. 6.5-3) possivelmente indicam falhas reativadas em um evento tectônico posterior.

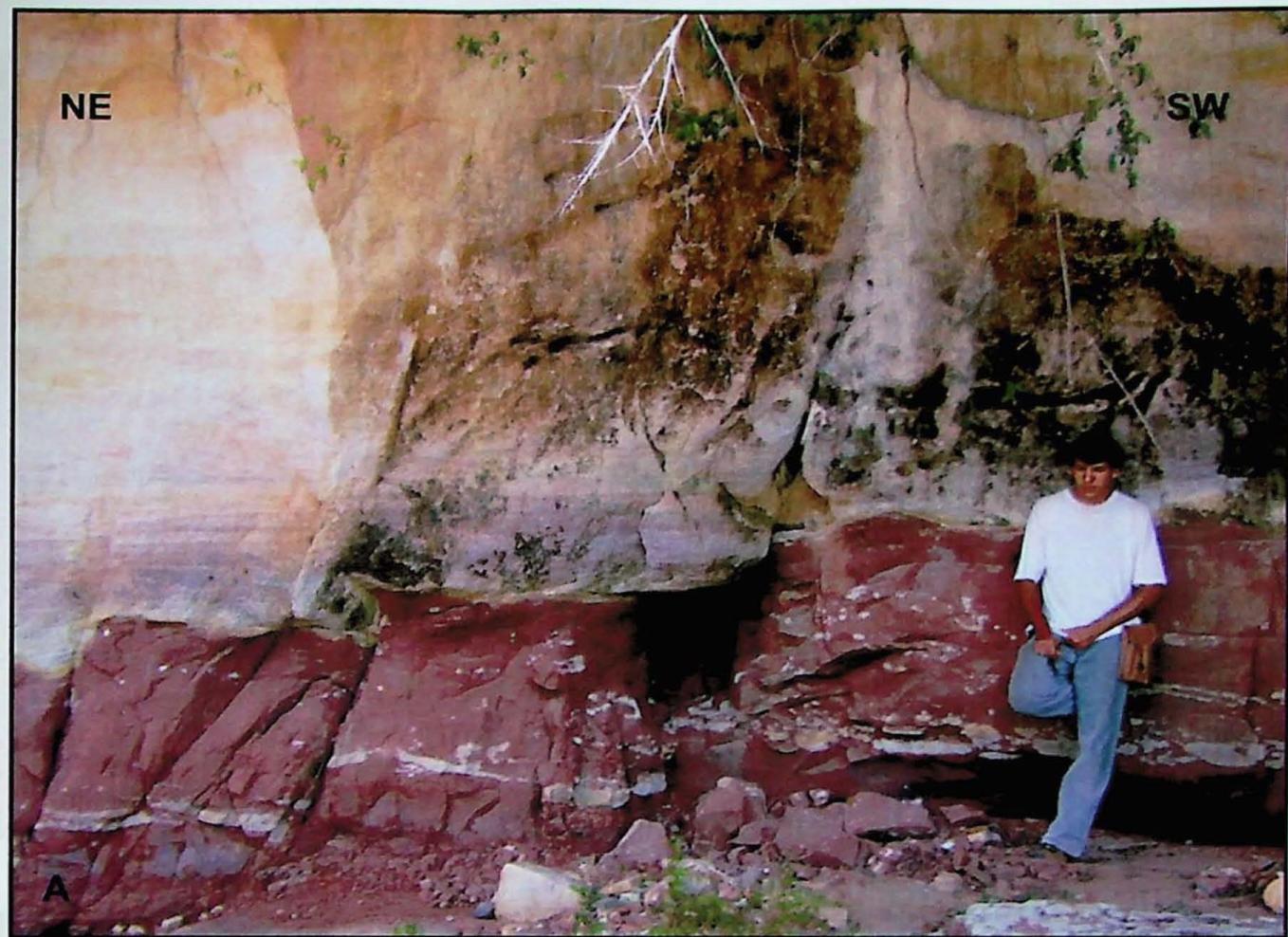


Figura 6.5-1- Exemplos de falhas encontradas nos Gráben do Moirão. A - Falhas normais planares não rotacionais. B - Falhas normais listrícias.

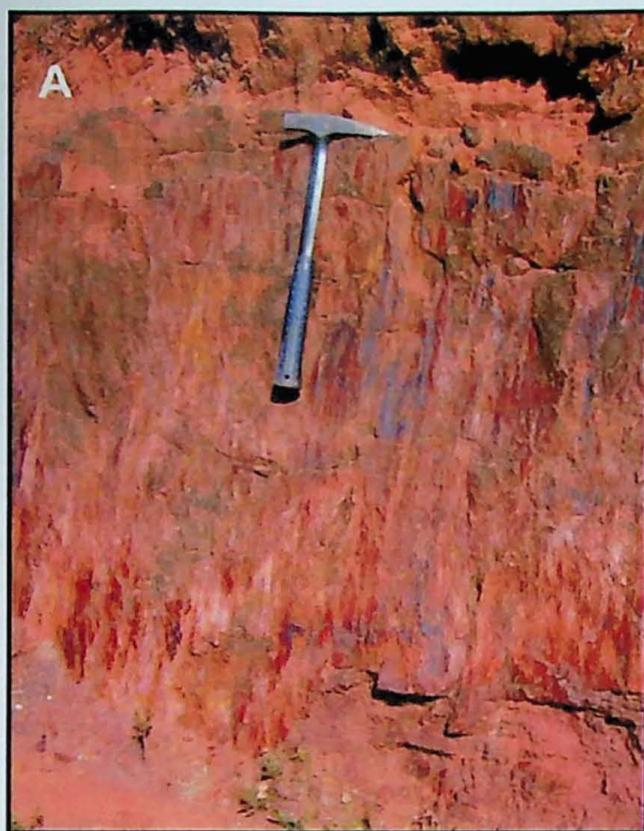
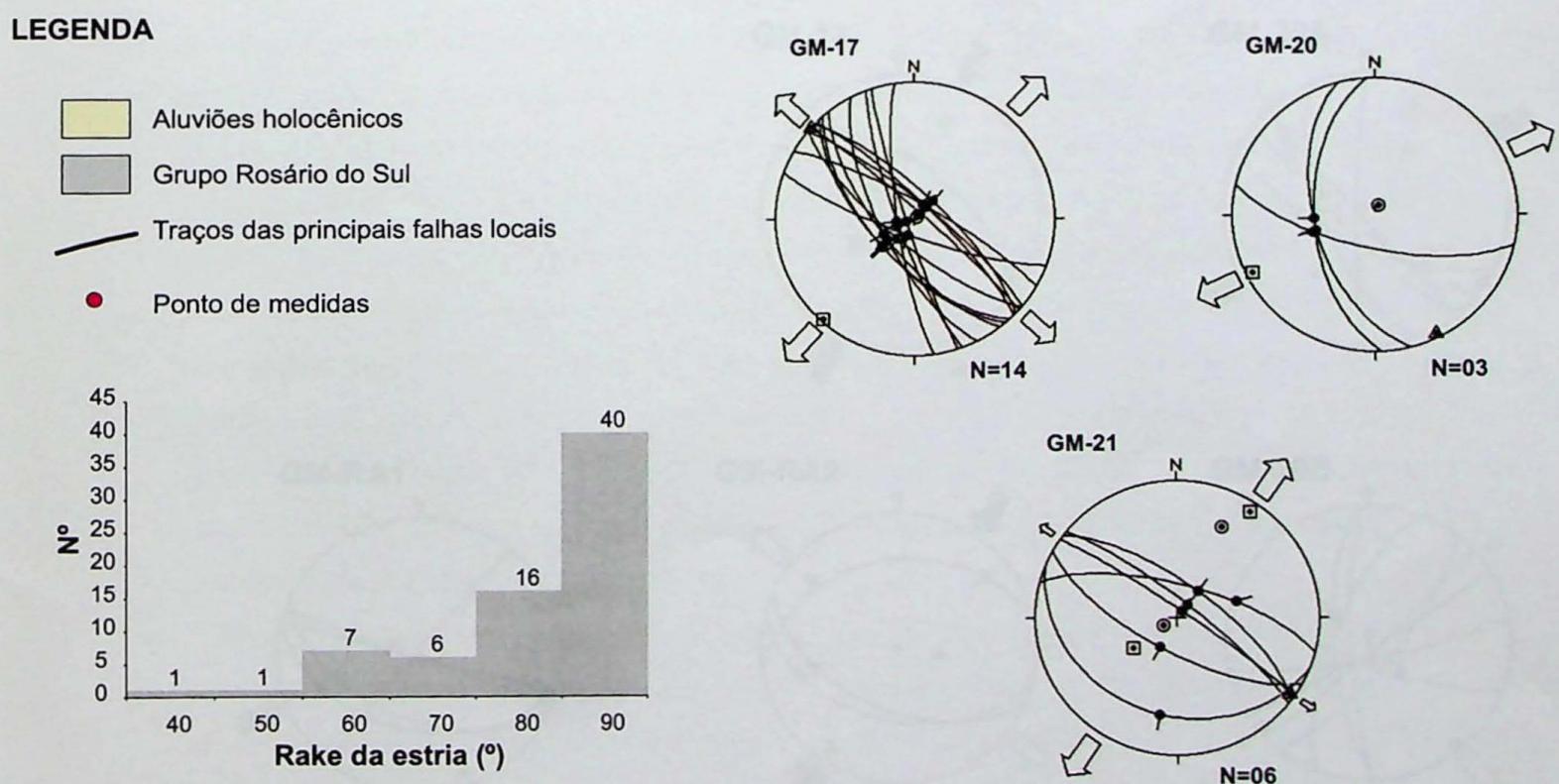
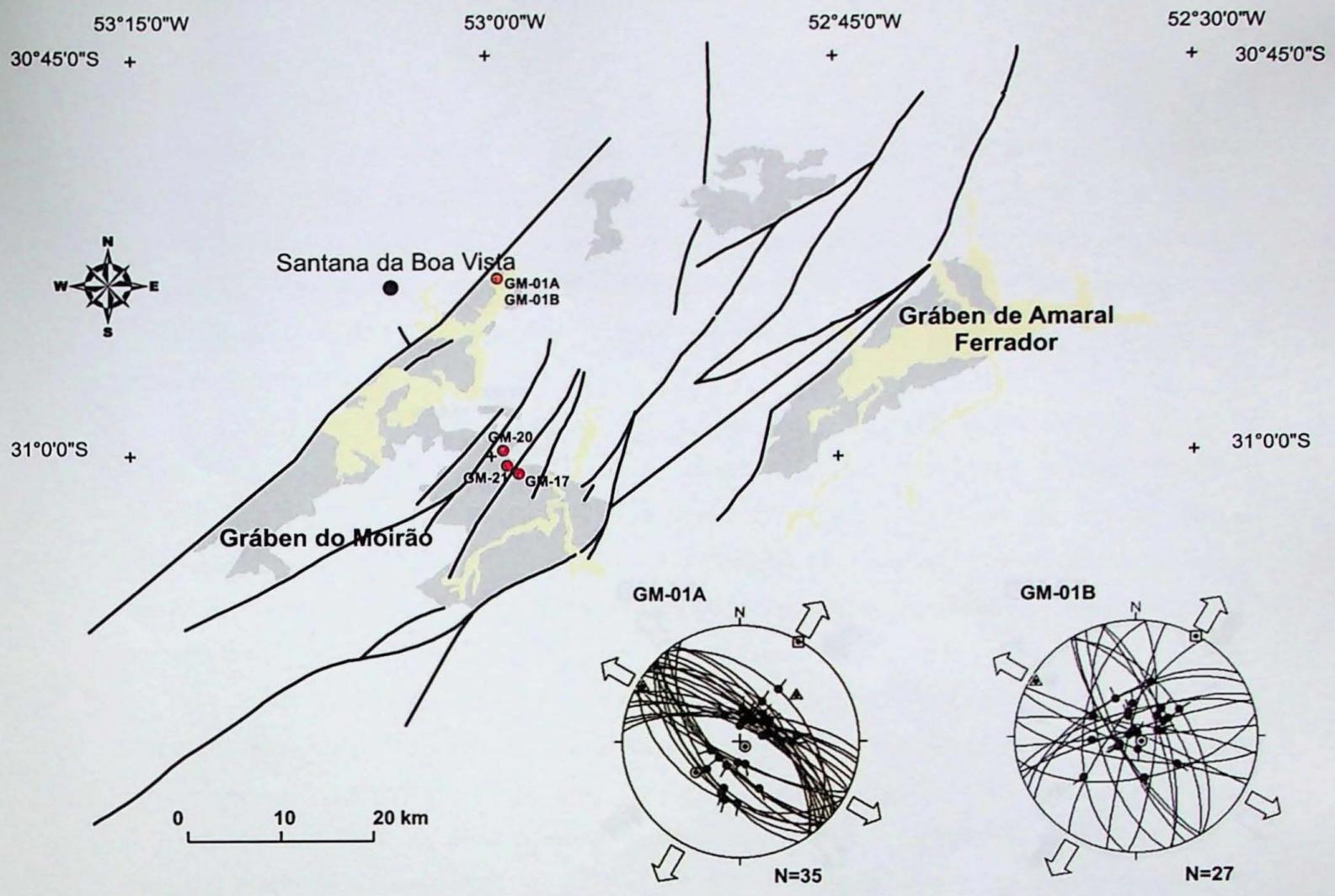
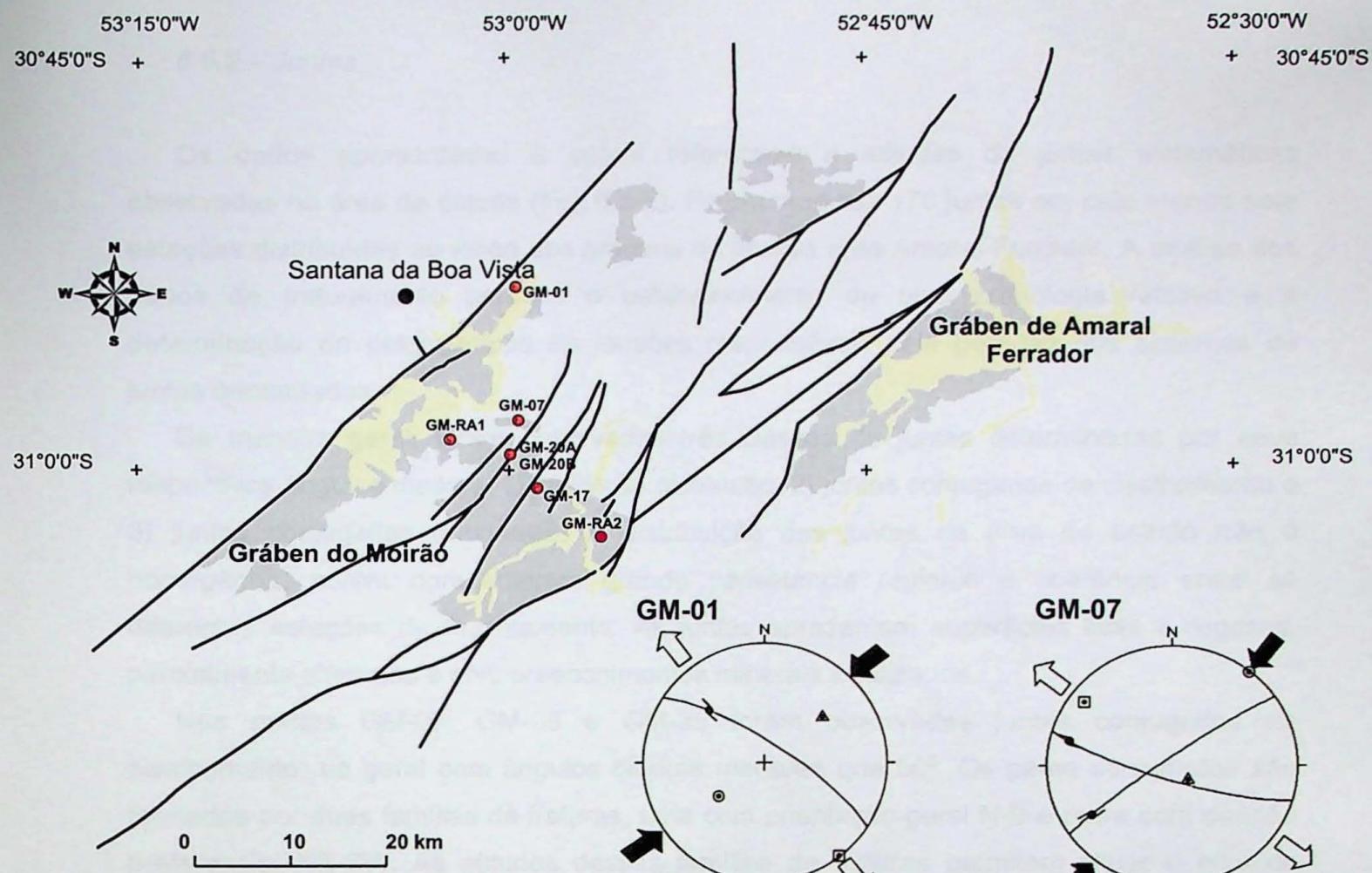


Figura 6.5-2- Exemplos de planos estriados no Gráben do Moirão. A - Plano de falha normal com estria de mergulho. B - Plano de falha normal com leve componente oblíqua. C - Plano de falha normal com estria de mergulho.



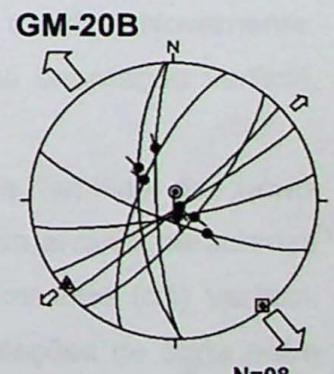
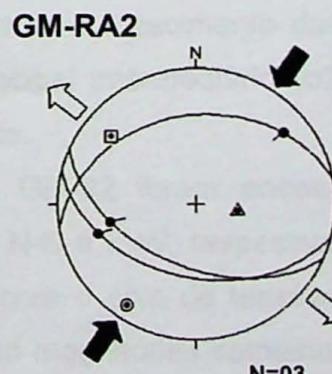
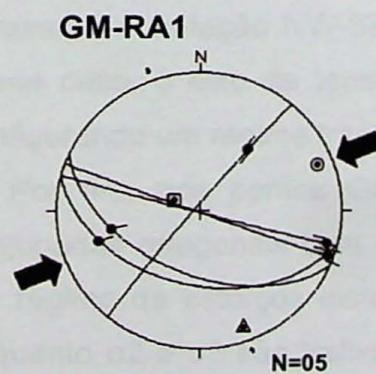
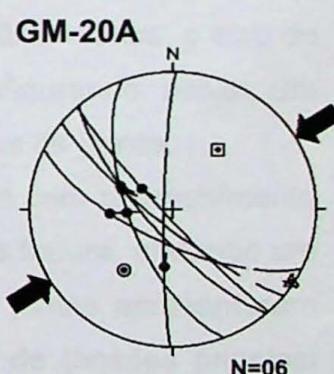
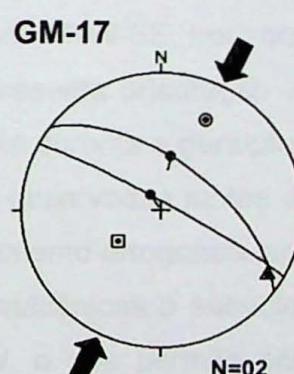
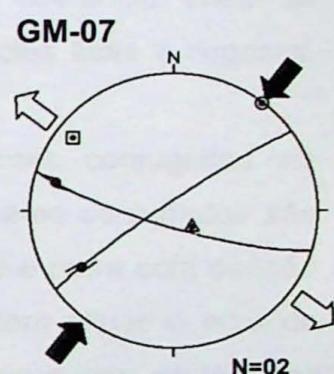
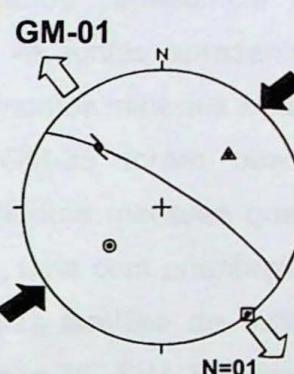
○ σ_1 eixo de tensão principal máximo ▲ σ_2 eixo de tensão principal intermediário □ σ_3 eixo de tensão principal mínimo

Figura 6.5-3 - Distribuição espacial das estruturas geradas e/ou reativadas pelo evento de distensão NE-SW e representação em projeção estereográfica (hemisfério inferior) de falhas com estrias e indicação de movimento (N=número de medidas). Histograma da distribuição do azimute do rake de estrias medidas nos planos de falha representados nas projeções estereográficas.



LEGENDA

- [Yellow box] Aluviões holocênicos
- [Grey box] Grupo Rosário do Sul
- Traços das principais falhas locais
- Ponto de medidas



○ σ_1 eixo de tensão principal máximo

▲ σ_2 eixo de tensão principal intermediário

□ σ_3 eixo de tensão principal mínimo

Figura 6.5-4 - Distribuição espacial das estruturas geradas e/ou reativadas pelo evento de compressão NE-SW com distenção associada NW-SE e representação em projeção estereográfica (hemisfério inferior) de falhas com estrias e indicação de movimento (N=número de medidas). Pontos GM-RA1 e GM-RA2 compilados de Almeida (2005).

6.5.2 – Juntas

Os dados apresentados a seguir referem-se a atitudes de juntas sistemáticas observadas na área de estudo (Fig. 6.5-5). Foram medidas 170 juntas em pelo menos sete estações distribuídas ao longo dos grábens do Moirão e de Amaral Ferrador. A análise dos dados de fraturamento permitiu o estabelecimento de uma cronologia relativa e a determinação de paleocampos de tensões responsáveis pela geração dos sistemas de juntas encontrados.

De maneira geral, foram observadas três classes de juntas determinadas por seus respectivos ângulos diedros: 1) juntas de distensão; 2) juntas conjugadas de cisalhamento e 3) juntas conjugadas ortogonais. A distribuição das juntas na área de estudo não é homogênea, porém apresentaram grande persistência regional e coerência entre as diferentes estações de levantamento. As juntas apresentam superfícies lisas a rugosas, parcialmente alteradas e com preenchimentos minerais localizados.

Nos pontos GM-07, GM-08 e GM-35 foram observadas juntas conjugadas de cisalhamento, no geral com ângulos diedros menores que 50°. Os pares conjugados são formados por duas famílias de fraturas, uma com orientação geral N-S e outra com direção preferencial NE-SW. As atitudes dessas famílias de fraturas permitem situar o eixo de tensões principal máximo (σ_1) na direção NE-SW, horizontal; enquanto o eixo de tensões principal mínimo (σ_3) apresenta orientação NW-SE, horizontal. Nesse último caso, o eixo de tensões principal intermediário (σ_2) apresenta orientação vertical, configurando, assim, um regime de esforços transcorrente atuante durante a geração das famílias de juntas.

Nos pontos GM-11 e GM-44 foram observadas juntas de distensão com preenchimento mineral de quartzo com fibras de crescimento ortogonais aos planos de fratura, afetando um depósito de conglomerado de rochas vulcânicas e subvulcânicas. As juntas apresentaram orientação geral ENE-WSW a NE-SW, o que permite situar o eixo de tensões principal máximo (σ_1) nessa direção e com cimento horizontal. O esforço principal mínimo (σ_3) apresenta orientação NW-SE, paralelo ao crescimento das fibras de quartzo. Novamente, nesse caso, o eixo de tensões principal intermediário (σ_2) apresenta orientação vertical, configurando um regime transcorrente.

Por fim, nos pontos GM-01 e GM-22 foram encontradas duas famílias de juntas conjugadas ortogonais com direção N-S e E-W, respectivamente. Esse arranjo caracteriza um regime de esforços distensivo, com o eixo de tensões principal máximo (σ_1) vertical, enquanto σ_2 e σ_3 são trativos e com magnitudes semelhantes. As relações de corte entre as famílias de fraturas sugerem que essas juntas sejam mais novas que as juntas conjugadas de cisalhamento

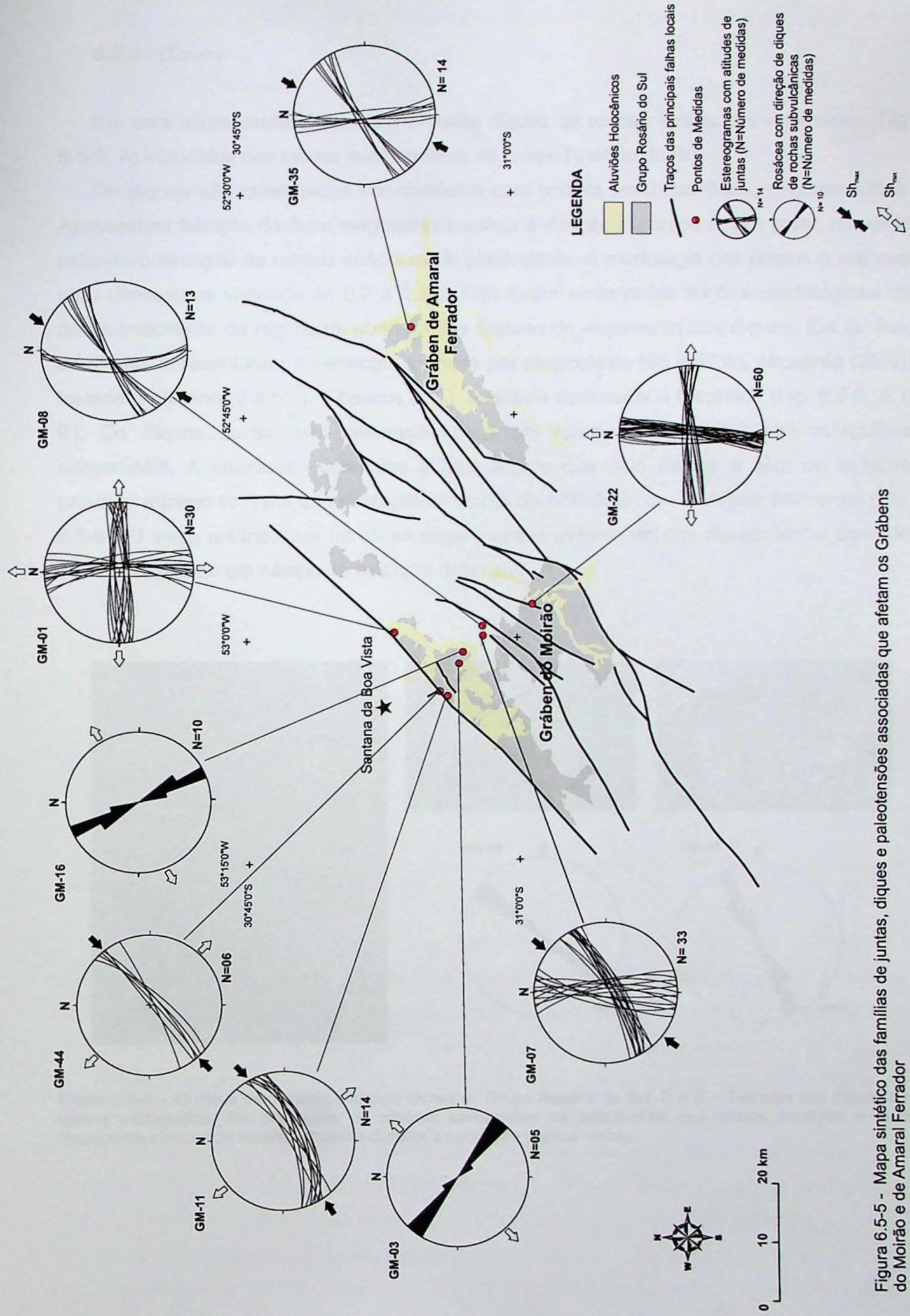


Figura 6.5-5 - Mapa sintético das famílias de juntas, diques e paleotensões associadas que afetam os Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador

6.5.3 - Diques

Em dois afloramentos foram identificados diques de rochas ígneas subvulcânicas (Fig. 6.5-6, A) intrudidos nas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul.

Os diques são constituídos por diabásios com textura fanerítica fina a microporfírica. Apresentam foliação de fluxo magnético paralela à direção do corpo e, em geral, marcada pela iso-orientação de cristais euédricos de plagioclásio. A morfologia dos corpos é retilínea com espessuras variando de 0,2 a 0,8m. Não foram observadas feições morfológicas de borda indicativas do regime de abertura das fraturas de alojamento dos diques. Em lâmina, os diques apresentaram mineralogia formada por plagioclásio (65 a 67%), piroxênio (25%), feldspato alcalino (2 a 5%), e opacos (5%). A textura dominante é traquítica (Fig. 6.5-6, A e B). Os diques apresentam orientação geral em torno de N30-40W com mergulhos subverticais. A orientação geral dos diques sugere que pelo menos o eixo de tensões principal mínimo (σ_3) possui orientação em torno de N50-60E com cimento horizontal (Fig. 6.5-6). O traço retilíneo das intrusões sugere que o alojamento dos diques tenha ocorrido sob a atuação de um campo de esforços distensivo.

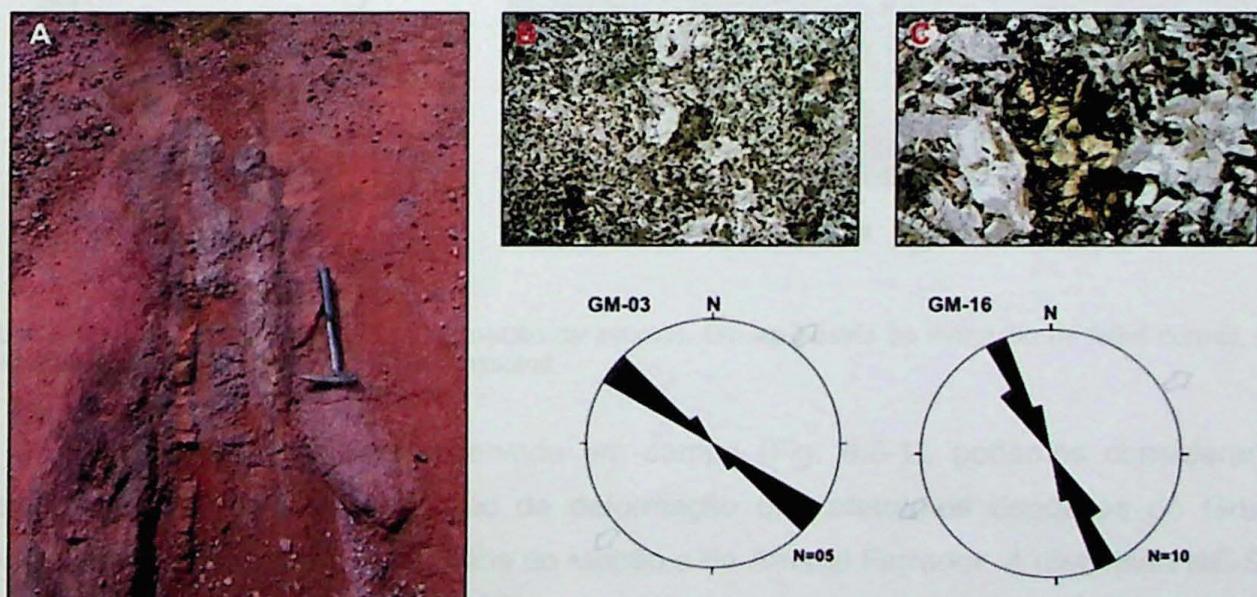


Figura 6.5-6 – A) dique de diabásio cortando rochas do Grupo Rosário do Sul. B e C – Texturas dos diques em lâmina petrográfica. Os diagramas de rosácea apresentam as orientações dos diques medidos e seus respectivos campos de tensões atuantes durante a colocação dessas rochas.

6.6 – Paleocampos de tensões formadores e deformadores dos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador

A cronologia relativa entre os eventos tectônicos que afetaram as coberturas trássicas dos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador foi determinada com base na relação de corte entre estrias de mais de um evento em um mesmo plano de falha e em idades K/Ar obtidas em rochas vulcânicas aflorantes na região (Formação Passo das Carretas). No ponto GM-01, foi observada uma falha normal, com estria de mergulho cortada por uma estria subhorizontal, indicando uma reativação transcorrente sinistral dessa falha. O campo de tensões determinado nessa falha é compatível com o evento E2 (Fig. 6.6-1).

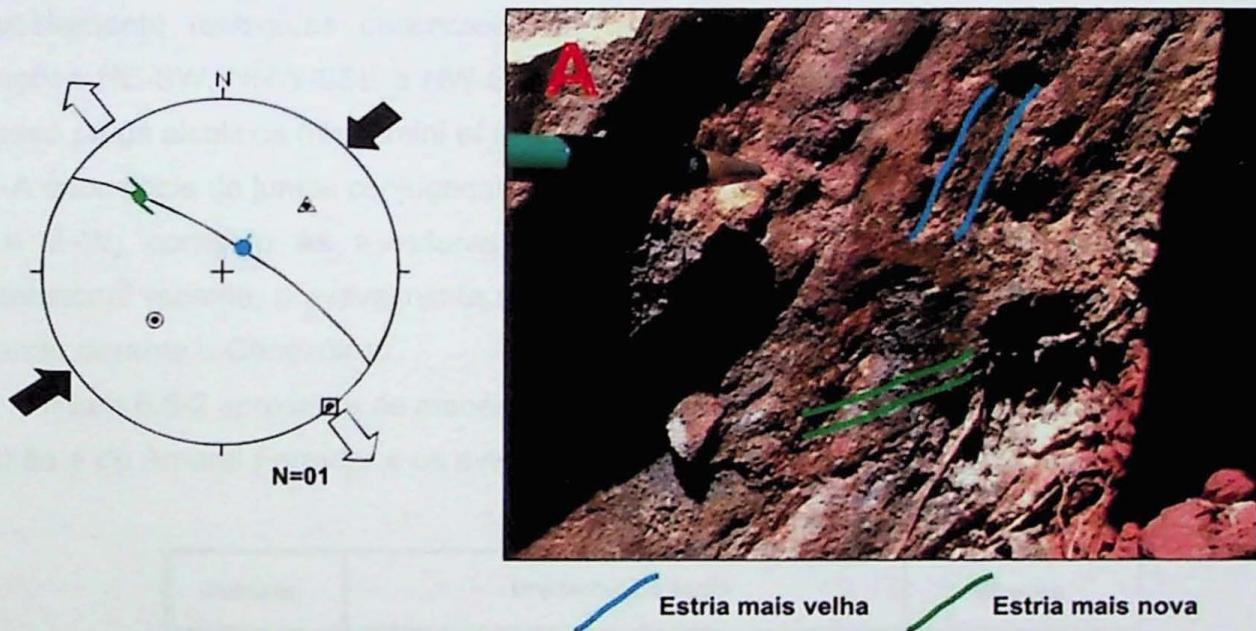


Figura 6.6-1 – Plano de falha com superposição de eventos. Em azul estria de mergulho de falha normal, em verde estria oblíqua de falha transcorrente sinistral.

Com base nessa relação observada em campo (Fig. 6.6-1), podemos considerar o evento E1 como o primeiro evento de deformação que afetou os depósitos do Grupo Rosário do Sul na região dos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador. A distensão NE-SW observada no evento E1 é compatível com a distensão verificada com base nas orientações de diques de basalto. A provável idade eocretácea desses diques permite relacionar o evento E1 ao magmatismo Serra Geral, de idade mínima eocretácea (Turner *et al.* 1994).

O evento E2 representa uma compressão NE-SW, com distensão NW-SE associada, verificada a partir de dados de falhas com estrias e indicador de movimento e com base na análise de juntas verificadas ao longo dos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador. O estilo estrutural desse evento apresenta falhas normais, inversas e transcorrentes, além de juntas de cisalhamento e juntas distensionais (T de Riedel), sugerindo tratar-se de um evento

transcorrente. A idade mínima desse evento é tomada com base na datação de rochas vulcânicas da formação Passo das Carretas, com idades entre 137 e 125Ma. As fraturas T, encontradas no Gráben do Moirão, cortavam um afloramento de conglomerados de rochas vulcânicas provenientes da Formação Passo das Carretas (Figuero et al. 1996). Dessa forma, o evento E2 é posterior à erosão e deposição dessas rochas (pós-Eocretáceo). A distensão NW-SE associada ao evento E2 é provavelmente responsável pelo “embutimento” dos sedimentos do Grupo Rosário do Sul em meio a rochas pré-cambrianas do embasamento. Assim, os Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador não representam grábens *sensu strictu*, mas sim grábens de preservação, após a sedimentação de suas unidades interiores.

O evento E3 representa uma reativação de estruturas pré-existentes, provavelmente relacionada a intrusões de rochas alcalinas durante o Neocretáceo. As direções das falhas supostamente reativadas observadas no Gráben do Moirão são compatíveis com as direções NE-SW, NNW-SSE a NW-SE, que representariam falhas e fraturas controladoras desses *plugs* alcalinos (Riccomini et al. 2005).

A ocorrência de juntas conjugadas ortogonais distensionais sistemáticas, com direção N-S e E-W, cortando as estruturas pré-existentes, pode indicar um evento tectônico distensional recente, provavelmente relacionado ao soerguimento do Alto Estrutural do Rio Grande durante o Cenozóico.

A figura 6.6-2 apresenta de maneira sintética a estratigrafia proposta para os Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador e os eventos tectônicos determinados.

Período	Unidade / Litologia	Evento
Cretáceo	Intrusões alcalinas - Província Piratini Conglomerado de vulcânicas Formação Passo das Carretas Formação Serra Geral	E3 - Distensão NE-SW E2 - Compressão NE-SW E1 - Distensão NE-SW
Jurássico		
Triássico	Membro Alemao Formação Santa Maria Membro Passo das Tropas Formação Sanga do Cabral	
Permiano		

O diagrama estratigráfico ilustra a secção geológica com as seguintes unidades e eventos:

- Período Cretáceo:** Intrusões alcalinas - Província Piratini, Conglomerado de vulcânicas, Formação Passo das Carretas, Formação Serra Geral. Estas unidades estão associadas a três eventos tectônicos: E3 - Distensão NE-SW (representado por um triângulo apontando para cima), E2 - Compressão NE-SW (representado por um asterisco) e E1 - Distensão NE-SW (representado por um triângulo apontando para baixo).
- Período Jurássico:** Não é representado no diagrama.
- Período Triássico:** Membro Alemao, Formação Santa Maria, Membro Passo das Tropas, Formação Sanga do Cabral.
- Período Permiano:** Não é representado no diagrama.

Figura 6.6-2 – Estratigrafia e eventos tectônicos dos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador.

7 – CONCLUSÕES

A análise de fácies e sistemas deposicionais realizadas nesse trabalho indicaram um sistema fluvial possivelmente meandrante como paleoambiente das unidades sedimentares estudadas nos Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador, correlatas ao Grupo Rosário do Sul.

As análises de paleotensões baseadas em dados de falhas com estria e indicação de movimentos, bem como análise de juntas e diques, revelaram a ocorrência de três eventos tectônicos: (E1) distensão NE-SW com o eixo de tensões principal máximo (σ_1) vertical, eixo de tensões principal intermediário (σ_2) horizontal, orientado em NW-SE, e eixo de tensões principal mínimo (σ_3) horizontal, com direção NE-SW, ocorrida no Eocretáceo, relacionada ao magmatismo Serra Geral; (E2) transcorrência pós-Eocretáceo com eixo de tensões principal máximo (σ_1) horizontal, orientado em NE-SW, eixo de tensões principal intermediário (σ_2) vertical e eixo de tensões principal mínimo (σ_3) horizontal, com orientação NW-SE; (E3) distensão NE-SW no Neocretáceo, com o eixo de tensões principal máximo (σ_1) vertical, eixo de tensões principal intermediário (σ_2) horizontal, orientado em NW-SE, e eixo de tensões principal mínimo (σ_3) horizontal, com orientação NE-SW, relacionado ao magmatismo alcalino da Província Piratini (Almeida 1983, Riccomini *et al.* 2005).

A integração dos resultados das análises de sistemas deposicionais, paleocorrentes, proveniência e geologia estrutural sugere que as ocorrências de depósitos triássicos isoladas sobre rochas do embasamento pré-cambriano no Alto Estrutural do Rio Grande depositaram-se em uma bacia ampla, em continuidade com as ocorrências na faixa de afloramentos da Bacia do Paraná, a noroeste, na região de Santa Maria e Rosário do Sul. O atual isolamento das ocorrências por falhas de alto ângulo é, desta forma, interpretado como resultado de eventos tectônicos deformadores pós-deposicionais, não tendo sido reconhecidas evidências de controle tectônico sin-deposicional, como sugerido por Ketzer (1997) e Zerfass *et al.* (2000, 2003, 2005). Os Grábens do Moirão e de Amaral Ferrador são, portanto, grábens de preservação, formados durante o evento tectônico transcorrente E2.

A caracterização de um evento de compressão NE-SW (E2), de idade mínima pós-eocretácea, demonstra que esforços intra-placa reativaram falhas do embasamento em mais de um episódio, não sendo restritos ao intervalo Neopermiano-Eotriássico. Assim, sugerimos que estruturas geradas por compressão NE encontradas em depósitos paleozóicos não podem ser prontamente interpretadas como resultado de propagação de esforços da Orogenia Cabo-La Ventana, salvo em caso de evidências de deformação sin-deposicional.

A origem do campo de tensões gerador dessa deformação compressiva pós-Eocretáceo permanece desconhecida.

8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Rev.Bras.Gec.* 13(3): 139-158.
- Almeida, R.P. 2001. *Evolução Tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 161 p.
- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 42-59.
- Almeida, R.P. 2005. *Tectônica e Sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplo do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 263p.
- Anderson E.M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Edinburgh, Oliver & Boyd, 206p.
- Andreis, R.R. & Montardo, D.K. 1980. Paleosolos na Formação Caturrita (Triássico Superior), Santa Cruz do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia 31(2): p. 674-682. Balneário de Camboriú.
- Andreis R.R., Bossi G.E., Montardo D.K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31(2):659-673.
- Angelier, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress – III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.* 103: 363-376.
- Angelier J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In Hancock, P.L. (ed.), *Continental deformation*, Oxford, Pergamon Press, p. 53-100.
- 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. Géol. de France*, (7), t. XIX,n. 6, p. 1309-1318.
- Angelier J., Bergerat F. & Chu T.Q. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress – 3. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103: 363-376.
- Assine, M.L.; Piranha, J.M. & Carneiro, C.D.R. 2004. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 76-93.
- 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.
- Barbieri, M.; Beccaluva, L.; Brotzu, P.; Conte, A.; Garbarino, C.; Gomes, C.B.; Loss, E.L.; Macchiotta, G.; Morbidelli, L.; Scheibe, L.F.; Tamura, R.M. & Traversa, G. 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 1. The phonolite suite from Piratini RS. *Geochimica Brasiliensis* 1: 109-138.
- Beurlen, K.; Sena Sobrinho, M. & Martins, K. 1955. Formações Gondwânicas do Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional* 22: 1-55. Série Geologia. Rio de Janeiro.
- Bortoluzzi C. A. 1974. Contribuição à Geologia da Região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas* 4:7-86.

- Bossi J. & Campal N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: Marco Gutierrez J.G., Saavedra J., Rábano I. (eds.). *Paleozóico Inferior de Ibero-America*. Madrid, Universidad de Extremadura, p. 343-356.
- Bott, M.H.P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96: 109-117.
- Canale, A.L., Fonseca, M.M., Ortiz, L.S., Carlucci, R.B. 1996. Caracterização e correlação da seqüência sedimentar aflorante na Folha Arroio da Bica (SH.22-Y-C-III-1), porção Leste do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia 39(1): p. 127-130. Salvador. 1996.
- Caputo R. 1991. A comparison between joints and faults as brittle structures used for evaluating the stress field. *Annales Tectonicae*, 5: 74-84.
- Caputo R. 1995. Evolution of orthogonal set of coeval extension joints. *Terra Nova*, 7: 479-490.
- Carey-Gailhardis, E. & Mercier, J.L. 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 82: 165-179.
- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro: *Boletim do Serviço Geológico Mineral Brasileiro* 66. 77p.
- Chamani, M.A.C.; Martin, M.A.B. & Riccomini, C. 1992. Estruturas de liquefação induzidas por abalos sísmicos no permo-triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia 37(2): 508-510. São Paulo.
- Chiessi C.M. 2004. Tectônica cenozóica do maciço alcalino de Passa Quatro (SP – MG-RJ). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 116 p.
- Cobbold, P.R.; Gapais, D. & Rossello, E.A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: The Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13: 743-758.
- Cobbold P.R., Gapais D., Rossello E.R., Milani E.J. & Szatmari P. 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In: de Wit, M.J. & Ransome, I.G.D. (eds.) *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*. Rotterdam: Balkema, p.23-26.
- Daemon R.F., Rebelo A.M.A. & Marquezan R.G. 1980. *Contribuição ao conhecimento das bacias residuais do Rio Grande do Sul*. Curitiba: NUCLEBRÁS, 16p.
- Delaney P.J.V. & Goñi J.C. 1963. Correlação preliminar entre as Formações Gondwânicas do Uruguai e do Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba 8/9: 3-21.
- Delvaux D. & Sperner B. 2003. Stress tensor inversion from fault kinematics indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: D. Nieuwland (ed.). *New insights into structural interpretation and modelling*. Geological Society of London Special Publication 212. 75-100.
- Delvaux, D.; Moeys, R.; Stapel, G.; Petit, C.; Levi, K.; Miroshnichenko, A.; Ruzhich, V. & San'kov, V. 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282: 1-38.
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. 1989. *Mapa Geológico do Rio Grande do Sul 1:1 000 000*. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília.
- Doblas M. 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics* 295(1-2):187-197.
- Dunne W.M. & Hancock P.L. 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P.L. (ed.), *Continental deformation*, Oxford, Pergamon Press, p. 101-120.
- Dupin, J.M.; Sassi, W. & Angelier, J. 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *J. Struct. Geol.* 15: 1033-1043.

- Faccini U.F. 1989. *O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul – uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 133p.
- Faccini, U.F. 2000. *Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação*. Tese de Doutorado, Programa de pós-graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 297 p., 2 vol.
- Faccini U.F., Schultz C. L., Figueiredo C. E., Sanginetto L. R. & Soares S. C. 1990. Sobre a ocorrência de vertebrados fósseis triássicos na região de Santana da Boa Vista, RS. *Ciência e Natura* 12:7-12.
- Fambrini G.L. 2004. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 263p.
- Féraud G., Giannérini G. & Campredon R. 1987. Dyke Swarms as paleostress indicators in areas adjacent to continental collision zones: Examples from the european and northwest arabian plates. *Geological Association of Canada Special Paper*, 34: 273-278
- Fernandes L. A. D., Tommasi A., Vauchez A., Porcher C.C., Menegat R. & Koester E. 1993. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu: Caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 224-233.
- Ferrari A.L. & Riccomini C. 1999. Campo de esforços plio-pleistocênico na Ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional. *Revista Brasileira de Geociências* 29(2): 195-202.
- Ferrari A.L. 2001. *Evolução tectônica do Gráben da Guanabara*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 412p.
- Ferstenseifer, H.C., Deboni, L.H., Nowatzki, C.H. 1994. Contribuição à reavaliação do posicionamento estratigráfico da "Unidade Caneleiras" do Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 39(2):p. 777-793.
- Figueró J. E. P., Viero A. P. & Roisenberg A. 1996. Aspectos Geoquímicos e Petrogenéticos do Vulcanismo Toleítico Mesozóico da Formação Passo das Carretas, Santana da Boa Vista, RS. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39(2):65-68.
- 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. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutoramento, IG-USP, São Paulo, SP, 366 p. (inédito).
- Fragoso Cesar A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. F., Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais, 4:1322-1342.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Almeida R.P., Fambrini G.L., Pelosi A.P.M.R. & Janikian L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudo e bacias 1, Porto Alegre, p.139-144.
- Gamermann N. 1973. Formação Rosário do Sul. *Pesquisas* 2: 5-36.
- Geoffroy L., Bergerat F. & Angelier J. 1993. Modification d'un champ de contrainte régional par un champ de contraintes mafatique local. Exemple de l'Île de Skye (Ecosse) au Paléocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(4): 541-552.

- Gordon Jr. M. 1947. Classification of the Gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. DNPM – Div. Geol. Min. *Notas Preliminares e Estudos* 38: 1-19.
- Hancock P.L. 1985 Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4):437-457.
- Hancock P.L. & Engelder T. 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of American Bulletin*, 101: 1197-1208.
- Hodgson R.D. 1961 Regional study of jointing in Comb Ridge – Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Bulletin of the Geological Society of America*, 45: 1-38.
- Hunter R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24:361-387.
- Hunter R.E. 1981. Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from western interior U.S.A. In: F.G. Ethridge & R.M. Flores (eds), *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration*. SEMP Special Publication 31: 315-329.
- Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozoico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulcão-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 33:349-362.
- Jost H. 1981. *Metallogeny of the Santana da Boa Vista region, southern Brazil*. University of Georgia Master of Science thesis.
- Ketzer J. M. M. 1997. *Cronoestratigrafia das unidades gondwanicas preservadas sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense (Formação Caneleiras)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 215p.
- Lavina, E.L. & Faccini, U.F. 1993. A Formação Pirambóia no Rio Grande do Sul: um episódio de desertificação ao final do Permiano, início do Triássico. *Estudos Tecnológicos* 36: 162.
- Lavina, E.L. & Scherer, C.M.S. 1997. Arquitetura estatigráfica da sedimentação Neopermiana e Mesozóica na região oeste do Rio Grande do Sul: implicações na construção do arcabouço cronoestratigráfico da Bacia do Paraná. In: Simpósio de Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná 3: 33-34.
- Leinz V. 1945. Geologia da área mineralizada de estanho e tungstênio no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral* – DNPM/ Divisão de Fomento da Produção Mineral – DPFM, Rio de Janeiro, v.70.
- Menegat, R., Scherer, C.M.S. 1993. Formação Caneleiras (RS): Devoniana ou Permo-Triássica? Critérios para o enquadramento estratigráfico de seqüências isoladas sobre o Escudo Sul-riograndense. In: Simpósio Sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1. UNESP-Rio Claro.
- Miall, A.D. 1974. Palaeocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. *Journal of Sedimentary Petrology* 44(4):1174-1185.
- Miall, A.D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. 2nd ed., New York, Springer, 668 p.
- Miall A.D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. 3rd ed., New York, Springer-Verlag, 616 p.
- Milani, E.J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, SE Brazil. In: de Wit, M.J. & Ransome, I.G.D. (eds.) *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*. Rotterdam: Balkema, p.101-108.
- Milani E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-oeste*. São Paulo, 2 volumes (Tese de Doutoramento) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 265-279.
- Moraes Rego L.F. 1930. Geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, Rio de Janeiro, 46, p.1-105.
- Naumann M.P., Hartmann L.A., Koppe J.C., Chemale Jr. F. 1984. Seqüências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granito intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS – Geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. *Anais*, 5:2417-2425.
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.*, 9(5):597-608.
- Pimentel, G.B.; Orlandi Filho, V. & Lopes, R.C. 1990. Faciologia e caracterização paleoambiental da seqüência vulcâno-sedimentar Caneleiras – folha Piratini, RS. *Ciência e Natura* 12:23-27.
- Pollard 1987. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. *Geological Association of Canada Special Paper*, 34: 5-24.
- Pollard, D.D.; Saltzer, S.D. & Rubin, A. 1993. Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions? *J. Struct. Geol.* 15(8): 1045-1054.
- Potter, P.E. & Pettijohn, F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. 2nd ed., Springer-Verlag, New York, 425 p.
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic – Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes*, v.II, p.168-174.
- Reading H.G. 1986. Facies. In: H.G. Reading (ed.) 1986. *Sedimentary Environments and Facies 2nd edition*. 4-19.
- Riccomini, C. 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-Gondwânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese de Livre-Docência, Universidade de São Paulo, 100p.
- Riccomini C., Chamani M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R. & Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *An. Acad. bras. Ci.* 64: 210.
- Riccomini C., Almeida R.P., Turra B.B., Chamani M.A.C. & Fairchild T.R. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permo-Triássico da Bacia do Paraná. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos 10, Curitiba, p.18.
- Riccomini C., Brentan S., Tomba C.L.B., Ferrari A.L., Taioli F., Silva T.B. & Manoel D.F.C. 2006. Regime tectônico de colocação dos enxames de diques eocretáceos do sudeste do Brasil. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia 43, Aracaju, p. 110.
- Rickwood P.C. 1990. The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions. In: Parker J., Rickwood P.C. & Tucker D.H. (eds.) *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Rotterdam, Balkema, p.81-100.
- 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
- Rostirolla, S.P.; Assine, M.L.; Fernandes, L.A. & Artur, P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4): 639-648.
- Rostirolla S.P., Mancini F., Rigoti A. & Kraft R.P. 2003. Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná basin, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 16: 287-300.

- Scherer, C.M.S. 1994. Análise faciológica e bioestratigráfica do Triássico Superior (topo da Formação Santa Maria) na região de Candelária – RS. Dissertação de Mestrado, Curso de pós-graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 100p.
- Scherer, C.M.S. & Lavina, E.L. 1997. Aloformação Guará: uma nova unidade estratigráfica mesozóica na porção meridional da Bacia do Paraná. In: Simpósio de Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná 3: 36-37.
- Scherer, C.M.S.; Faccini, U.F. & Lavina, E.L. 2000. Arcabouço estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/ UFRGS. pp. 335-354.
- Soares P.C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.* 5: 229-251.
- Soares P.C. & Assine M.L. 1992. A seqüência Triássico-Jurássica da Bacia do Paraná. *Acta Geologica Leopoldencia* 36(1): 137-139.
- Soares A.P., Soares P.C. & Holz M. 2006. Correlações conflitantes no limite Permo-Triássico no sul da Bacia do Paraná: o contato entre duas seqüências. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia 43, Aracaju, p. 100.
- Strugale M. 2002. *Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado, UFPR, 138p.
- Tankard A.J., Uliana M.A., Welsink H.J., Ramos V.A., Turic M., França A.B., Milani E.J., Brito Neves B.B., Eyles N., Santa Ana H., Wiens E., Cirbian M., López Paulsen O., Germs G.J.B., de Wit M.J., Machacha T., Miller R.M. 1996. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana. *AAPG Memoir* 62, p.5-52.
- Tchalenko J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of American Bulletin*, 81: 1625-1640.
- Tessari R. I. & Picada R. S. 1966. Geologia da quadricula de encruzilhada do Sul, RS, Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, *Boletim* 124, 147 p.
- Tomba C.L.B. & Sato E.N. Campo de Esforços Controlador do Enxame de Diques Máfico-Ultramáficos da Ilha de São Sebastião, SP. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia 43, Aracaju, p.294.
- Turner S., Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break up in the South Atlantic high precision 40Ar-39Ar geochronology. *Earth and Plan. Scien. Letters* 121:333-348.
- Turra B.B. 2005. *Sismitos permotriássicos da borda leste da Bacia do Paraná*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 41p.
- Turra B.B., Riccomini C. & Almeida R.P. 2006. Significado tectônico dos sismitos permotriássicos da Bacia do Paraná. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia 43, Aracaju, p.111.
- Von Huene F. & Stahlecker R. 1931. Observações geológicas no Rio Grande do Sul. *Boletim de Ciências Naturais da Universidade Federal de Santa Maria*, Santa Maria, 3: 6-102.
- Walker R.G. 1992. Facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (eds): *Facies Models and response to sea-level change*. Geological Association of Canada. Geotext 1. p. 1-14.
- Weschenfelder, J., Kirchheim, R.E., Scherer, C.M.S., Cazzulo-Klepzig, M.C. 1993. Ocorrência de rochas sedimentares gondwanicas Eo-Permianas sobre a borda leste do Escudo Sul-riograndense. *Acta Geológica Leopoldencia*, 39(1): p. 599-614.

White I. C. 1908. *Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil*. Rio de Janeiro, Comissão das Minas e carvão de Pedra do Brasil, 300 p.

Zalán, P.V.; Wolf, S.; Conceição, J.C.; Astolfi, A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A. & Marques, A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: Ulbrich, H.H.G.J. & Rocha-Campos, A.C. (eds.) *Gondwana Seven*. São Paulo: IG-USP, p. 83-117.

Zerfass, H.; Garcia, A.J.V.; Susczynski, A.M. & Lavina, E.L. 2000. Análise de proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul (RS): uma contribuição para a arquitetura estratigráfica e evolução tectono-sedimentar. *Acta Geol. Leopoldensia* 23: 61-84.

Zerfass, H.; Lavina, E.L.; Schultz, C.L.; Garcia, A.J.V.; Faccini, U.F. & Chemale Jr., F. 2003. Sequence stratigraphy of continental strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana paleogeography and paleoclimate. *Sediment. Geol.* 161: 85-105.

Zerfass, H. Chemale Jr., F. & Lavina, E. 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research* 8(2): 163-176.

Zoback M.L. 1992. First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress map project. *J.Geophysical Research* 97B:11703 11728.

Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J., Assumpçao M., Bell S., Beegman E.A., Blüming P., Brereton N.R., Denham D., Ding J., Fuchs K., Gay N., Gregersen S., Gupta H.K., Gvishiani A., Jacob K., Klein R., Knoll P., Magee M., Mercier J.L., Müller B.C., Paquin C., Rajendran K., Stephansson O., Suarez G., Suter M., Udías A., Xu Z.H. & Zhzhin M. 1989. Global pattern of tectonic stress. *Nature* 341:291 298.

ANEXOS

ANEXO I - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO



Anexo II - Mapa de Pontos

