

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA FAIXA DE
DOBRAMENTO PARAGUAI MERIDIONAL NA SERRA
DA BODOQUENA E DEPRESSÃO DO
RIO MIRANDA, MS**

Fernanda Rostirola de Sá

Orientador: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2009

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meus sinceros agradecimentos as pessoas e instituições que colaboraram com a realização do presente estudo:

Agradeço ao Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha pela dedicada orientação, apoio incondicional e incentivo durante todo o projeto;

Ao Prof. Dr. Paulo César Boggiani pelo incentivo e a troca de idéias que em muito contribuíram para a realização deste trabalho;

Ao Prof. Dr. Gergely A. J. Szabó e ao Prof. Dr. Renato de Moraes pelo auxílio nas descrições de lâminas e obtenção das fotografias;

Ao Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi e ao Prof. Dr. Ian McReath pela revisão do *abstract*;

A todos os funcionários do Instituto de Geociências (IGC-USP) por todo apoio e serviços prestados;

Ao geofísico Dr. Carlos Rodriguez, meu coordenador na Petrobras, pela colaboração em me dispor algum tempo livre, sem o qual não seria possível a conclusão deste trabalho;

À minha querida família que sempre esteve presente, me incentivando com todo carinho e compreensão;

Expresso um reconhecimento especial ao meu querido esposo André Luís Invernizzi que inúmeras vezes abdicou de suas horas de descanso para auxiliar-me na conclusão deste trabalho, por todo carinho, paciência e compreensão;

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelos períodos de bolsa;

A Fundação de Apoio a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) que financiou os trabalhos de campo através do projeto “Evolução geológica da porção meridional da Faixa Paraguaia” (processo 04/01233-0);

E finalmente, agradeço a todos os amigos que colaboraram direta ou indiretamente na elaboração desta dissertação.

RESUMO

No presente trabalho buscou-se compor um quadro geológico-estrutural da Faixa Paraguai meridional e compreender as relações estratigráficas entre os litotipos da Formação Puga e grupos Cuiabá e Corumbá. Foram realizados trabalhos de reconhecimento geológico e perfis geológico-estruturais de detalhe, com análise estrutural e petrográfica, em conjunto com a integração de dados e mapas existentes, análise de imagens de satélite, fotos aéreas e modelos digitais de terreno. A Faixa Paraguai meridional evoluiu como um típico *fold-and-thrust belt*. A evolução geológica do cinturão principia por processos de rifteamento, provavelmente no final do Criogeniano, evoluindo para mar restrito e margem passiva até o final do Ediacarano. A fase rifte é caracterizada pelas formações Puga e Cerradinho. A fase margem passiva está representada pelas formações Bocaina, Tamengo e Guaicurus. Propõe-se que o Grupo Cuiabá na área estudada seja constituído por depósitos marinhos profundos, turbidíticos distais depositados comitantemente aos sedimentos do Grupo Corumbá. O processo colisional responsável pela inversão da bacia com a deformação e metamorfismo associados ocorreu durante o Cambriano, com magmatismo pós-colisional no Cambriano Superior. O estilo estrutural torna-se progressivamente mais complexo de oeste para leste. São observadas até três fases de dobramento coaxiais sobrepostas com eixos subhorizontais de direção N-S. Associam-se a sistemas de falhas de empurrão com deslocamento da capa para oeste. As lineações de estiramento e indicadores cinemáticos observados sugerem que a convergência colisional em direção ao bloco Rio Apa que deu origem à faixa móvel não foi completamente frontal, existindo algum grau de obliquidade, com vetores de convergência em torno de WNW–ENE. Os micaxistos do Grupo Cuiabá mostram o estilo estrutural mais complexo, com três fases de dobramentos coaxiais e foliações tectônicas mais intensas. Haveria correlação temporal entre S_3 gerada nos micaxistos, comumente referidos como Grupo Cuiabá, a leste com a foliação S_2 gerada na porção central e a clivagem S_1 gerada no limite da área cratônica a oeste, padrão que pode ser explicado pela migração do *front* deformacional de leste para oeste. É sugestivo que as principais falhas de empurrão coincidam com limites bacinais importantes, onde ocorrem variações de espessura e representatividades das formações basais. No processo de inversão da bacia provavelmente os empurrões reativaram as antigas falhas lítricas principais do estágio rifte.

Palavras-chave: Brasileiro, faixa móvel, faixa de dobramentos, Faixa Paraguai, Neoproterozóico.

ABSTRACT

This work aims to characterize the geological and structural context of the Southern Paraguay Folded Belt, and to understand the stratigraphic relationships between the Puga Formation, Corumbá and Cuiabá groups. Regional geological reconnaissance work and detailed geological-structural field sections were carried out, with petrographic and structural analysis, together with integration of existing data and maps and analysis of satellite images, aerial photos and digital terrain models. The southern Paraguay Belt is a typical fold-and-thrust belt. Its geological evolution began with rifting (Puga and Cerradinho formations), probably at the end of Criogenian, and evolved to restricted sea and passive margin (Bocaina, Tamengo and Guaicurus formations) in the late Ediacaran. It is proposed that the Cuiabá Group in the study area consists of distal marine deposits coeval with the Corumbá Group. The collisional process responsible for basin inversion and associated deformation and metamorphism occurred in the Cambrian, with post-collisional magmatism in the Upper Cambrian. The structural style becomes increasingly complex from west to east. Up to three overprinted coaxial folding phases are observed with north / south upright axial planes dipping to east and axes plunging gently to North or South. A system of thrust faults is associated with displacement of the hangwall to the west. Down-dip to oblique and strike-slip stretching lineations are also observed, with kinematic indicators showing movement varying from inverse to sinistral. This suggests that the collisional convergence toward the Rio Apa block which generated the mobile belt was not strictly frontal, but had some degree of obliquity, with convergence vectors around SSW - ENE. The Cuiabá Group mica-schists show the most complex structural style with three superimposed coaxial fold phases and more intense tectonic foliations. It is proposed that there would be time correlation between the S_3 foliation in the mica-schists in the easternmost area, with the S_2 foliation in the central area and the S_1 cleavage at the limit of the cratonic area to the west. This pattern can be explained by the westward migration of the deformational front. It is suggestive that the main thrusts coincide with major basin boundaries, where greater variations in thickness and expression of the basal formations occur. During the basin inversion the thrusts probably reactivated the former main listric faults of the rift stage.

Key words: Brasiliano, mobile belt, fold-and-thrust belt, Paraguai Mobile Belt, Neoproterozoic

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. <i>Objetivo</i>	4
1.2. <i>Localização da área de estudo</i>	5
2. MATERIAIS E MÉTODOS	8
2.1. <i>Pesquisa Bibliográfica</i>	8
2.2. <i>Análise de Imagens de Satélite, Fotos Aéreas e Modelo Digital de Terreno</i>	9
2.3. <i>Trabalho de Campo</i>	9
2.4. <i>Análise Microestrutural</i>	9
2.5. <i>Elaboração de Perfis Geológico-estruturais</i>	10
2.6. <i>Análise e Tratamento de Dados</i>	11
2.7. <i>Discussão dos Resultados</i>	11
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
3.1. <i>Estratigrafia</i>	13
3.1.1. <i>Grupo Corumbá</i>	13
3.1.2. <i>Formação Puga</i>	15
3.1.3. <i>Grupo Cuiabá</i>	16
3.2. <i>Geologia Estrutural e Geotectônica</i>	19
3.2.1. <i>Modelos Evolutivos para a “Bacia Corumbá”</i>	22
4. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS	25
4.1. <i>Embasamento do Grupo Corumbá</i>	27
4.1.1. <i>Embasamento Cristalino</i>	27
4.1.2. <i>Formação Puga</i>	28
4.1.3. <i>Grupo Cuiabá</i>	33
4.2. <i>Grupo Corumbá</i>	38
4.2.1. <i>Formação Cerradinho</i>	39
4.2.2. <i>Formação Bocaina</i>	45
4.2.3. <i>Formação Tamengo</i>	49
4.2.4. <i>Formação Guaicurus</i>	53
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL	56
5.1. <i>Domínios Estruturais</i>	56
5.1.1. <i>Domínio I</i>	56
5.1.2. <i>Domínio II</i>	57
5.1.3. <i>Domínio III</i>	58
5.1.4. <i>Domínio IV</i>	64
5.1.5. <i>Domínio V</i>	68
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	72
7. CONCLUSÕES	76
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79

ANEXO I – *Perfis geológicos*

ANEXO II – *Mapa de localização dos afloramentos descritos*

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1- 1. Localização da Faixa Paraguai e contexto tectônico esquemático (modificado de Trompette et al., 1998).</i>	1
<i>Figura 1- 2. . Correlação litoestratigráfica das seqüências neoproterozóicas a cambrianas ao longo da margem sul do Cráton Amazônico e Bloco Rio Apa (Trompette et al., 1998).</i>	3
<i>Figura 1- 3. . Mapas Geológicos mostrando diferentes distribuições para o Grupo Corumbá na porção Meridional da Faixa Paraguai. À esquerda, de acordo com Corrêa et al. (1976, 1979) e Nogueira et al. (1978). À direita, segundo Boggiani, 1997 (modificado de Boggiani, 1997).</i>	3
<i>Figura 1- 4. Localização da área de estudo no contexto geológico regional.</i>	5
<i>Figura 1- 5. Localização dos afloramentos estudados, estradas e rodovias sobrepostos a modelo digital de terreno (USGS-SRTM).</i>	6
<i>Figura 3- 1. Quadro comparativo de colunas estratigráficas propostas para a Faixa Paraguai Meridional.</i>	18
<i>Figura 3- 2. Zonas Geotectônicas de Almeida (1984).</i>	21
<i>Figura 3- 3. Arranjo das faixas Paraguai e Tucavaca (paralela ao Lineamento de Chiquitos) sugerindo junção tríplice de riftes (extraído de Jones, 1985).</i>	23
<i>Figura 3- 4. Subdivisão estratigráfica do Grupo Corumbá no contexto de evolução de bacia do tipo rift-drift (extraído de Boggiani & Alvarenga, 2004).</i>	24
<i>Figura 4 - 1. Localização dos perfis geológicos estudados em mapa geológico extraído de Campanha et. al. (2009).</i>	26
<i>Figura 4 - 2. Modelo esquemático de depósitos de leques aluviais proximais, ambiente proposto para a sedimentação da Formação Puga (modificado de Silva et al, 2004).</i> ...32	
<i>Figura 5 - 1. Divisão da área estudada em domínios estruturais.</i>	56
<i>Figura 6- 1. Modelo esquemático de sedimentação da fase de subsidência térmica (drift) do Grupo Corumbá.</i>	73
<i>Figura 6- 2. Modelo esquemático da progressão do processo deformacional.</i>	74

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

<i>Fotografia 4 - 1. Contato em discordância angular entre o Embasamento e o Grupo Corumbá (N7730447/E0510534 UTM – SAD69/21S).</i>	27
<i>Fotografia 4 - 2. Metadiamicitito de matriz psamítica mal selecionada com abundantes clastos centimétricos a decimétricos de gnaiss, quartzito (N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).</i>	29
<i>Fotografia 4 - 3. Aspecto microscópico do metadiamicitito psamítico, matriz mal selecionada composta por quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita, sericita e cristais alterados de carbonato. Polarizadores cruzados (N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).</i>	30
<i>Fotografia 4 - 4. Metadiamicitito com matriz pelítica cinza esverdeada, com clastos centimétricos a decimétricos, de quartzitos, gnaisses, granitos, quartzo, anfibólitos, perfazem cerca de 15% da rocha (N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).</i>	30
<i>Fotografia 4 -5. Camada métrica de formação ferrífera intercalada no metadiamicitito sustentado por matriz de composição rica em magnetita e hematita (Fazenda São Manuel -N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).</i>	31
<i>Fotografia 4 - 6. Filito hematítico, óxido de ferro laminado com lentes estiradas compostas por sericita, quartzo e clorita estiradas, por vezes formando sigmóides (N7712335/E0540617 UTM – SAD69/21S).</i>	31
<i>Fotografia 4 - 7. Metadiamicitito psamítico com clasto de gnaiss decimétrico estirado indicando vergência para NW (N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).</i>	32
<i>Fotografia 4 - 8. Micaxisto pouco intemperizado aflorante no leito do córrego Agachi (UTM: 591833; 7747565 - SAD69, 21S).</i>	34
<i>Fotografia 4 - 9. Xisto muito intemperizado exibindo foliação dobrada (UTM: 591424; 7748422 - UTM – SAD69/21S).</i>	34
<i>Fotografia 4 - 10. Clorita-muscovita quartzo xisto com albita, opacos e muitos cristais de carbonato alterado. Observam-se arcos poligonais dentro de uma clivagem de crenulação S₂ (horizontal na foto) (N7743860/E0595961- UTM – SAD69/21S).</i>	35
<i>Fotografia 4 - 11. Quartzito aflorante em Duque Estrada (N7767545/E0571760 - UTM SAD69 -21S).</i>	36
<i>Fotografia 4 - 12. Clivagem de crenulação espaçada (horizontal na foto) evidenciando que a foliação mais evidente no bt-ms-qtz xisto foi origina por dobras D₂ afetando uma xistosidade anterior (Scr=S₁) (N7747565/E0591833;- UTM SAD69-21S).</i>	36
<i>Fotografia 4 - 13. Foliações observadas em xisto grafitoso. A S₂ é uma clivagem de crenulação plano axial de dobras D₂ sobre foliação anterior (S₁). Clivagem de crenulação espaçada (S₃) gerada em fase D₃ está sobreposta à foliação anterior (S₂).(N76955651/E0569353;- UTM SAD69-21S).</i>	37
<i>Fotografia 4 - 14. Cristais de carbonatos presente no micaxisto (N7743860/E0595961 UTM SAD69/21S).</i>	38
<i>Fotografia 4 - 15. Conglomerado sustentado por clasto com matriz arcossiana grossa, micácea, mal selecionada, observado próximo ao Posto Indígena Alves Barros (N7740285/E0507263 UTM – SAD69/21S).</i>	40
<i>Fotografia 4 - 16. Poucos e pequenos seixos esparsos mal rolados, semi-angulosos de quartzo leitoso e quartzitos foram observados em base conglomerática do arenito arcossiano (N7626354/E0522853-UTM SAD69/21S).</i>	41
<i>Fotografia 4 - 17. Meta arcósio inequigranular com cristais milimétricos de albita, quartzo e muscovita (N7687421/E0560081 UTM SAD69/21S).</i>	42
<i>Fotografia 4 - 18. Calcarenito dolomítico estratificado, com intercalações de porções mais maciças (N7730447/E0510534 UTM SAD69/21S).</i>	42

<i>Fotografia 4 - 19. Calcarenito com estratificação cruzada no topo na Formação Cerradinho (N7733686/E0514500 UTM SAD69/21S).</i>	43
<i>Fotografia 4 - 20. Calcário dolomítico com possível estrutura estromatolíticas (N7728818/E0511178 UTM SAD69/21S).</i>	43
<i>Fotografia 4 - 21. Folhelho com laminação plano paralela e níveis submilimétricos arenosos (N7728504/E0511244 UTM SAD69/21S).</i>	44
<i>Fotografia 4 - 22. Tênu e estratificação de calcário dolomítico evidenciada pelo intemperismo (N7719835/E0531159 UTM SAD69/21S).</i>	46
<i>Fotografia 4 - 23. Bloco de calcário extremamente silicificado (N7722409/E0528166 UTM SAD69/21S).</i>	46
<i>Fotografia 4 - 24. Brecha intraformacional com clastos subangulosos (N7719835/E0531159 UTM SAD69/21S).</i>	47
<i>Fotografia 4 - 25. Calcário dolomítico muito puros granulometria fina com alguns cristais arredondados, e com contatos em parte poligonizados (N7728227/E0 527508 UTM SAD69/21S).</i>	47
<i>Fotografia 4 - 26. Brecha carbonática com seixos e blocos de dolomitos brancos silicosos extremamente fraturados em matriz composta por calcilitito maciço (N7721929/E0526518 UTM SAD69/21S).</i>	48
<i>Fotografia 4 - 27. Calcilitito cinza escuro estratificado (UTM N7723422/E0531927 UTM SAD69/21S).</i>	50
<i>Fotografia 4 - 28. Nível brechado com clastos de calcário retrabalhados possivelmente provenientes da Formação Bocaina (N7735577/E0528226 UTM SAD69/21S).</i>	50
<i>Fotografia 4 - 29. Calcilitito com intercalações rítmicas de filito (N7728437/E0526969 UTM SAD69/21S).</i>	51
<i>Fotografia 4 - 30. Calcário recristalizado com esparsos cristais de quartzo (N7728466/E0536474 UTM SAD69/21S).</i>	52
<i>Fotografia 4 - 31. Metacalcário foliado (N7728245/E0536141 UTM SAD69/21S).</i>	52
<i>Fotografia 4 - 32. Pares S/C evidenciam planos de cisalhamentos com vergência exclusiva para W (N7735577/E0528226 UTM SAD69/21S).</i>	53
<i>Fotografia 4 - 33. Filito de coloração cinza esverdeado, milimetricamente bandados (N7735198/E0528308 UTM SAD69/21S).</i>	54
<i>Fotografia 4 - 34. Camadas decimétricas de marga e calcário (N7735577/E0528226 UTM SAD69/21S).</i>	55
<i>Fotografia 4 - 35. Filito com quartzo estirados formando sigmóides ((N7728278/E0536278 UTM SAD69/21S).</i>	55
<i>Fotografia 5- 1. Domínio II – acamamento suavemente basculado para leste (N7728103/E0520570 UTM SAD69/21S).</i>	57
<i>Fotografia 5- 2. Acamamento com dobras abertas em m (N7714174/E0524811 UUTM SAD69/21S).</i>	59
<i>Fotografia 5- 3. Dobras fechadas com plano axial empinado, sugere zona de charneira de dobramento S₂ (N7723251/E0531091 UTM SAD69/21S).</i>	60
<i>Fotografia 5- 4. Dobra isoclinal (N7736262/E0527711 UTM SAD69/21S).</i>	60
<i>Fotografia 5- 5. Metacalcário com foliação milonítica (N7731174/E0534981 UTM SAD69/21S).</i>	61
<i>Fotografia 5- 6. Pares s/c sugerem movimentos do topo de leste para oeste (N7723422/E0531927 UTM SAD69/21S).</i>	61
<i>Fotografia 5- 7. Clivagem espaçada oblíqua (S₂) a clivagem ardósiana (S₁) (N7728006/E0529487 UTM SAD69/21S).</i>	62

<i>Fotografia 5- 8. Clivagem ardosiana (S_1) sobreposta por clivagem de crenulação S_2 (N7697294/E0555968 UTM SAD69/21S).</i>	65
<i>Fotografia 5- 9. Contato entre camadas quartzosa e pelítica. Na camada mais competente as estruturas são bem mais incipientes (N7697294/E0555968 UTM SAD69/21S).</i>	65
<i>Fotografia 5- 10. Clivagem de crenulação penetrativa (S_2) milimétrica a submilimétrica associada à bandamento diferenciado, caracterizado pela alternância de filmes de mica e quartzo (N7747565/E0591833;- UTM SAD69-21S).</i>	69
<i>Fotografia 5- 11. S_2 afetada por dobras D_3 (N7748422/E059142 UTM SAD69/21S).</i>	69

ÍNDICE DE ESTEREOGRAMAS

<i>Estereograma 5- 1. Domínio I – Pólos dos acamamentos com indicação do plano médio (valor médio 102/12°). Acamamento horizontalizado com mergulhos suaves para leste.</i>	58
<i>Estereograma 5- 2. Subdomínio IIIb – pólos do acamamento (S_0), com indicação da melhor guirlanda (em vermelho) e eixo PI, e pólos de clivagem ardosiana (S_1), com indicação do melhor plano médio (em verde), eixos e lineações B_{01}.</i>	63
<i>Estereograma 5- 3. Domínio IIIa - acamamento dobrado (D_1) com indicação da melhor guirlanda, eixo PI e eixos B_{01}.</i>	63
<i>Estereograma 5- 4. Domínio IIIa - pólos de clivagem ardosiana, com indicação da melhor guirlanda e eixo PI, eixos B_{12} e pólos de planos axiais de dobras D_2.</i>	64
<i>Estereograma 5- 5. Pólos do acamamento, com indicação da melhor guirlanda e eixo PI, eixos e lineações B_{01}.</i>	66
<i>Estereograma 5- 6. Pólo de clivagem ardosiana (S_1) com indicação de melhor guirlanda e eixo PI.</i>	67
<i>Estereograma 5- 7. Planos axiais de dobras D_2 mostram distribuição em guirlanda evidenciando possível dobramento D_3 coaxial ao anteriores.</i>	67
<i>Estereograma 5- 8. Domínio Va - pólos de clivagem ardosiana (S_1) e clivagem de crenulação penetrativa (S_2), com indicação da melhor guirlanda e eixo PI (S_2), eixos e lineações B_{12} e B_{23}.</i>	70
<i>Estereograma 5- 9. Domínio Vb - pólos de clivagem de crenulação penetrativa (S_2) com indicação da melhor guirlanda e eixo PI (S_2), eixos e lineações B_{23}.</i>	70
<i>Estereograma 5- 10. Pólos de clivagem de crenulação espaçada e planos axiais (S_3) do domínio V sugerem que S_3 está dobrada com eixos N-S.</i>	71

ÍNDICE DE ANEXOS

<i>Anexo I – Perfis geológicos</i>	4 páginas
<i>Anexo II – Mapa de localização dos afloramentos descritos</i>	1 página

1. INTRODUÇÃO

A Faixa Paraguai constitui unidade geotectônica de destaque na porção oeste da Província Tocantins (Figura 1-1). Situa-se na borda sul do Cráton Amazônico e leste do Bloco Rio Apa, onde forma arco com a convexidade voltada para os núcleos cratônicos. Esta faixa tem comprimento aproximado de 1000 km sendo caracterizada por intensa deformação linear polifásica, longos falhamentos inversos e empurrão, escassez de produtos vulcânicos expostos e ocorrência de plútons graníticos pós-tectônicos nas áreas mais internas (Almeida 1984).

Encontra-se exposta em duas grandes regiões, a porção setentrional, em Mato Grosso, e a porção meridional, aflorante no planalto da Bodoquena e maciço de Urucum (Corumbá), em Mato Grosso do Sul. Essas áreas encontram-se separadas pelas coberturas sedimentares da Bacia do Paraná (Paleozóica e Mesozóica) e da Bacia do Pantanal (Cenozóica).

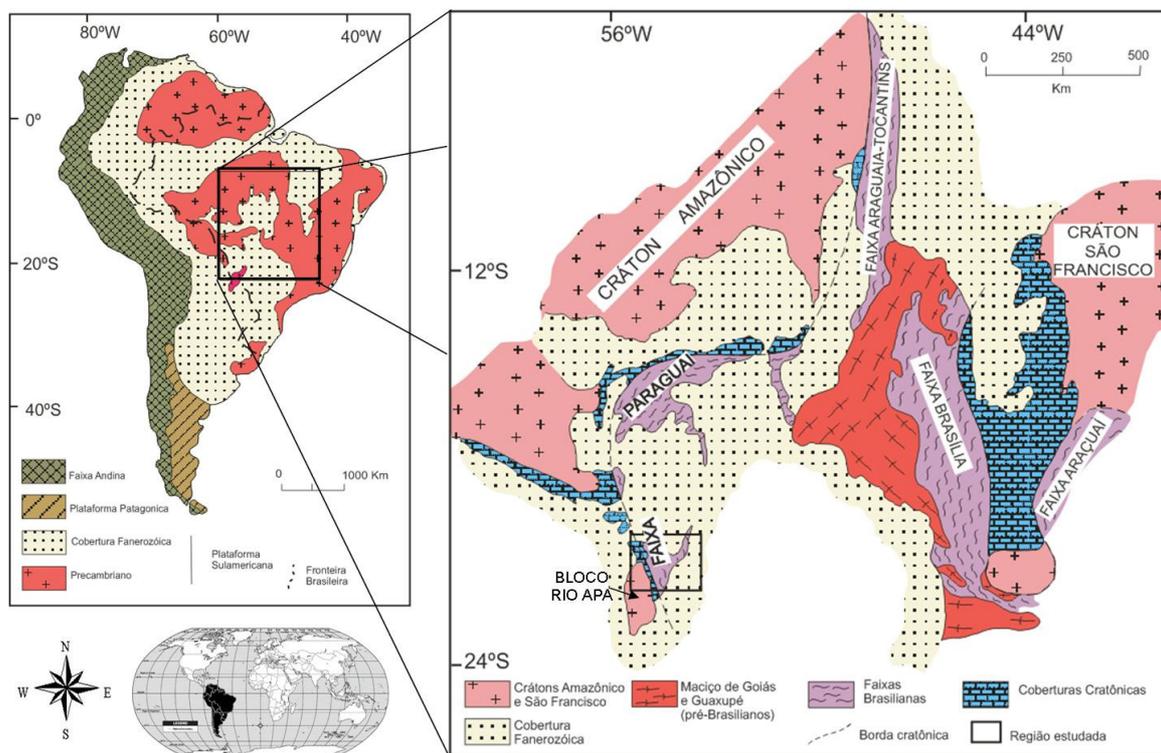


Figura 1- 1. Localização da Faixa Paraguai e contexto tectônico esquemático (modificado de Trompette et al., 1998).

Na tentativa de definir melhor o zoneamento tectônico que se observa de oeste para leste na Faixa Paraguai, esta foi diferenciada quanto à litologia e o estilo deformacional em duas faixas distintas com direção norte-sul, chamadas de Brasilides não metamórficas e Brasilides metamórficas por Almeida (1984) e como faixas Externa e Interna por Alvarenga (1988).

As unidades apresentam-se praticamente sem deformação nas coberturas cratônicas a oeste e com deformação crescente para leste, onde se intensificam os falhamentos inversos e dobras isoclinais (Alvarenga, 1990; Alvarenga & Trompette, 1992).

A evolução tectônica da faixa de dobramentos é atribuída aos últimos eventos deformacionais brasileiros, os quais teriam ocorrido ao final do Ediacariano e início do Cambriano.

Três grandes associações estratigráficas podem ser distinguidas na Faixa Paraguai (Alvarenga & Trompette, 1992). A unidade inferior apresenta fácies glácio-marinhas e turbiditos com influência glacial. Compreende a Formação Puga, na Serra da Bodoquena, e Cuiabá, na zona externa, gradando em direção a leste na zona interna para o Grupo Cuiabá. É recoberta por unidade carbonática que marca o fim da influência glacial e a subida do nível do mar. Corresponde ao Grupo ou Formação Araras na porção setentrional da Faixa Paraguai, e ao Grupo Corumbá na porção meridional. A unidade mais superior compreende uma sucessão de rochas siliciclásticas, aflorante apenas na parte norte, definida como Grupo Alto Paraguai (Figuras 1-2).

O Grupo Cuiabá atualmente é uma unidade estratigráfica de definição controvertida na Faixa Paraguai. Tem sido considerada como uma variação lateral (turbiditos distais) da Formação Puga (Alvarenga & Trompette 1992), e filitos mapeados como Grupo Cuiabá (Corrêa et al. 1976, 1979, Nogueira et al. 1978), a leste da Serra da Bodoquena, foram originalmente identificados como Formação Guaicurus (Grupo Corumbá) por Almeida (1965).

O Grupo Corumbá (Almeida, 1965, Boggiani, 1998) é composto por quatro formações, da base para o topo: Cerradinho (arenitos, arcósios, folhelhos, conglomerados e níveis de calcários), Bocaina (dolomitos), Tamengo (calcários cinzentos e calcilitos) e Guaicurus (pelitos).

Os trabalhos de Corrêa *et al.* (1976, 1979) e Nogueira *et al.* (1978) na região da Serra da Bodoquena atribuem as formações superiores do Grupo Corumbá (formações Tamengo e Guaicurus), bem como os conglomerados (diamictitos) da Formação Puga, ao Grupo Cuiabá, sendo considerado mais antigo com base no estilo estrutural.

Boggiani (*op. cit.*) retomou a estratigrafia clássica de Almeida (*op. cit.*), propondo inclusive que os filitos mais a leste correspondem à fácies distais do Grupo Corumbá, talvez equivalentes à Formação Guaicurus (Figura 1-3).

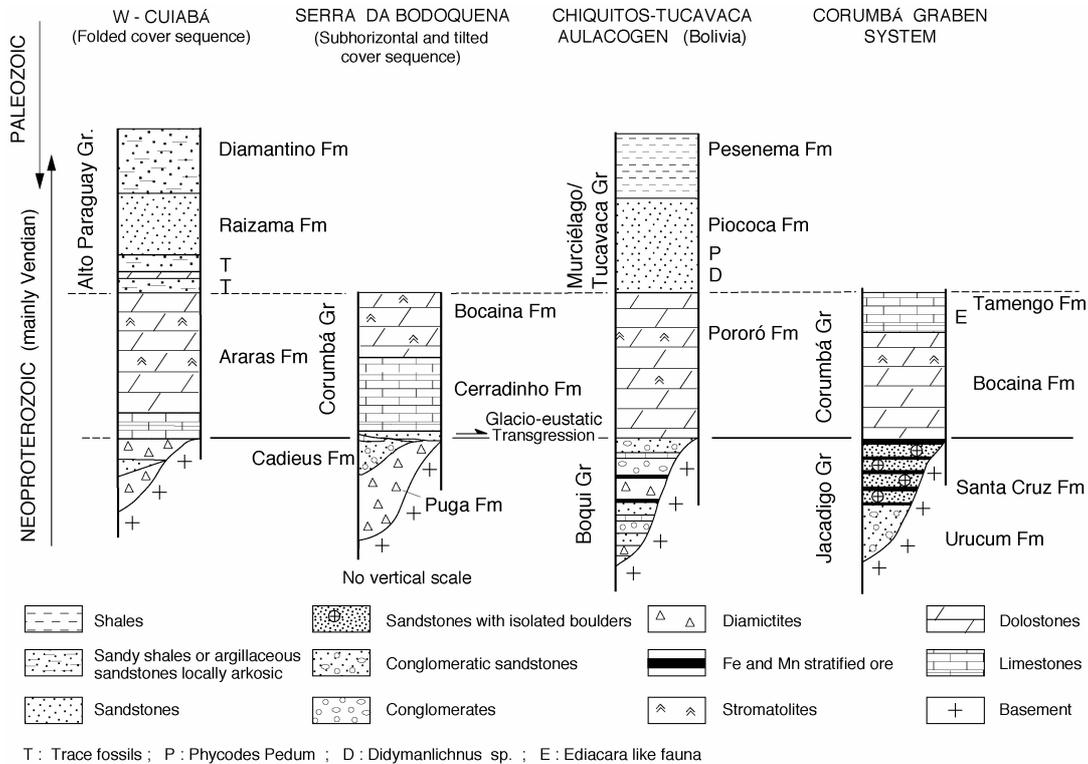


Figura 1-2. . Correlação litoestratigráfica das seqüências neoproterozóicas a cambrianas ao longo da margem sul do Cráton Amazônico e Bloco Rio Apa (Trompette et al., 1998).

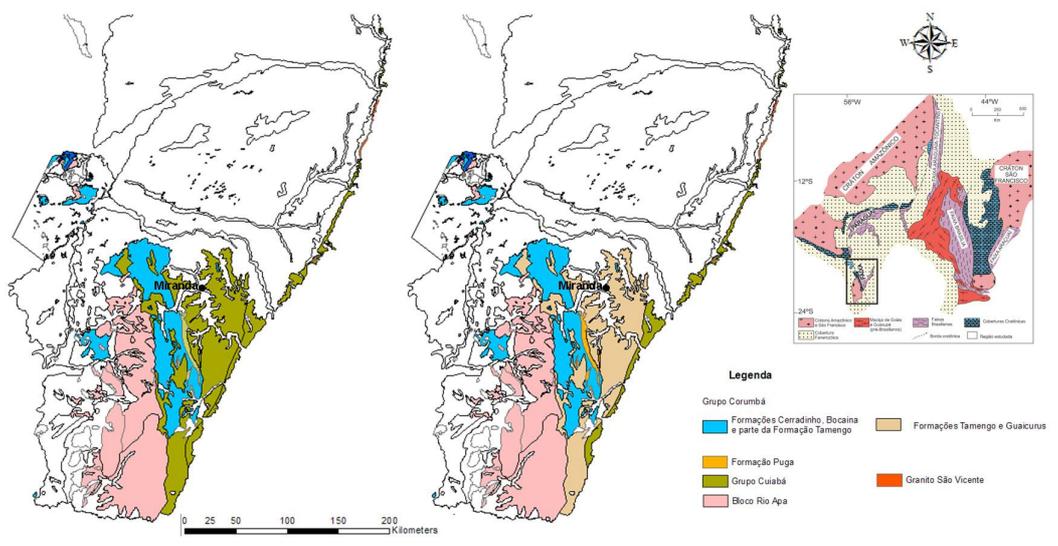


Figura 1-3. . Mapas Geológicos mostrando diferentes distribuições para o Grupo Corumbá na porção Meridional da Faixa Paraguai. À esquerda, de acordo com Corrêa et al. (1976, 1979) e Nogueira et al. (1978). À direita, segundo Boggiani, 1997 (modificado de Boggiani, 1997).

Os problemas estratigráficos sobre os grupos Cuiabá e Corumbá vão de suas composições e limite ao seu comportamento estratigráfico. O caráter conflitante entre as colunas estratigráficas propostas evidencia a necessidade de uma análise intimamente associada das características de sedimentação com o comportamento estrutural, para que se tenha idéia mais clara do comportamento estratigráfico.

No sentido de buscar novas diretrizes ao entendimento geotectônico para a Faixa Paraguai Meridional, e compreender as relações estratigráficas entre os litotipos da Formação Puga e grupos Cuiabá e Corumbá foram realizados trabalhos de reconhecimento geológico e perfis geológico-estruturais de detalhe, em conjunto com a integração de dados e mapas existentes, análise de imagens de satélite, fotos aéreas, e modelos digitais de terreno na região da serra da Bodoquena e depressão do rio Miranda.

A escolha da área de estudo foi motivada principalmente pela escassez de trabalhos de análise estrutural desenvolvidos em área que possui colunas estratigráficas conflitantes no que se refere aos grupos Corumbá e Cuiabá e Formação Puga devido, em grande parte, a deformação tectônica.

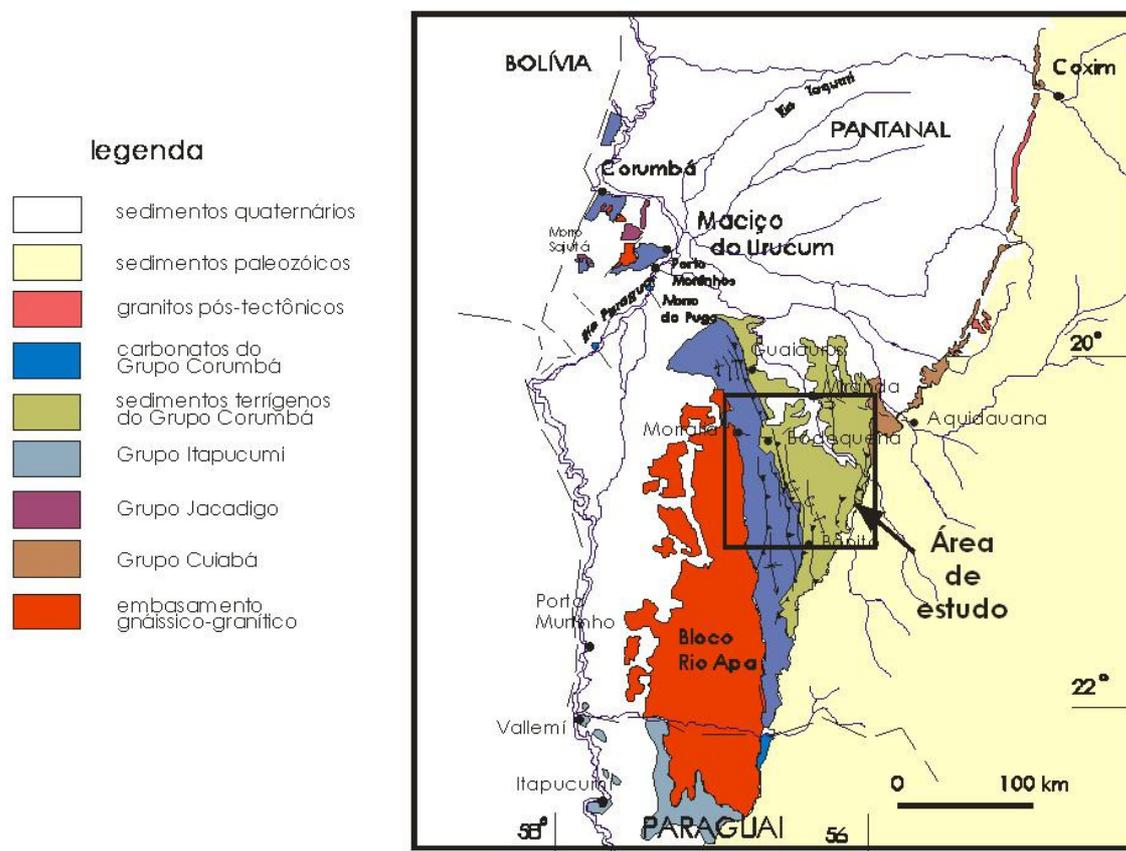
1.1. Objetivo

O objetivo do presente trabalho é contribuir para o entendimento das relações entre os grupos Corumbá e Cuiabá e a Formação Puga na porção centro meridional da Faixa Paraguai, com base nos seus estilos estruturais e no estudo de suas fácies sedimentares, ocorrentes tanto na área menos deformada a oeste, quanto na mais deformada e metamorfizada, a leste.

Estudando e comparando os estilos estruturais e os litotipos ocorrentes na porção centro meridional da Faixa Paraguai buscou-se o avanço do conhecimento tectônico e estratigráfico da área.

1.2. Localização da área de estudo

Estudou-se uma ampla região entre as escarpas da serra da Bodoquena e da serra de Maracaju, em Mato Grosso do Sul, balizada aproximadamente pelas localidades de Morraria, Bodoquena, Miranda e Aquidauana ao norte, e pelo município de Bonito ao sul (Figura 1-4).



(modificado de Schobbenhause *et al.* 1981)

Figura 1-4. Localização da área de estudo no contexto geológico regional.

O reconhecimento regional foi feito percorrendo-se as estradas de Anastácio – Bonito (MS345), Bonito – Baía das Garças, Bonito - Bodoquena (MS178), Bodoquena – Morraria, Morraria – Baía das Garças, Bodoquena – Miranda (MS339), Miranda – Campo Grande (BR262) e outras estradas de acesso local a fazendas.

Foram estudadas seções regionais, através de perfis geológico - estruturais de detalhe e semidetalhe entre as localidades de Bodoquena-Morraria (MS339), Miranda-Aquidauana (BR262), incluindo-se áreas próximas da Mineração Calbon e da localidade Duque Estrada, Bonito-Aquidauana (MS345), e Bonito entre a área do Alto Salobra e a localidade km 21, nas proximidades da Fazenda São Paulo (localidade de Jabuti) (Figura 1-5).

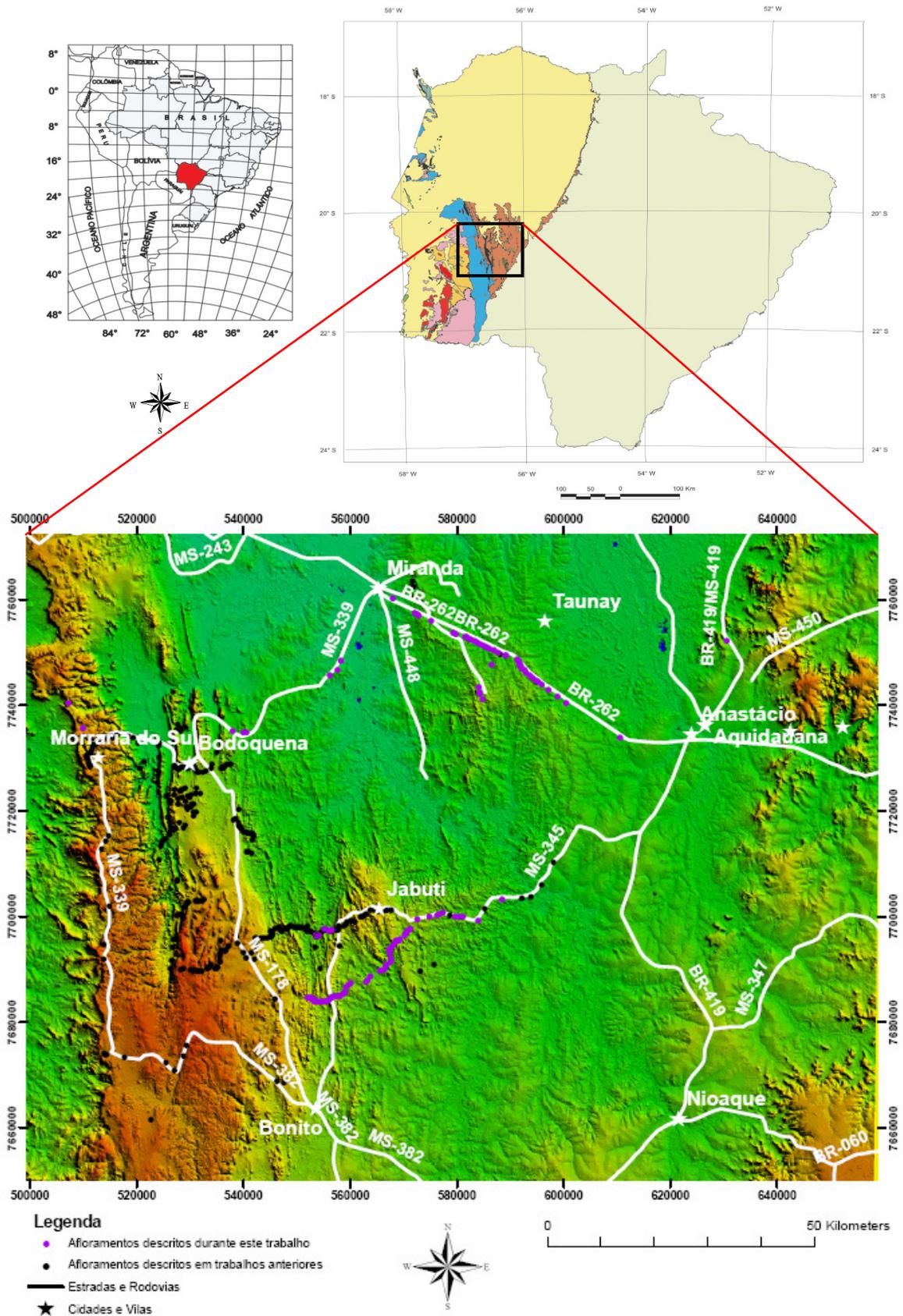


Figura 1- 5. Localização dos afloramentos estudados, estradas e rodovias sobrepostos a modelo digital de terreno (USGS-SRTM).

A região de Bodoquena foi preliminarmente estudada no trabalho de formatura da autora (Sá, 2005 e Sá *et al.*, 2005). Os estudos na área foram continuados no presente trabalho, na porção leste da faixa de dobramentos. Utilizaram-se também dados de Zuquim (2005) coletados na porção central da Serra da Bodoquena e dados inéditos coletados na região de Jabuti. Todos os dados foram tratados visando compor um quadro geológico-estrutural para a área estudada.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho utilizou como materiais fotografias aéreas, escala 1:60.000, da United States Air Force (USAF) de 1966, imagens de satélite (LandSat TM), modelo digital de terreno, obtido por interferometria de radar (USGS-SRTM) da NASA, mapas topográficos nas escalas 1:50.000, 1:100.000 e 1:250.000, mapas geológicos em escala 1:50.000 e 1:250.000 (Nogueira *et al.* 1978) visando obter junto com os trabalhos de campo um quadro integrado da geologia e tectônica da região.

Foram utilizados para a compilação de dados os mapas geológicos do Projeto Bonito-Aquidauana, DNPM (Nogueira *et al.* 1978), escala 1:50.000 – folhas SF.21-X-A-IV-I, SF.21-X-A-IV-2, SF.21-X-A-I-4 e SF.21-X-A-I-3, do Projeto Bodoquena, convênio CPRM/DNPM (1979), escala 1:250.000 – Folha Miranda (SF.21-X-A) e Folha Nioaque (SF.21-X-C), e Carta Geológica 1:250.000 - Folha Aquidauana (SF.21-X-A) - do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM.

Mapas topográficos na escala 1:50.000 - Cartas Militares Bodoquena (SF.21-X-A-IV-2), Morraria (SF.21-X-A-IV-1), Morro do Veado (SF.21-X-A-I-3) e Córrego Potreiro (SF.21-X-A-I-4) – e na escala 1:100.000 – Cartas Militares Vila Campão (SF.21-X-A-IV); Miranda (SF.21-X-A-II); Coronel Juvêncio (SF.21-X-A-I); Rio Perdido (SF.21-X-C-I); Jardim (SF.21-X-C-II) e Aldeia Lalima (SF.21-X-A-V), foram adquiridos para localização em campo e base topográfica para a elaboração de perfis.

2.1. Pesquisa Bibliográfica

A elaboração do presente trabalho iniciou-se com a compilação dos dados geológicos existentes em mapas anteriores, teses, dissertações, artigos e outros trabalhos disponíveis na literatura com o objetivo de compreender a evolução dos estudos geológicos na região meridional da Faixa Paraguai, com ênfase na deformação.

2.2. Análise de Imagens de Satélite, Fotos Aéreas e Modelo Digital de Terreno

Foram utilizadas fotografias aéreas, escala 1:60.000, da *United States Air Force* (USAF) de 1966, para extração de lineamentos estruturais e contrastes texturais.

Imagens de satélite (LandSat TM) e modelo digital de terreno, obtido por interferometria de radar (USGS-SRTM) da NASA foram usados para complementar e atualizar as informações presentes nas fotografias aéreas e mapas topográficos, e para elaboração de figuras.

As imagens de satélite e modelos digitais de terreno foram analisados em ambiente integrado de Sistema de Informações Geográficas (ArcGis).

2.3. Trabalho de Campo

Esta atividade constou de trinta dias de trabalho, onde foram descritos 298 afloramentos na região externa e interna da faixa de dobramentos, percorrendo-se as estradas de Anastácio – Bonito (MS345), Bonito – Baía das Garças, Bonito - Bodoquena (MS178), Bodoquena – Morraria, Morraria – Baía das Garças, Bodoquena – Miranda (MS339), Miranda – Campo Grande (BR262) e outras estradas de acesso local a fazendas.

Foram coletados dados litológicos e estruturais, com identificação, descrição e tomada de atitudes de estruturas primárias, foliações, lineações, dobras, indicadores cinemáticos e relações de contato entre os litotipos presentes, de acordo com os métodos e técnicas convencionais (Turner & Weiss, 1963; Ramsay, 1967, Hobbs *et al.*, 1976; Ramsay & Huber, 1983 e 1987).

Também foram coletadas amostras para confecção de seções delgadas para análise das microestruturas.

O mapa de localização dos afloramentos visitados está no Anexo II.

2.4. Análise Microestrutural

Para análise microestrutural foi utilizado microscópio petrográfico de luz transmitida. As fotografias foram obtidas no Laboratório de Microscopia Petrográfica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP, em microscópio OLYMPUS BX50 e analisador de imagens PROG RES CT3, Jenoptik.

Foram descritas 35 lâminas delgadas, com ênfase nas microestruturas das unidades mapeadas:

- nove pertencentes aos mica xistos da área interna da faixa;
- sete de metacalcários,
- quatro de metadiamicritos;
- duas de calcários e uma de folhelho da área cratônica;
- nove de filitos;
- dois metarenitos;
- uma de quartzito.

2.5. Elaboração de Perfis Geológico-estruturais

A partir dos dados litológicos e estruturais obtidos em trabalhos de campo, elaboraram-se perfis geológicos na escala 1:50.000, utilizando como base topográfica as Cartas Militares Bodoquena (SF.21-X-A-IV-2), Morraria (SF.21-X-A-IV-1), Morro do Veado (SF.21-X-A-I-3) e Córrego Potreiro (SF.21-X-A-I-4), e as Cartas Militares na escala 1:100.000, Vila Campão (SF.21-X-A-IV); Miranda (SF.21-X-A-II); Coronel Juvêncio (SF.21-X-A-I); Rio Perdido (SF.21-X-C-I); Jardim (SF.21-X-C-II) e Aldeia Lalima (SF.21-X-A-V) ampliadas para a escala 1:50.000.

Os perfis foram orientados, na medida do possível, em direções transversais às estruturas. Atitudes de foliação e acamamento foram plotadas no perfil com correção do mergulho e topografia, a partir destes dados e dos estilos das dobras observadas em campo, traçou-se a macroestrutura.

Foram elaboradas doze seções regionais. Cinco trechos recobrem a região da serra da Bodoquena nas proximidades de Morraria e Bodoquena (MS339) (A-E), cinco seguimentos situam-se entre os municípios Bonito-Aquidauana (MS345), entre Bonito e a localidade km 21, nas proximidades da Fazenda São Paulo (localidade de Jabuti) (F-J), e dois na BR262 entre Miranda-Aquidauana (K-L).

2.6. Análise e Tratamento de Dados

Os dados de campo foram analisados separados em domínios estruturais homogêneos, e afloramentos com maior número de atitudes mediadas foram selecionados para análise estrutural e representação em estereograma.

Utilizou-se programa livre StereoWin 1.2 para análise de estereogramas, em redes de Schmidt-Lambert, com projeção no hemisfério inferior.

Foi adotada nomenclatura de foliações e lineações baseada em Turner & Weiss (1963), utilizando-se as letras maiúsculas S para foliações, com um sufixo para indicar o tipo ou a geração, L para lineações e B para eixos de dobras. Os eixos de dobras e lineações de intersecção são seguidos de dois sufixos, o primeiro denotando a foliação dobrada e o segundo a foliação plano-axial (exemplo, B₀₁, eixo de dobra com acamamento dobrado, S₀, e clivagem ardosiana, S₁, plano-axial).

2.7. Discussão dos Resultados

A análise em conjunto dos dados interpretados e dos dados encontrados na literatura permitiu propor um modelo evolutivo para a área estudada.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As primeiras referências sobre a Geologia da região datam do século XIX. Castelnau (1857) estudou os calcários de Corumbá e Evans (1894) nomeou os calcários aflorantes em Mato Grosso de *Araras Limestone*, os do sul, em Corumbá, de *Corumbá Limestone*, e às ardósias da baixada cuiabana empregou o nome Cuiabá.

No início do século XX, Lisboa (1909) correlacionou os calcários e dolomitos aflorantes na Serra da Bodoquena com os de Corumbá, e os xistos do Vale do Rio Miranda com os da região de Cuiabá. Neste mesmo trabalho o autor definiu como “Série” Bodoquena os calcários e dolomitos da Serra da Bodoquena e como “Série” Jacadigo, as formações ferríferas de Urucum.

Na década de 40 houve significativo aumento de estudos na região devido ao valor econômico agregado aos minérios de ferro e manganês, num ambiente de II Guerra Mundial. A esta fase atribuem-se os trabalhos de Oliveira & Leonardos (1943), Oliveira & Moura (1944), Lisboa (1944), Dorr II (1945), Almeida (1944, 1945, 1946) e Barbosa (1949).

Destaque deve ser dado aos trabalhos realizados por Almeida (1945, 1964, 1965, 1968, 1984) que abrangem desde os primeiros traços geológicos até o estabelecimento dos principais fundamentos estratigráficos e geotectônicos da Faixa Paraguai.

Trabalhos de mapeamento geológico sistemático foram realizados pela CPRM na década de 1970 (Corrêa *et al.*, 1976, 1979, Nogueira *et al.*, 1978), destacando-se o de Nogueira *et al.* (*op. cit.*) que realizou mapeamento na escala 1:50.000 de toda a região aqui estudada.

Os trabalhos de Boggiani (1990, 1998), Alvarenga (1988, 1990), Alvarenga & Trompette (1992), forneceram grandes contribuições para a geologia da Faixa Paraguai com a utilização dos novos conceitos de fácies sedimentares, além da aplicação de investigações de isótopos de C, O, Sr, quando também ocorreram importantes descobertas paleontológicas (Alvarenga, 1990; Zaine, 1991 e Boggiani, 1990; 1998).

3.1. Estratigrafia

3.1.1. Grupo Corumbá

A “Série” Bodoquena foi dividida por Almeida (1945), nos grupos Bocaina, basal, predominantemente dolomítico, e Tamengo, sotoposto ao anterior, formado por sucessão de calcários calcíticos, folhelhos, siltitos e arenitos. O mesmo autor subdividiu a “Série” Jacadigo, em Grupo Urucum, composto por arcósios e conglomerados basais e, Grupo Santa Cruz, que engloba os jaspelitos, empregando denominações já utilizadas por Lisboa (1909).

Os calcários e dolomitos posicionados sobre a Formação Puga, na região setentrional da Faixa Paraguai foram nomeados Grupo Araras devido à distância geográfica e ausência de continuidade física entre as exposições norte e sul (Almeida, 1964a).

Almeida (1965a) reuniu as exposições carbonáticas das duas localidades (Serra ou Planalto da Bodoquena e Corumbá) num único grupo, mantendo a denominação Corumbá, já empregada por Evans (1894), subdividindo-o da base para o topo nas formações Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. A Formação Cerradinho, basal, foi descrita por arenitos e folhelhos que gradam para calcários e dolomitos da Formação Bocaina, os quais se encontram sob a Formação Tamengo, caracterizada pela alternância de folhelhos e calcários que transicionam para espessos pacotes de folhelhos da Formação Guaicurus.

Em 1965, Almeida abandonou o termo “Série” Bodoquena, denominou de Grupo Corumbá as rochas carbonáticas expostas em Corumbá e Serra da Bodoquena, e dividiu o grupo nas formações Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus da base para o topo. A Formação Cerradinho foi descrita como arenitos, arcósios, siltitos e folhelhos que gradam para calcários e dolomitos da Formação Bocaina, os quais se encontram sob a Formação Tamengo, caracterizada pela alternância de folhelhos (ardósias e filitos) e calcários que transicionam para espessos pacotes de ardósias e filitos da Formação Guaicurus.

Parte das ardósias até então correlacionadas a metassedimentos da “Série” Cuiabá foram classificadas como fácies distais do Grupo Corumbá (Formação Guaicurus). Restritos conglomerados e arcósios tectonicamente embutidos no embasamento, e sobrepostos, em discordância angular, por sedimentos do Grupo Corumbá, foram denominados de Formação Cadiueus, e considerados mais antigos que o Grupo Corumbá.

Esta subdivisão estratigráfica para o Grupo Corumbá, estabelecida inicialmente por Almeida (1965a), foi abandonada em trabalhos posteriores, inclusive pelo próprio autor (Almeida, 1984).

Corrêa *et al.* (1976) redefiniram a estratigrafia da região, inserindo a Formação Puga no Grupo Corumbá, e consideraram as formações superiores do Grupo Corumbá (formações Tamengo e Guaicurus) bem como os conglomerados (diamictitos) da Formação Puga, presentes nas porções deformadas da faixa de dobramento, como pertencentes ao Grupo Cuiabá, interpretado como mais antigo. Essas definições estratigráficas foram mantidas por Nogueira *et al.* (1978) e Luz *et al.* (1980).

No entanto, a aplicação de estudo de fácies sedimentares (Boggiani 1998; Gaucher *et al.*, 2003) implicou na retomada da estratigrafia original de Almeida (1965a), propondo inclusive que os filitos mais a leste corresponderiam fácies distais do Grupo Corumbá, talvez equivalentes à Formação Guaicurus. Boggiani (1998) demonstra que este esquema é o que melhor se aplica, dentro de uma evolução de uma bacia rift-to-drift.

Para Boggiani (1998) o Grupo Corumbá na região da Serra da Bodoquena inclui, da base para o topo, as formações Cadiueus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. As formações Cadiueus e Cerradinho são compostas por conglomerados, arenitos e pelitos. A Formação Bocaina constitui-se predominantemente por dolomitos de águas rasas rica em estromatólitos, enquanto que a Formação Tamengo corresponde a calcários e pelitos carbonosos de águas mais profundas. A Formação Guaicurus se expressa por um espesso pacote pelítico.

Barbosa (1949) descobriu ocorrência de tubos calcários milimétricos próximo a Corumbá, posteriormente estudados por Beurlen & Sommer (1957), os quais identificaram como pertencente ao gênero *Aulophycus* do Cambriano Médio a Superior.

Fósseis identificados como pertencentes ao gênero *Cloudina* foram estudados por Fairchild (1978) e Zaine & Fairchild (1985), indicando idade Vendiana a Cambriana Inferior para a Formação Tamengo, Grupo Corumbá (Zaine & Fairchild, 1987).

Na Formação Tamengo na região de Corumbá encontram-se os fósseis metazoários *Cloudina* e *Corumbella*, e na Formação Bocaina abundantes estruturas estromatolíticas. A presença desses fósseis permite o estabelecimento de uma idade ediacarana para a deposição dessas unidades (Fairchild, 1978, Walde *et al.* 1982, Hahn *et al.* 1982, Zaine & Fairchild, 1985, 1987, Hahn & Pflug, 1985). Esta idade é corroborada pela datação de zircões por SHRIMP em cinzas vulcânicas intercaladas na Formação Tamengo na cidade de Corumbá, que forneceu idade média $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 543 ± 3 Ma interpretada como idade do vulcanismo e da deposição desses carbonatos (Boggiani *et al.* 2005).

Isócrona Rb/Sr foi obtida a partir de folhelhos da Formação Cerradinho, Grupo Corumbá, na localidade de Morraria, na serra da Bodoquena, fornecendo idade de 645 ± 14

Ma (Oliveira, 2004, Cordani *et al.*, 2005). Esta idade é possível em termos geológicos já que a Formação Cerradinho está sotoposta às seqüências carbonáticas do Grupo Corumbá, separada por provável discordância.

Gaucher (2000) identificou o fóssil *Eoholynia corumbensis* na base da Formação Guaicurus e *Titanotheca coimbrae* na Formação Bocaina. A grande diversidade de esqueletos fósseis encontrados, assim como os dados isotópicos, favorecem ainda a correlação do Grupo Corumbá com o Grupo Arroyo Del Soldado no Uruguai (Gaucher *et. al.*,2003).

3.1.2. Formação Puga

Dorr II (1945) sugeriu eventos glaciais para partes das formações ferríferas bandadas do Grupo Jacadigo. Maciel (1959) descreveu diamictitos com clastos estriados e facetados, subjacentes ao Grupo Corumbá, no Morro do Puga, a sudeste de Corumbá evidenciando a presença de eventos glaciais durante a sedimentação das unidades da Faixa Paraguai.

Almeida (1964b) descreveu evidências de depósitos glaciais no Grupo Jangada a norte de Cuiabá. Já na Serra da Bodoquena foram descritas ocorrências escassas e de extensão desconhecida de conglomerados de matriz argilo-arenosa, metamorfizada, com numerosos seixos de grande variedade litológica, subpostos ao Grupo Corumbá (Almeida, 1965a).

Na parte norte da Faixa Paraguai (Província Serrana), os paraconglomerados foram definidos como Grupo Jangada por Almeida (1964b), que identificou nesta unidade dois avanços de geleiras continentais com desenvolvimento de depósitos glácio-marinhas. Por outro lado, Vieira (1965) interpretou a Formação Puga como marinha formada por correntes de turbidez, considerando difícil a hipótese de origem glacial.

Almeida (1965b) subdividiu o Grupo Jangada nas formações Acorizal, Engenho, Bauxi e Marzagão, sendo esta última correlacionada à Formação Puga, de Maciel (1959). O termo Jangada foi empregado por Rocha-Campos & Hasui (1981), apesar de Vieira (1965) ter estendido anteriormente a denominação Puga às exposições da Província Serrana. Del Arco *et al.* (1982) e Barros *et al.* (1982) redefiniram como Formação Moenda os mesmos litotipos que Almeida (1965b) havia nomeado como Formação Marzagão.

Almeida (1984), ao empregar a denominação Puga, sugeriu o abandono do termo estratigráfico Jangada, e manteve a individualização da Formação Bauxi (arenitos, siltitos,

folhelhos, arcósios, grauvacas e delgadas lentes de conglomerados). Alvarenga (1990), Alvarenga & Saes (1992) consideraram os arenitos da Formação Bauxi como variação faciológica lateral da Formação Puga.

Alvarenga (1990) e Alvarenga & Trompette (1992) consideraram os sedimentos glaciogênicos da Formação Puga como relacionados a última glaciação do Neoproterozóico, no início do Vendiano. Desta forma, os sedimentos da Formação Puga seriam relacionados à glaciação Varanger/ Marinoan (Alvarenga & Trompette, 1992; Alvarenga *et al.*, 2004).

Sua caracterização e passagem para os *cap carbonates* pós-glaciais tem sido recentemente estudada por vários autores (Boggiani & Coimbra 1996, Nogueira *et al.*, 2003, Boggiani *et al.*, 2003, Alvarenga *et al.*, 2004).

As únicas idades geocronológicas disponíveis para a Formação Puga são as obtidas a partir de datação pelo método SHRIMP de zircões detríticos, obtidos em exposições dessa unidade na porção sul da Faixa Paraguai, entre os quais a idade mais jovem obtida foi de 706 Ma (Babinski *et al.* 2008), o que sugere idade marinoana (glaciação criogênica superior) ou gaskeriana.

3.1.3. Grupo Cuiabá

O Grupo Cuiabá tem litologia muito variada, ocorrendo mica-xistos, filitos, quartzitos, metarcósios, metagrauvas, metaconglomerados, calcário e mármore. Tentativas de subdividi-los têm sido contestadas, pela falta de apoios seguros em que se baseiam devido à insuficiência de informações (Almeida, 1984).

Luz *et al.* (1980), subdividiram o Grupo Cuiabá em sete unidades litoestratigráficas em contatos transicionais entre si. Nas subunidades mais antigas descreveram predominância de metapelitos e metapsamitos, e raros conglomerados com pequenos seixos de quartzo, freqüentemente em associações rítmica, e com lentes de mármore localmente. Para o alto do grupo, próximo ao cráton, passam a se tornar freqüentes os filitos e metagrauvas conglomeráticas, com seixos e blocos de variadas dimensões, deformados plasticamente. A abundância e tamanho dos clastos aumentam gradativamente. Intercalam-se lentes e delgadas camadas de filitos e metarenitos, seguindo-se subunidade constituída predominantemente de filitos sericíticos conglomeráticos, metarenitos, metarcósios e metaconglomerados, depois filitos conglomeráticos de matriz arenoargilosa. Seguem-se metaconglomerados petromícticos

com clastos de variadas litologias, dispersos em matriz heterogênea, arenossiltosa, havendo intercalações de filitos sericíticos e metarenitos. No topo descrevem mármores calcíticos e dolomíticos, margas e filitos.

O topo do grupo é de posição freqüentemente incerta, pois geralmente seu contato com as formações mais novas da faixa de dobramentos faz-se por grandes falhas. Metamorfismo regional em fácies xisto verde, intenso tectonismo e escassez de vulcanismo (só conhecido na região mais interna da faixa) são características do Grupo Cuiabá (Almeida, 1984).

O Grupo Cuiabá atualmente é uma unidade estratigráfica de definição controvertida na Faixa Paraguai. Tem sido considerada como uma variação lateral (turbiditos distais) da Formação Puga interpretada como glácio-marinha (Alvarenga & Trompette 1992).

A idade de deposição do Grupo Cuiabá também é controvertida. Almeida (1965a) relaciona-o ao Ciclo Brasileiro, incluindo o grupo no Neoproterozóico. Datações radiométricas (Hasui & Almeida, 1970; Fragomeni & Costa, 1976) obtidas por método K/Ar, indicam idades mínimas entre o Neoproterozóico e o Cambriano, que devem refletir fenômenos metamórficos que afetaram a sedimentação

Luz *et al.* (1980) inferem idade Mesoproterozóica, baseados na intensidade da deformação em que encontram-se as litologias correlacionadas ao Grupo Cuiabá. Os granitos eocambrianos que penetraram no grupo no final do ciclo Brasileiro sugerem a idade Proterozóico Superior para o grupo Cuiabá (Almeida, 1984).

Na região de Nova Xavantina, no extremo leste da porção setentrional da faixa de dobramentos, seqüência metavulcânica-sedimentar, com formações ferríferas associadas, foi descrita, sob a denominação Araés, considerada como pertencente ao Grupo Cuiabá (Pinho 1990, Martinelli 1998, Dantas & Martinelli 2003). Dantas & Martinelli (op. cit.) obtiveram isócrona Sm/Nd com idade 570 Ma para amostras da rocha metabásica e tufos, a qual, apesar do grande erro observado, foi interpretada como idade da cristalização.

Análise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de biotitas de duas amostras das rochas metavulcânicas forneceram idades entre 541 e 531 Ma, interpretadas como idade do resfriamento após o metamorfismo regional (Gerald *et al.*, 2008).

3.2. Geologia Estrutural e Geotectônica

Todas as unidades estratigráficas dobradas e em aparente continuidade geográfica, no limite oriental do Cráton Amazônico, foram reunidas no que Almeida (1965) definiu como Geossinclíneo Paraguai-Araguaia.

Almeida (1968) distinguiu três estádios estruturais na evolução da Faixa Paraguai, separados por discordâncias e mudanças contrastantes de litologia, associados à zonalidade tectônica em que as unidades estratigráficas se dispõem em longas e estreitas faixas paralelas às bordas do cráton.

O estágio mais antigo, registrado no Grupo Cuiabá, constitui-se de sedimentos predominantemente pelíticos, com caráter de *flysch* (turbiditos), metamorfizados na fácies xisto verde, intensamente dobrados, tendo na base camadas de quartzitos e calcários subordinados. Cinzas vulcânicas ocorrem associadas à metagrauvacas, na região de Cuiabá. O estágio médio compreende os diamictitos do Grupo Jangada (atualmente referidos como Formação Puga), recobertos pelas sucessões carbonáticas dos grupos Corumbá e Araras (e *Itapocumi*, no Paraguai). O estágio superior encontra-se representado no Grupo Alto Paraguai, com sedimentação psamítica e pelítica, com caráter molassóide, continental em sua parte superior.

As camadas dos três estádios descritos apresentam dobramentos holomórficos lineares, com dobras de flancos verticais ou caráter reverso, formando sinclinais e anticlinais paralelos, freqüentemente com planos axiais, xistosidade e clivagem subverticais ou mergulhando para leste, indicando vergência para o cráton. Falhas inversas e, localmente, transcorrentes associam-se a tais dobramentos desenvolvidos durante a fase orogênica tardia. Essas deformações terminam de maneira mais ou menos brusca no contato com o Bloco Rio Apa (Almeida, 1968).

De acordo com Almeida (1968), distinguem-se duas fases da orogênese Brasileira nas deformações da Faixa Paraguai. A mais antiga originou a discordância entre os grupos Cuiabá e Jangada, enquanto que a tardia deformou o Grupo Alto Paraguai. As estruturas criadas nas duas fases são paralelas, sendo as do Grupo Cuiabá mais complexas que as mais novas.

A Faixa Paraguai e a Faixa Araguaia foram por muito tempo consideradas uma só faixa de dobramentos até que Silva *et al.* (1974), reconheceu a não unidade das duas

entidades tectônicas, devido a significantes diferenças na sedimentação, magmatismo e idade. Esse autor atribuiu a Faixa Araguaia ao ciclo Uruçuano.

A deformação da Faixa Paraguai é atribuída aos eventos tardios do brasileiro, com idade estimada entre 500 e 550 Ma, seguida de intrusões graníticas pós-tectônicas datadas de 500 Ma (Almeida & Mantovani 1975). Tohver *et al.* (2006) confirmam essa asserção por meio de dados paleomagnéticos, indicando uma idade de 520 Ma para a colisão dos blocos Amazônico – West Africa com os blocos menores mais a oeste como o Rio Apa e Pampia.

Nogueira *et al.* (1978) reconhecem três eventos de deformação, considerados como fases diversas do Ciclo Brasileiro, todos com polaridade geral dirigida para a área cratônica a oeste. O mais antigo originou dobramentos isoclinais de direção geral N10°-30°E, tendo sido acompanhado pelo metamorfismo regional, mais intenso a leste. O segundo evento tectônico produziu novos dobramentos e nova foliação metamórfica, do tipo clivagem de crenulação, de direção N10°-30°W, que, segundo os autores, é a foliação macroscopicamente mais observada na região. O terceiro evento apresentou menor intensidade, gerando dobras abertas nas regiões orientais, assimétricas nas ocidentais, e clivagem pouco penetrativa, mantendo aproximadamente a mesma polaridade que os anteriores.

Alvarenga (1990) estudou a região de Bonito-Miranda-Aquidauana e caracterizou três fases de deformação sucessivas, com dobras indicando vergência para o cráton e metamorfismo atingindo no máximo fácies xisto-verde. A fase principal é caracterizada por deformação e metamorfismo crescente do cráton para a faixa, que produziu dobras isoclinais a fechadas, com 75 a 90° de mergulho no extremo leste da zona interna, a abertas, com 40 a 60° na zona externa, com clivagem associada. A segunda, de caráter local, é marcada por clivagem de crenulação de direção N35-50/30-45NW. A terceira fase também desenvolveria uma xistosidade de crenulação S3 e micro *kink bands*, apresentando vergência para oeste e noroeste. Uma quarta fase caracterizada por dobras suaves transversais à estruturação regional foi reconhecida na região de Cuiabá e Bom Jardim de Goiás, sendo interpretada como tardi-brasiliana.

Na tentativa de definir melhor o zoneamento tectônico que se observa de oeste para leste na Faixa Paraguai, esta foi diferenciada quanto à litologia e o estilo deformacional em duas faixas distintas com direção norte-sul, chamadas de Brasilides não metamórficas e Brasilides metamórficas por Almeida (1984) (Figura 3-1), também denominadas como faixas Externa e Interna por Alvarenga (1988).

As Brasilides não metamórficas compreendem a zona estrutural imediatamente adjacente ao cráton, na porção oeste da faixa. É caracterizada por dobramento linear e falhamento inverso, metamorfismo ausente ou incipiente e a falta de magmatismo. As estruturas mais aparentes foram originadas no decorrer da última fase tectônica que afetou a faixa de dobramentos (Almeida, 1984).

As Brasilides metamórficas, localizadas na porção leste, desenvolvem-se continuamente fora da área cratônica. Compreendem as estruturas mais internas desenvolvidas na faixa de dobramentos (zona ortotectônica). Incluem as rochas mais antigas da faixa sedimentar, embora no flanco oriental da Serra da Bodoquena algumas litologias pareçam pertencer ao Grupo Corumbá, e seus depósitos mostram-se metamorfizados em fácies xisto verde. Intrusões graníticas e granodioríticas com materiais subvulcânicos estão localmente associadas (Almeida, 1984).

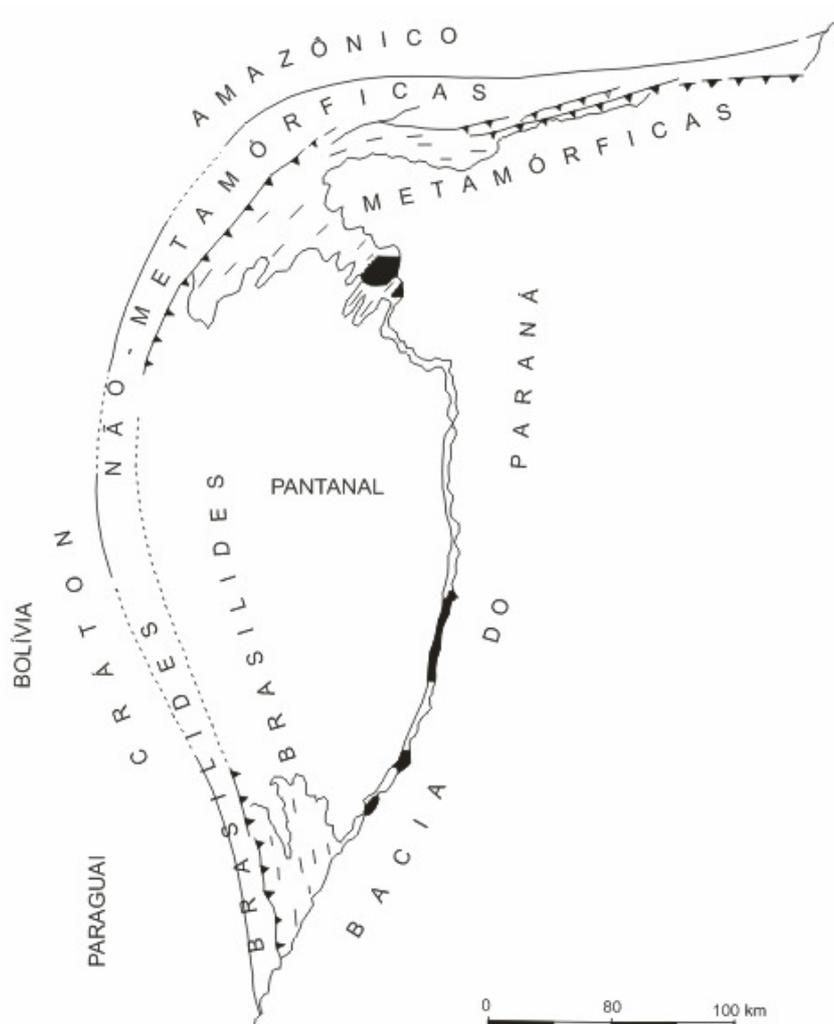


Figura 3- 2. Zonas Geotectônicas de Almeida (1984).

Duas interpretações estratigráficas e estruturais maiores foram propostas para a zona de transição entre as faixas Interna e Externa.

A primeira sugeriu a presença de duas grandes unidades estruturais e estratigráficas, onde as rochas da zona interna (Grupo Cuiabá), mais fortemente metamorfozadas e dobradas, são consideradas mais antigas que aquelas do Grupo Corumbá que constituem a zona externa da faixa e a cobertura cratônica (Figueiredo & Olivatti, 1974; Ribeiro Filho & Figueiredo, 1974; Ribeiro Filho *et al.*, 1975; Corrêa *et al.*, 1979; Nogueira *et al.*, 1978; Oliva *et al.*, 1979; Schobbenhaus Filho & Oliva *et al.* 1979, Schobbenhaus Filho *et al.*, 1981, 1984; Barros *et al.*, 1982; Del'arco *et al.*, 1982; Araújo *et al.* 1982, Almeida, 1984; Godoi *et al.*, 1999; Godoi, 2001).

A segunda considera depósitos parcialmente contemporâneos entre rochas sedimentares que formam a parte inferior da cobertura cratônica de plataforma e da zona externa da faixa (Formação Puga e Bauxi) e os metassedimentos da zona interna da faixa de dobramentos (Grupo Cuiabá) (Almeida, 1964, 1965, 1974; Alvarenga, 1985, 1988, Alvarenga & Trompette 1988, 1992).

3.2.1. Modelos Evolutivos para a “Bacia Corumbá”

Modelos evolutivos para a Faixa Paraguai, dentro de da tectônica global, foram inicialmente propostos por Brito Neves (1983) e Jones (1985) que, ao interpretarem a evolução das unidades da Faixa Paraguai em conjunto com unidades expostas na Bolívia (Faixa Tucavaca), propuseram o modelo de junção tríplice em estágios iniciais de rifte, em função do arranjo das bacias definindo ângulo de 120°, sendo a Faixa Tucavaca possivelmente um aulacógeno (Figura 3-3).

De acordo com o modelo proposto, a Faixa Paraguai desenvolveu-se em ambiente de margem passiva do Cráton Amazônico, ao longo da qual teriam ocorrido ressurgências marinhas, responsáveis pela formação de depósitos de rochas fosfáticas (Almeida, 1984, Boggiani, 1990).



Figura 3- 3. Arranjo das faixas Paraguai e Tucavaca (paralela ao Lineamento de Chiquitos) sugerindo junção tríplice de riftes (extraído de Jones, 1985).

Por outro lado, Pinho (1990) considera que o ambiente de formação das rochas na região de Nova Xavantina (porção Setentrional da faixa) foi uma bacia retroarco, baseado em dados litogeoquímicos (rochas predominantemente intermediárias) e tipo de sedimentação marinha presente na área.

Pimentel & Fuck (1992) efetuaram estudos geocronológicos e geoquímicos em rochas metavulcânicas e metaplutônicas de Bom Jardim de Goiás, e possibilitaram novas interpretações sobre a Faixa Paraguai e a sua relação com o Maciço Mediano de Goiás e a Faixa Brasília. Estes autores concluíram que o Maciço Mediano de Goiás teria sido originado por acreção de arcos de ilha, com estabilização por volta de 600 Ma, associado a fechamento de bacias e colisão continental. Com base nestas informações, Trompette (1996, 1997) interpretou que a abertura da bacia sedimentar seria aproximadamente sincrônica a posterior à deformação da Faixa Brasília, classificando-a como um gráben do tipo impactógeno, com possível oceanização, gerada por flexura litosférica na frente das nappes da Faixa Brasília.

De acordo com Boggiani (1998), utilizando novos conceitos estratigráficos de fácies sedimentares e aplicação de investigações de isótopos de C, O e Sr notou-se que a subdivisão estratigráfica proposta inicialmente por Almeida (1965), abandonada em trabalhos posteriores, é o que melhor se aplica, dentro de uma evolução de uma bacia *rift-to-drift* (Figura 8).

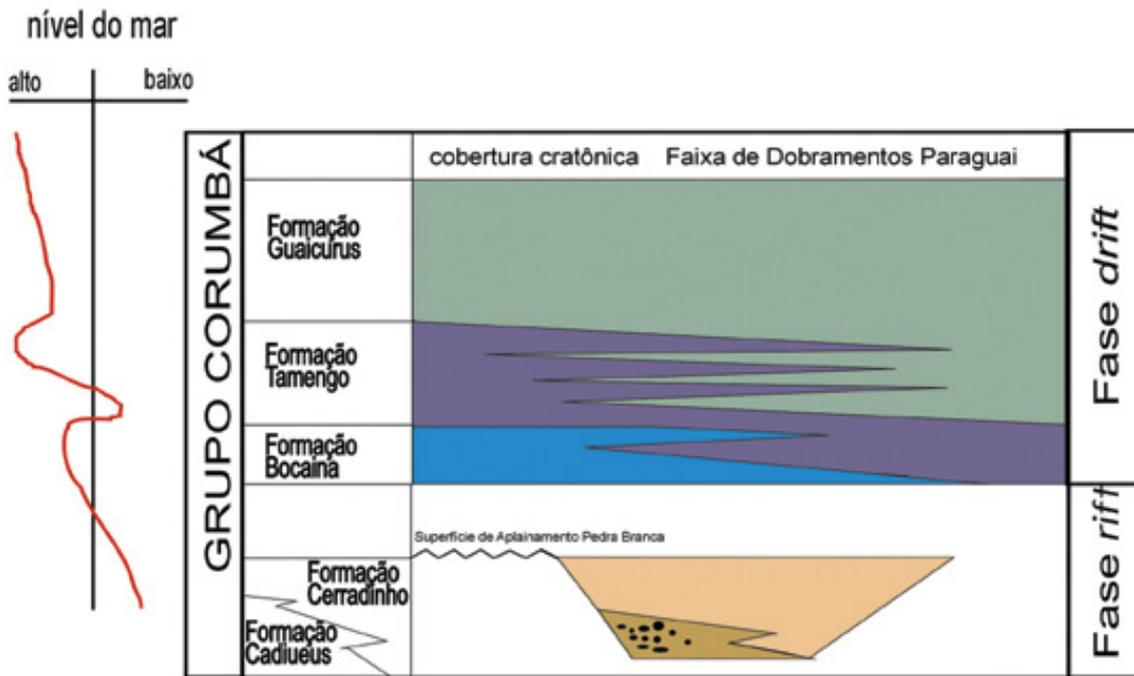


Figura 3- 4. Subdivisão estratigráfica do Grupo Corumbá no contexto de evolução de bacia do tipo rift-drift (extraído de Boggiani & Alvarenga, 2004).

Godoi (2001) propôs modelo evolutivo de bacia do tipo pull-apart para a deposição dos sedimentos do Grupo Corumbá, considerando uma tectônica extensional, balizada por movimentos transcorrentes oblíquos, baseados na observação de estruturas transtensionais (grábens), conjugada contemporaneamente com estruturas transpressionais (anticlinal e sinclinal), geradas em função de movimentação transcorrente.

4. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS

Em termos litoestratigráficos foram reconhecidas as formações Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus do Grupo Corumbá, na acepção clássica de Almeida (1965), retomada por Boggiani (1998). Cada uma dessas formações apresenta espessuras da ordem de várias centenas de metros.

A oeste da Serra da Bodoquena, o Grupo Corumbá recobre em discordância rochas do Bloco Rio Apa, constituído pelos complexos Rio Apa e Alto Tererê. Na porção centro-leste da serra da Bodoquena, assenta-se sobre conglomerados, diamictitos e arenitos da Formação Puga. Destaca-se a descoberta de níveis de diamictitos ferruginosos (formação ferrífera), presentes no corpo maior de diamictitos a leste da serra da Bodoquena. Na baixada do rio Miranda, ocorrem predominantemente micaxistos e quartzos xistos em geral associados ao Grupo Cuiabá, estando colocados tectonicamente por sobre as rochas do Grupo Corumbá.

Nota-se uma maior espessura e representatividade em mapa das formações Puga, Cerradinho e Bocaina na porção centro-oriental da serra da Bodoquena e na região serrana oriental, comparando-se com a porção ocidental da serra, próximo à sua escarpa, onde estas unidades podem ter espessuras reduzidas ou mesmo não estarem presentes.

O presente trabalho contemplou essencialmente as unidades neoproterozóicas a eocambrianas da Faixa Paraguai, não subdividindo as unidades do embasamento do bloco Rio Apa, sendo este descrito apenas no trecho correspondente ao perfil A-A', e nem as unidades fanerozóicas mais jovens.

A localização dos perfis estudados está representada na Figura 4-1. Os perfis geológicos estruturais encontram-se no Anexo I.

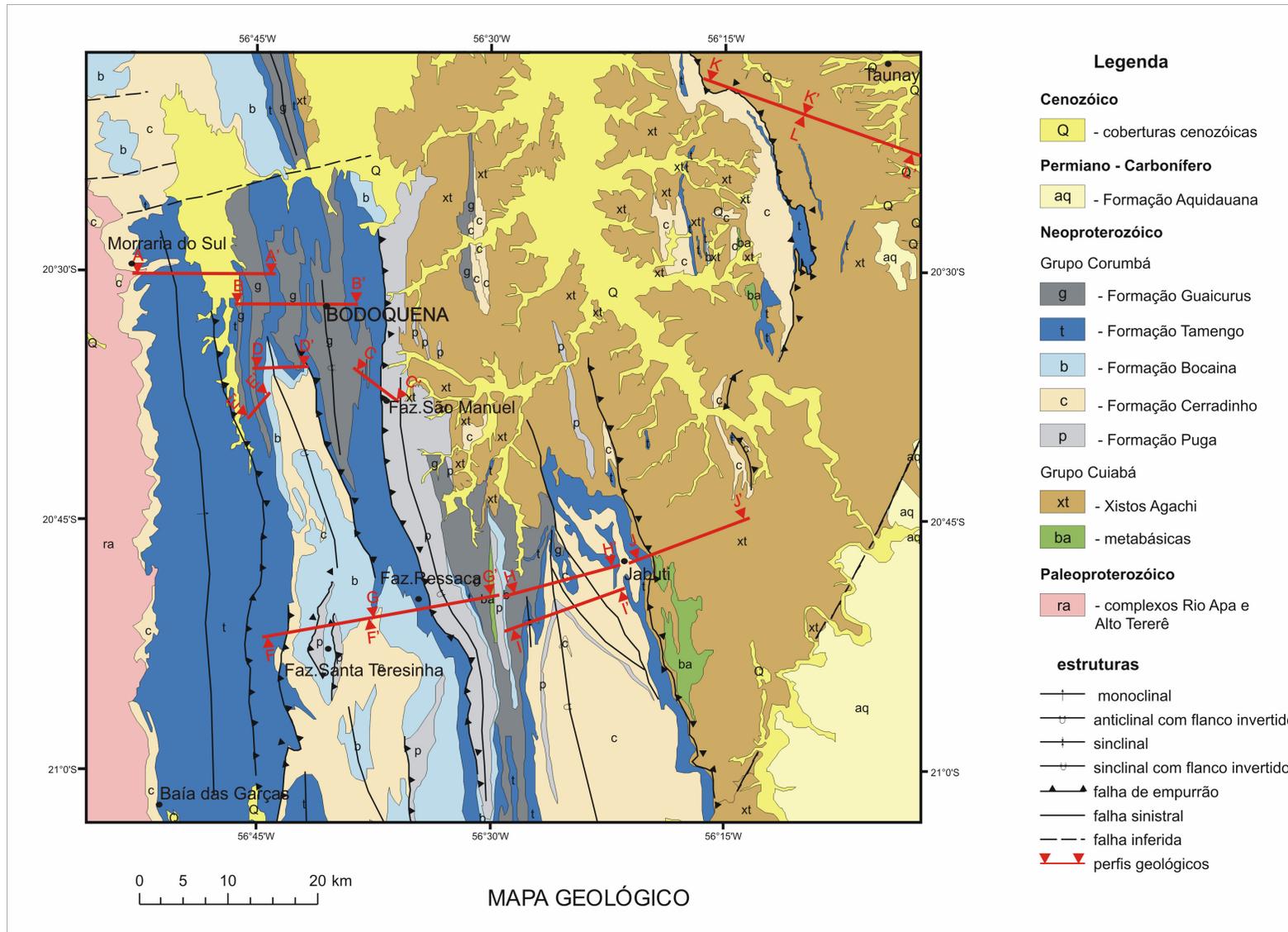


Figura 4 - 1. Localização dos perfis geológicos estudados em mapa geológico extraído de Campanha et. al. (2009).

4.1. Embasamento do Grupo Corumbá

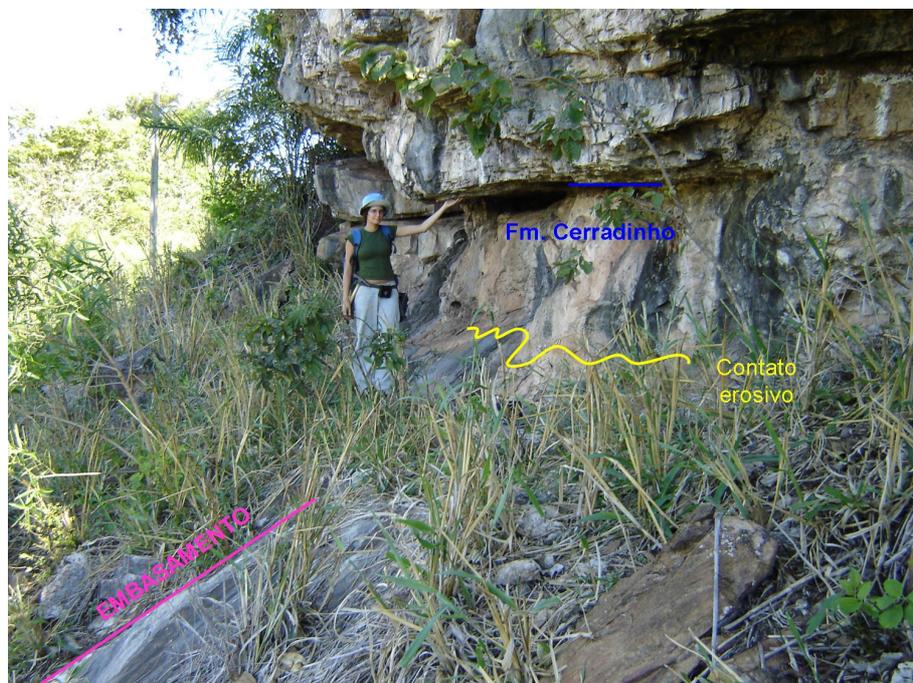
4.1.1. Embasamento Cristalino

O embasamento do Grupo Corumbá na porção oeste da Serra da Bodoquena é representado por rochas de médio a alto grau metamórfico do Bloco Rio Apa.

Os litotipos observados nesta unidade são anfibólio gnaiss, biotita-anfibólio gnaiss, leucognaisses e anfibolitos. Anfibólio gnaiss e biotita-anfibólio gnaiss apresentam coloração acinzentada, textura granoblástica, com granulação fina a média, e geralmente encontram-se bandados. Já os leucognaisses são róseos, compõem-se basicamente por quartzo e feldspato, com traços de biotita, e possuem granulação mais grossa. Ocorre localmente anfibolito de coloração cinza escuro esverdeada, textura granonematoblástica e granulação fina.

A foliação principal dessas rochas tem direção geral NNE-SSW e mergulho de médio ângulo para leste; por vezes verticaliza-se ou apresenta alto mergulho para leste. Localmente observa-se foliação milonítica e dobras isoclinais sobre o bandamento. Lineações de estiramento *down dip* são observadas nesta unidade.

O contato com as rochas do Grupo Corumbá se faz em discordância angular, evidenciando superfície de erosão (Fotografia 4-1).



Fotografia 4 - 1. Contato em discordância angular entre o Embasamento e o Grupo Corumbá (N7730447/E0510534 UTM – SAD69/21S).

4.1.2. Formação Puga

Na porção centro-oriental da Serra da Bodoquena o Grupo Corumbá recobre metadiamicititos psamíticos e pelíticos comumente referidos como Formação Puga.

O metadiamicitito basal tem matriz psamítica mal selecionada (fotografias 4-2 e 4-3) com abundantes clastos centimétricos a decimétricos de gnaisse, quartzito, sillexito e quartzo cristalino. Localmente ocorrem camadas decimétricas boudinadas de metarenito fino com lâminas ricas em grafita para o topo.

A porcentagem de quartzo na matriz diminui, mostrando granodecrescência da matriz da base para o topo, e gradam para metadiamicitito com matriz pelítica cinza esverdeada, e clastos centimétricos a decimétricos, localmente métrico, de quartzitos, gnaisses, granitos, quartzo, anfíbolitos, e raramente de filitos e calcários, perfazem cerca de 15% da rocha (Fotografia 4-4). A matriz adquire composição rica em magnetita e hematita até intercalação com camadas métricas de formação ferrífera (fotografias 4-5 e 4-6).

Microscopicamente observa-se na matriz biotita, muscovita, clorita, quartzo, plagioclásio, oligoclásio, microclínio, magnetita, opacos e, localmente, cristais bem formados de calcita. Granada xenoblástica poiquilítica foi observada em uma lâmina provavelmente de origem clástica.

A foliação principal é uma clivagem ardosiana ou xistosidade penetrativa marcada por cristais de muscovita, clorita e biotita orientados na foliação, e quartzo, microclínio, feldspato e opacos estirados. Mergulha em ângulos médios e localmente, altos para leste. A xistosidade está geralmente crenulada, e localmente observa-se clivagem espaçada oblíqua a foliação evidenciada por micas orientadas. Dobras fechadas, com planos axiais subverticais, também são observadas localmente.

Ocorrem no núcleo de alguns anticlinais e em lascas de empurrão, como a oeste e a leste da Fazenda Santa Terezinha, a noroeste de Bonito e na Fazenda São Manuel (município de Bodoquena) onde se destaca a descoberta de níveis de diamictitos ferruginosos (formação ferrífera), presentes no corpo maior de diamictitos a E da serra da Bodoquena.

Não foram observados contatos discordantes entre as formações Puga e Cerradinho. Ao contrário, em alguns locais, como nas fazendas Santa Terezinha e Ceita-Corê, nota-se a passagem dos diamictitos para arenitos e arcósios com seixos esparsos.

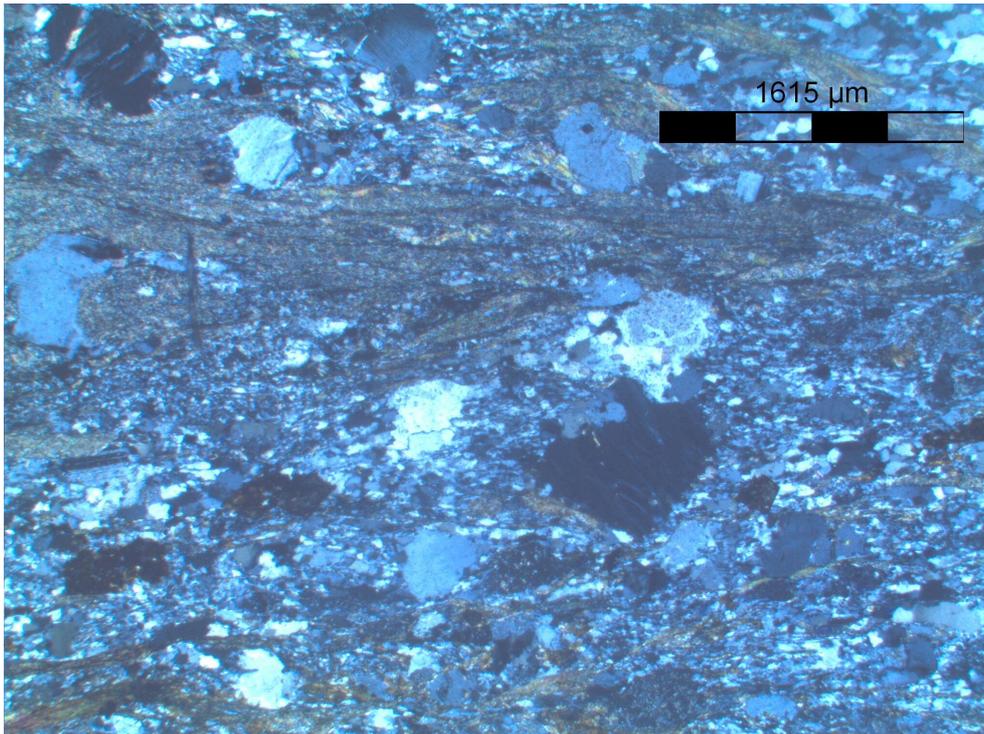
Na região da Fazenda São Manuel e a leste da fazenda Ceita Core, a Formação Puga encontra-se sobreposta à Formação Bocaina. Essa inversão estratigráfica foi interpretada como flancos inversos de anticlinais.

Em alguns locais observou-se capa de dolomitos laminados avermelhados diretamente sobre os diamictitos e uma camada de dolomito, de 3 m de espessura, de cor marrom clara a branco, laminada, possíveis representante de capa carbonática pós-glacial, como observado no topo da Formação Puga no Morro do Puga (Boggiani & Coimbra 1996, Boggiani *et al.* 2003) e em Mirassol do Oeste (Nogueira *et al.* 2003, Trindade *et al.* 2003, Alvarenga *et al.* 2004).

No entanto não foi possível observar outras evidências de depósitos glaciais, como clastos facetados e estriados. Os clastos estão geralmente estirados em função das deformações tectônicas (Fotografia 4-7) e apresentam xistosidade, por vezes, crenulada, obliterando a estruturas sedimentares.



Fotografia 4 - 2. Metadiamicrito de matriz psamítica mal selecionada com abundantes clastos centimétricos a decimétricos de gnaisse, quartzito (N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).



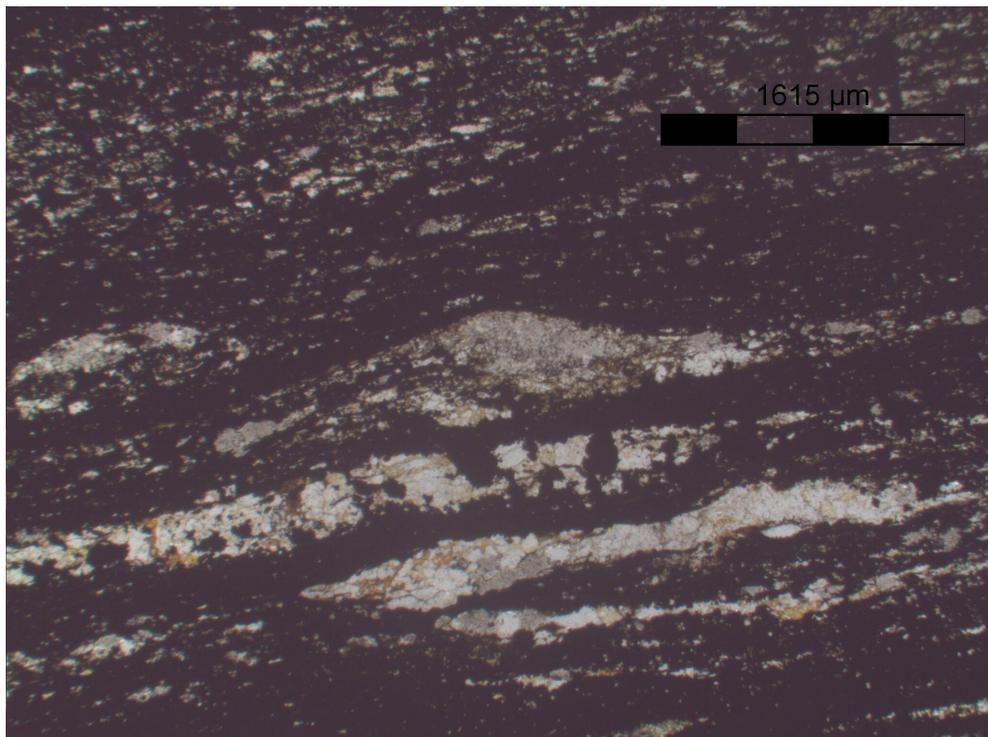
Fotografia 4 - 3. Aspecto microscópico do metadiamic tite psamítico, matriz mal selecionada composta por quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita, sericita e cristais alterados de carbonato. Polarizadores cruzados (N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).



Fotografia 4 - 4. Metadiamic tite com matriz pelítica cinza esverdeada, com clastos centimétricos a decimétricos, de quartzitos, gnaisses, granitos, quartzo, anfibolitos, perfazem cerca de 15% da rocha (N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).



Fotografia 4 -5. Camada métrica de formação ferrífera intercalada no metadiamicrito sustentado por matriz de composição rica em magnetita e hematita (Fazenda São Manuel -N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).



Fotografia 4 - 6. Filito hematítico, óxido de ferro laminado com lentes estiradas compostas por sericita, quartzo e clorita estiradas, por vezes formando sigmóides (N7712335/E0540617 UTM – SAD69/21S).



Fotografia 4 - 7. Metadiamicrito psamítico com clasto de gnaiss decimétrico estirado indicando vergência para NW (N7711964/E0541562 UTM – SAD69/21S).

O empilhamento sedimentar granodecrescente sugere serem depósitos de leques aluviais proximais associados às regiões altas formada pelo falhamento distensional de abertura de rifte, dominado por fluxo aquoso na base (maior conteúdo de areia) e por fluxo de detritos no topo (Figura 4-1). Porém, não se descarta a hipótese de haver contribuição de depósitos glaciais, provavelmente retrabalhados.

Nesta linha de raciocínio, parte dos arcósios descritos como pertencentes à Formação Cerradinho, podem pertencer a depósitos relacionados à Formação Puga.

É difícil estimar a espessura total deste pacote devido a sua duplicação por falhas e dobras. Porém deve ser superior a 600 metros.

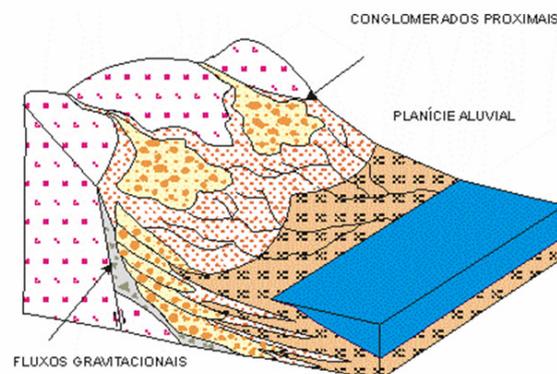


Figura 4 - 2. Modelo esquemático de depósitos de leques aluviais proximais, ambiente proposto para a sedimentação da Formação Puga (modificado de Silva et al, 2004).

4.1.3. Grupo Cuiabá

Há muita discordância na bibliografia sobre a definição do Grupo Cuiabá. Alguns autores, como Corrêa *et al.* (1976, 1979), Nogueira *et al.* (1978) e Godoi (2001), acreditam que os filitos e metacalcilutitos aflorantes na região do município de Bodoquena pertencem ao Grupo Cuiabá, porém Boggiani (1998), baseando-se em análise de fácies regional, sugere que estas unidades seriam pertencentes às formações superiores Grupo Corumbá (Formação Tamengo e Formação Guaicurus). Neste trabalho optou-se utilizar a divisão de Boggiani (1998) por ser melhor aplicável nas observações feitas em campo.

Foram reconhecidos em extensa área no extremo leste da área estudada, filitos, xistos e, localmente quartzitos, intensamente deformados, com pouquíssima variação litológica.

Afloram na BR-262 entre os municípios de Miranda e Anastácio, na MS-345, entre os municípios de Bonito e Anastácio, e na MS-339 entre os municípios de Miranda e Bodoquena, coincidindo aproximadamente com baixada (depressão periférica) do rio Miranda.

Ocorrem xistos, quartzo xistos, e quartzitos com a estratificação sedimentar reliquiar difícil de ser reconhecida, com um padrão estrutural mais complexo e metamorfismo já na zona da biotita.

Os xistos são cinza-esverdeados, quando frescos (Fotografia 4-8), ou avermelhados, quando fortemente intemperizados (Fotografia 4-9). Têm granulação fina e são constituídos de alternâncias milimétricas de lâminas granoblásticas ricas em quartzo com outras constituídas essencialmente de minerais micáceos (lepidoblásticas). Localmente observam-se pequenos porfiroblastos de magnetita e pirita. São, por vezes, ricos em grafita ou calcita. Variando o tamanho e a proporção dos minerais, passam a filitos sericíticos ou a quartzitos.

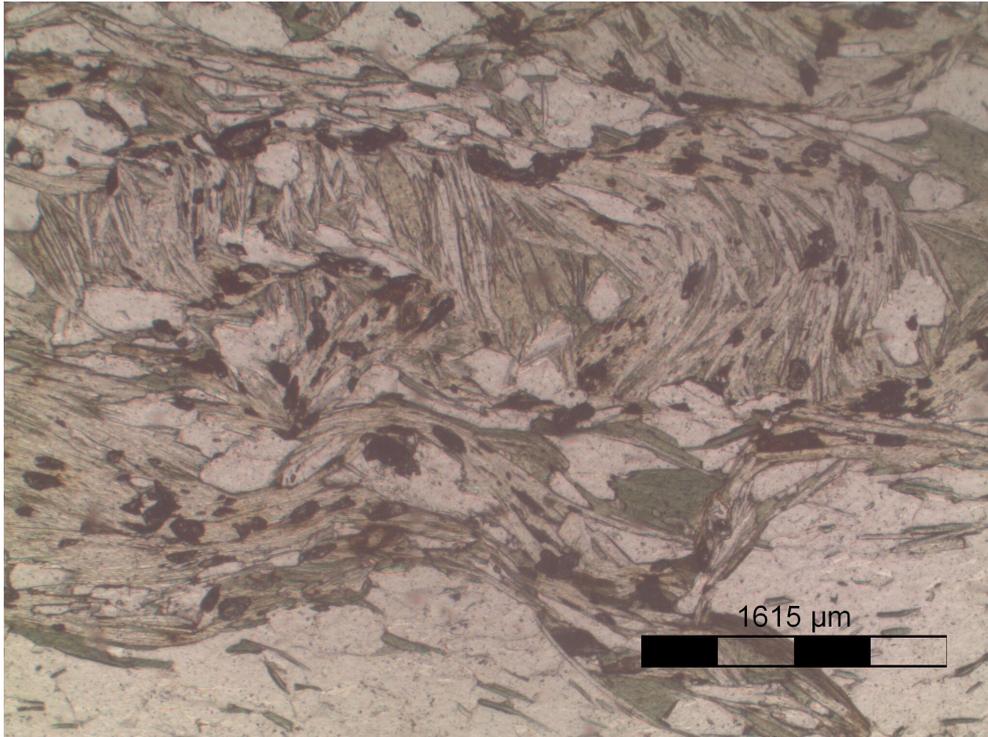
Microscopicamente observaram-se cristais de quartzo, muscovita, clorita, biotita (comumente cloritizada), albita (oligoclásio, andesina, labradorita), apatita, zircão, hematita, magnetita, grafita, pirita e calcita, além de minerais acessórios como turmalina, epidoto e monazita. Petrograficamente podem ser classificados como clorita-muscovita quartzo xisto (Fotografia 4-10), quartzo clorita-sericita xisto e albita-quartzo-clorita-sericita xisto.



Fotografia 4 - 8. Micaxisto pouco intemperizado aflorante no leito do córrego Agachi (UTM: 591833; 7747565 - SAD69, 21S).



Fotografia 4 - 9. Xisto muito intemperizado exibindo foliação dobrada (UTM: 591424; 7748422 - UTM - SAD69/21S).



Fotografia 4 - 10. Clorita-muscovita quartzo xisto com albita, opacos e muitos cristais de carbonato alterado. Observam-se arcos poligonais dentro de uma clivagem de crenulação S_2 (horizontal na foto) (N7743860/E0595961- UTM – SAD69/21S).

Os quartzitos foram majoritariamente observados em pedreiras próximas a localidade de Duque Estrada. Apresentam coloração cinza claro a rosada, granulação fina, sendo predominantemente granoblásticos, porém com intercalações milimétricas a centimétricas de níveis lepidoblásticos compostos por muscovita, biotita e clorita. Cristais idióblásticos de magnetita também foram observados (Fotografia 4-11).

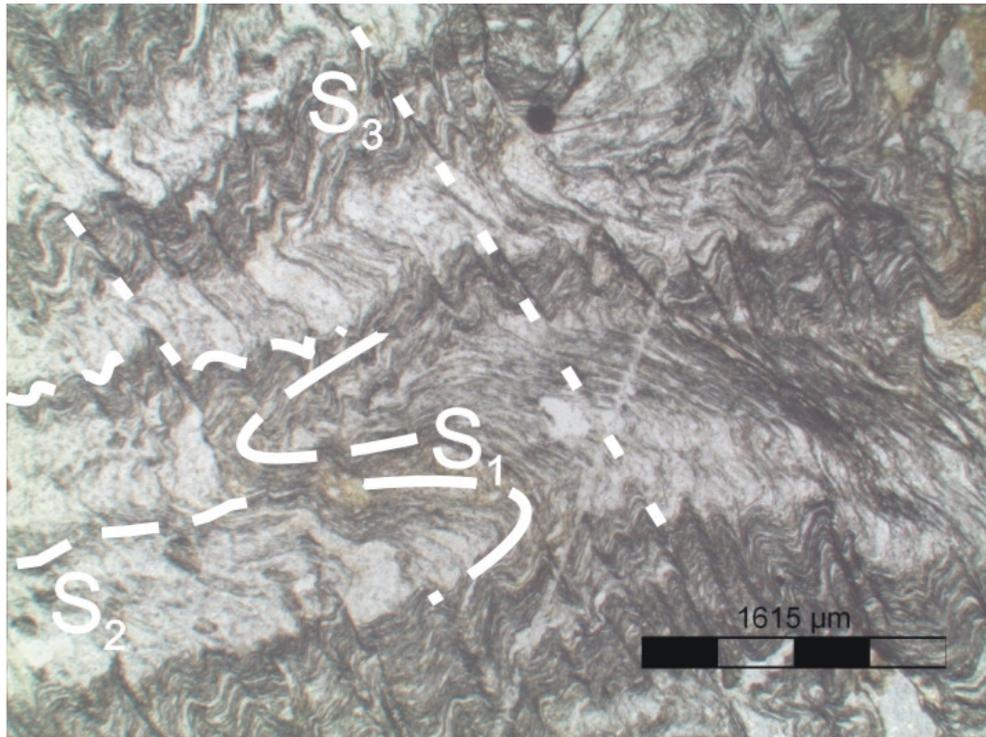
A foliação principal observada nos micaxistos é uma clivagem de crenulação fina a espaçada (S_2) (Fotografia 4-12), com atitudes de baixo a médio ângulo de mergulho predominantemente para leste, redobrada por uma fase D_3 com planos axiais empinados e eixos subhorizontais N-S, com crenulação e clivagem plano axial espaçada (Fotografia 4-13). Há muitos veios de quartzo sacaroidal boudinados e dobrados.



Fotografia 4 - 11. Quartzito aflorante em Duque Estrada (N7767545/E0571760 - UTM SAD69 -21S).



Fotografia 4 - 12. Clivagem de crenulação espaçada (horizontal na foto) evidenciando que a foliação mais evidente no bt-ms-qtz xisto foi origina por dobras D_2 afetando uma xistosidade anterior ($Scr=S_1$) (N7747565/E0591833;- UTM SAD69-21S).



Fotografia 4 - 13. Foliações observadas em xisto grafítico. A S_2 é uma clivagem de crenulação plano axial de dobras D_2 sobre foliação anterior (S_1). Clivagem de crenulação espaçada (S_3) gerada em fase D_3 está sobreposta à foliação anterior (S_2). (N76955651/E0569353; – UTM SAD69-21S).

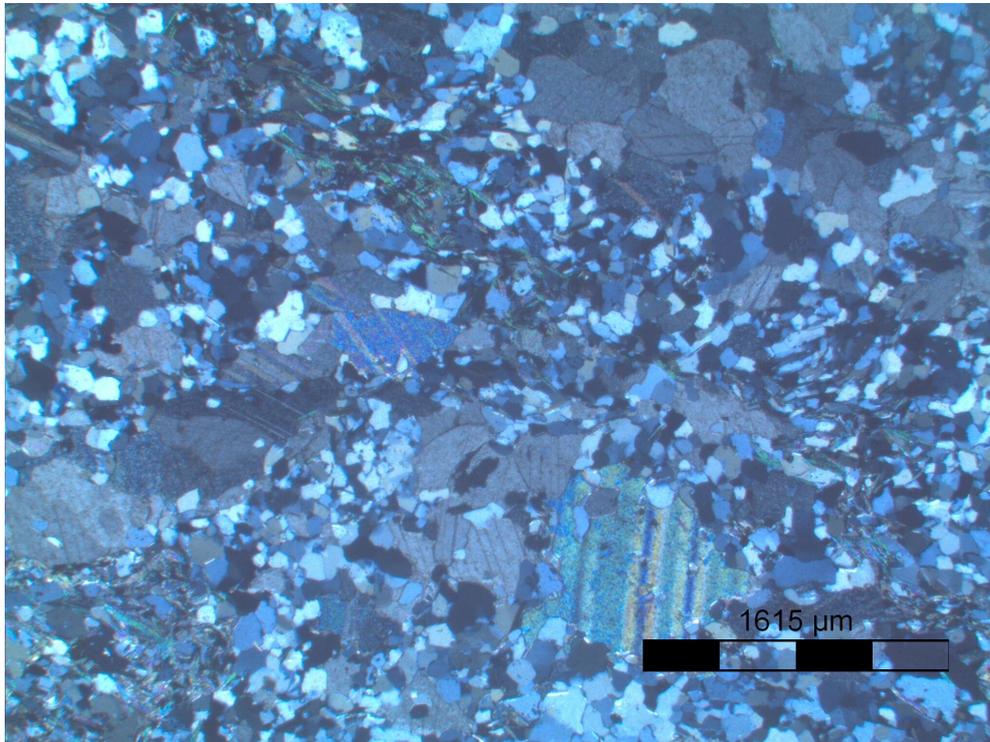
No limite oeste a unidade aparenta estar colocada tectonicamente sobre metacalcários e metarenitos do Grupo Corumbá. A leste, desaparece por debaixo dos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná. A deformação, dobras e falhas empurrão impossibilitam estimar uma espessura para esta formação.

Há controvérsias ainda a respeito da posição estratigráficas de mica-xistos e quartzo-xistos que se encontram na porção oriental da Faixa Paraguai e identificados como Grupo Cuiabá. A falta de estruturas sedimentares preservadas, complexa deformação e os contatos tectônicos dificultam muito uma interpretação para o ambiente de sedimentação desta unidade.

A localização exclusiva na zona interna da faixa de dobramentos e a associação de sedimentos pelíticos e psefíticos que ocorre na unidade sugerem serem depósitos distais, provavelmente variações laterais da Formação Puga, como fácies distais de leques aluviais e leques submarinos.

Outra hipótese possível, sustentada pelo empilhamento estratigráfico observado na área e a grande quantidade de carbonatos observados nas lâminas descritas (Fotografia 4-14), é de serem os mica-xistos depósitos marinhos profundos, depósitos turbiditos distais depositados comitantemente aos sedimentos do Grupo Corumbá que corresponderiam

depósitos de plataforma ou rampa carbonática na margem da bacia, pois não se conhece a presença de outra área fonte rica em carbonatos que seja mais antiga na região.



Fotografia 4 - 14. Cristais de carbonatos presente no micaxisto (N7743860/E0595961 UTM SAD69/21S).

4.2. Grupo Corumbá

O Grupo Corumbá corresponde à sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas que aflora na parte meridional da Faixa Paraguai. Foram reconhecidas as formações Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus, na aceção clássica de Almeida (1965), retomada por Boggiani (1998).

A Formação Cerradinho é composta por conglomerados, arcósios, arenitos, pelitos, margas e carbonatos. A Formação Bocaina constitui-se predominantemente de dolomitos maciços com freqüentes brechas carbonáticas, silexitos e rochas fosfáticas, e a Formação Tamengo corresponde a calcários e pelitos carbonosos que passam gradativamente para espesso pacote pelítico da Formação Guaicurus.

A Formação Cadiueus (Almeida, 1965) é tratada aqui como um membro basal da Formação Cerradinho. É constituída por conglomerados e arenitos, ocupando depressões no

paleorelevo ou eventualmente pequenos grabens, na escarpa da serra da Bodoquena nos arredores do Posto Indígena Alves de Bastos, a NW de Morraria do Sul.

O Grupo Corumbá depositou-se sobre as rochas cristalinas do Bloco Rio Apa na região oeste da área estudada. Na região leste, repousa sobre a Formação Puga, estratigrafia esta observada até nas porções mais deformadas situadas no centro-leste da área

4.2.1. Formação Cerradinho

A Formação Cerradinho, unidade basal do Grupo Corumbá, está exposta no núcleo das maiores anticlinais na borda oriental, central e meridional da Serra da Bodoquena, e sobre o embasamento cristalino, na porção ocidental.

Apresenta heterogeneidade litológica caracterizada por alternância de arenitos, arcósios, siltitos, folhelhos, margas, calcário e dolomito, podendo apresentar conglomerados, em sua base.

Calcarenito, folhelho, marga e calcário, pouco afetados pela deformação da faixa de dobramento, estão depositados diretamente sobre o embasamento, em discordância angular na porção oeste da área. Na porção central e oriental da serra da Bodoquena, predominam arenitos e arcósios de aspecto maciço, com níveis finos e pelíticos ricos em grafita e porfiroblastos de pirita, mais atingidos pela deformação.

Na porção oeste da área estudada, sedimentos imaturos, de caráter predominantemente psamíticos e psefíticos afloram ocupando depressões no paleorelevo ou eventualmente pequenos grabens, na escarpa da serra da Bodoquena.

Esses sedimentos iniciam-se com conglomerados sustentados por clastos de variada litologia, com seixos decimétricos mal rolados de granito, gnaisse, xisto, quartzito e anfibolito provavelmente provenientes do Complexo Cristalino. Tem matriz arcósiana mal selecionada, grossa, micácea, com tom avermelhado. A granulométrica decresce para o topo, assim como a frequência de ocorrência dos clastos. Então, observam-se pacotes métricos com poucos clastos e mais arredondados sustentados pela matriz (Fotografia 4-15).



Fotografia 4 - 15. Conglomerado sustentado por clasto com matriz arcossiana grossa, micácea, mal selecionada, observado próximo ao Posto Indígena Alves Barros (N7740285/E0507263 UTM – SAD69/21S).

Não foi possível observar o contato com o Grupo Corumbá. Esse tipo litológico só foi observado próximo ao Posto Indígena Alves Barros, a oeste do Povoado de Morraria. No entanto percebe-se que essa unidade ocorre localmente, está encaixada em grabens do embasamento, estratigraficamente abaixo do referido grupo. Corresponde à Formação Cadiueus de Almeida (1965). Não foi possível estimar espessura mínima para esses sedimentos.

Na porção centro-oriental da área, o membro basal consiste em arenito arcossiano de cor cinza a rosada, mal selecionado e pobremente estratificado, com granulação variando entre fina e grossa, com grânulos. Poucos e pequenos seixos esparsos mal rolados, semi-angulosos de quartzo, quartzo leitoso e quartzitos foram observados em base conglomerática do arenito arcossiano (Fotografia 4-16). Localmente ocorrem laminações e gradações granulométricas.

Ao microscópio observou-se quartzo, oligoclásio, muscovita e sericita substituindo feldspatos. A granulação, geralmente média fina, é pouco homogênea com grãos arredondados a subangulosos, denotando pouco transporte (Fotografia 4-17).

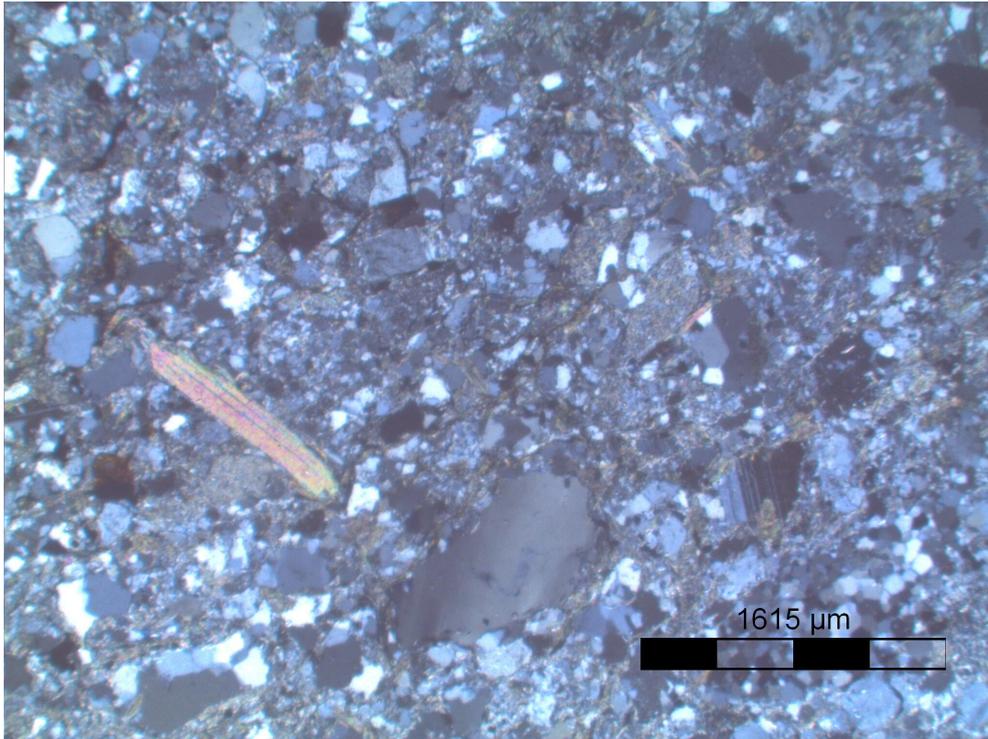
Camadas de calcarenito, calcário e folhelhos são freqüentes no topo da formação. O calcarenito é cinza claro dolomítico, estratificado, intercalado com porções mais maciças

(Fotografia 4-18). Predomina estratificação plano paralela, porém é comum identificar estratificação cruzada (Fotografia 4-19), e localmente estratos dobrados sem padrão definido formando dobras convolutas em meio a camadas plano-paralelas (*slump*). Calcários maciços com estruturas estromatolíticas também foram observados inclusive diretamente sobre o embasamento na região de Morraria (Fotografia 4-20). Na porção mais deformada a rocha está geralmente silicificada. Localmente há brecha intraformacional.

Observaram-se no topo do calcarenito, folhelhos argilosos com laminação plano paralela e níveis submilimétricos arenosos (Fotografia 4-21).



Fotografia 4 - 16. Poucos e pequenos seixos esparsos mal rolados, semi-angulosos de quartzo leitoso e quartzitos foram observados em base conglomerática do arenito arcossiano (N7626354/E0522853-UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 17. Meta arcósio inequigranular com cristais milimétricos de albita, quartzo e muscovita (N7687421/E0560081 UTM SAD69/21S).



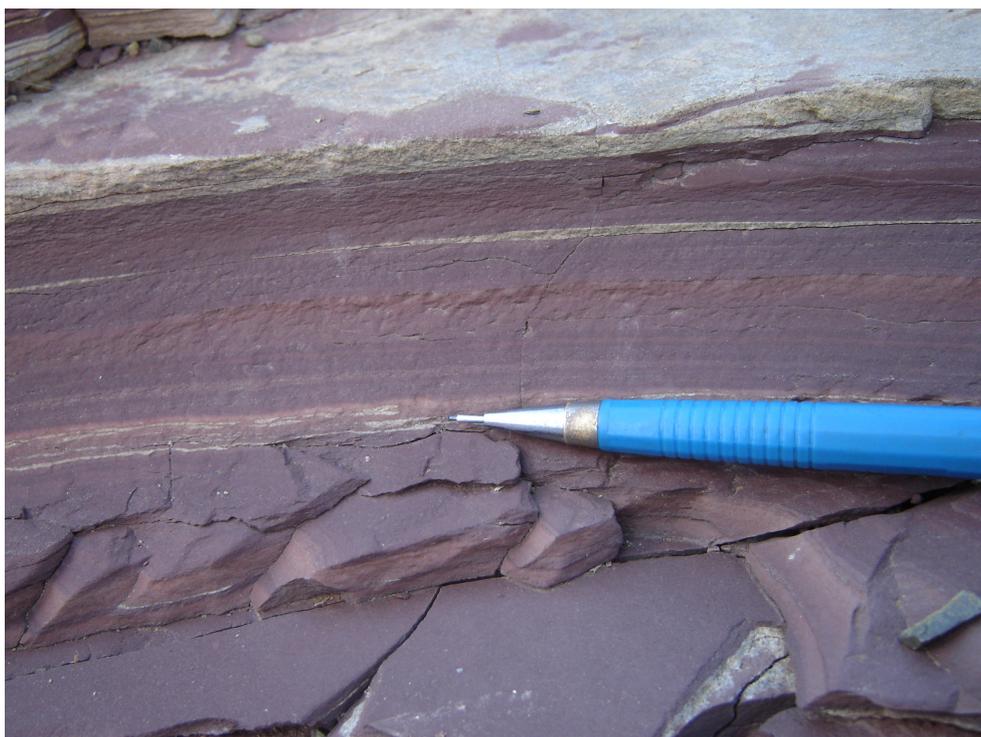
Fotografia 4 - 18. Calcarenito dolomítico estratificado, com intercalações de porções mais maciças (N7730447/E0510534 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 19. Calcarenito com estratificação cruzada no topo na Formação Cerradinho (N7733686/E0514500 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 20. Calcário dolomítico com possível estrutura estromatolíticas (N7728818/E0511178 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 21. Folhelho com laminação plano paralela e níveis submilimétricos arenosos (N7728504/E0511244 UTM SAD69/21S).

Os litotipos desta formação encontram-se indeformados ou pouco deformados na região oeste da área e deformados a leste, onde é possível observar foliação metamórfica, marcada por micas. As camadas apresentam direção NNW-SSE e suaves mergulhos para leste na porção oeste, e medianos a altos na porção mais deformada, onde exibem xistosidade comumente dobrada.

Não foram observados contatos discordantes entre as formações Puga e Cerradinho. Ao contrário, em alguns locais, como nas fazendas Santa Terezinha e Ceita-Corê, nota-se a passagem dos diamictitos para arenitos e arcósios com seixos esparsos.

A espessura dessa unidade na região estudada varia de poucos metros a aproximadamente 200 metros. Sobre essa formação repousam os dolomitos da Formação Bocaina. O contato apresenta evidências de características sedimentares transicionais.

A ausência da Formação Cerradinho entre as formações Puga e Bocaina na região leste da área, sugere uma superfície de erosão intra-Cerradinho, provavelmente separando a fase de subsidência mecânica da bacia (rifte) da fase de subsidência térmica (*drift*).

Observa-se ainda a Formação Cerradinho topograficamente ao lado do embasamento, sendo o contato suposto por falhas de gravidade.

Interpreta-se os conglomerados Cadiueus como sedimento típico de escarpa de falha, fanglomerados que se depositaram em ambiente tectônico ativo com subsidência da bacia de acumulação característico de borda de riftes.

A presença de camadas clásticas e carbonáticas estratificadas, estromatólitos, laminação milimétrica, capas dolomíticas e estratificação cruzada na base, e calcarenitos oolíticos no topo, sugerem deposição em plataformas de circulação restrita e planície de maré, gradando para plataforma interna de circulação aberta.

4.2.2. Formação Bocaina

A Formação Bocaina aflora em parte da Serra da Bodoquena e da borda montanhosa oriental. É representada por pacotes carbonáticos mais espessos, em geral dolomitos silicosos, brancos e maciços, por vezes oolíticos e com ocorrência de estruturas estromatolíticas. Ocorre tipicamente na região serrana, como em Anhumas, Pedreira Arco-íris e Gruta do Lago Azul, a W de Bonito, bem como na Fazenda Santa Terezinha, Ressaca e anticlinal do Canastrão. Na região da Fazenda Ressaca ocorrem fosforitos associados à porção inferior desta formação.

Na base predominam calcários dolomíticos maciços, por vezes bandado ou estratificados (Fotografia 4-22), e freqüentemente oolíticos e silicificados (Fotografia 4-23), em contato geralmente transicional com os calcarenitos e calcários da Formação Cerradinho. Estratificação cruzada, estruturas oolíticas e estromatólitos foram estruturas sedimentares singenéticas observadas. Níveis decimétricos a métricos de brechas intraformacionais, com clastos geralmente angulosos são muito comuns nesta formação (Fotografia 4-24).

Microscopicamente (Fotografia 4-25) mostraram-se muito puros com cristais de dolomita subarredondados granulometria fina, recristalizados, com contatos em grande parte poligonizados.

No topo da Formação Bocaina ocorre brecha carbonática com seixos e blocos angulosos de dolomitos brancos fraturados em matriz calcária (calcilutito) (Fotografia 4-26).



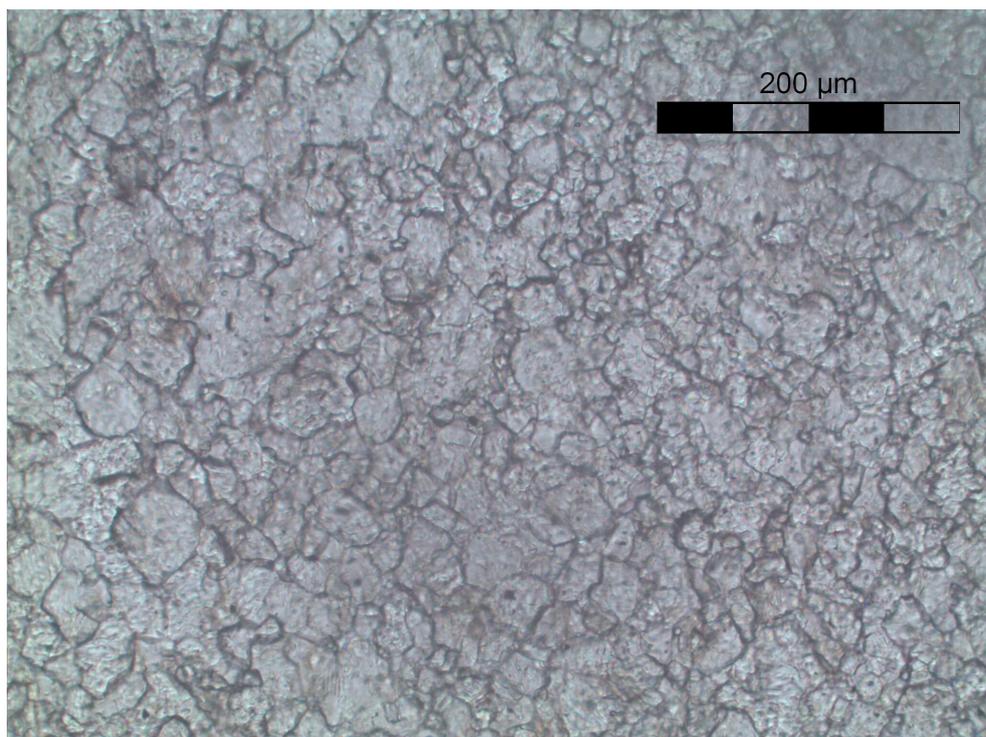
Fotografia 4 - 22. Tênu e estratificação de calcário dolomítico evidenciada pelo intemperismo (N7719835/E0531159 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 23. Bloco de calcário extremamente silicificado (N7722409/E0528166 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 24. Brecha intraformacional com clastos subangulosos (N7719835/E0531159 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 25. Calcário dolomítico muito puros granulometria fina com alguns cristais arredondados, e com contatos em parte poligonizados (N7728227/E0 527508 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 26. Brecha carbonática com seixos e blocos de dolomitos brancos silicosos extremamente fraturados em matriz composta por calcilutito maciço (N7721929/E0526518 UTM SAD69/21S).

A passagem da Formação Bocaina para a Formação Tamengo muitas vezes ocorre com a presença de uma brecha basal da Formação Tamengo, que inclui seixos e blocos angulosos de dolomitos brancos silicosos da Formação Bocaina, em matriz calcária cinza escura típica da Formação Tamengo (Fotografia 4-26).

Na área cratônica o acamamento encontra-se horizontalizado ou com suave mergulho para leste. Já a área deformada exhibe o acamamento com mergulhos médios, localmente verticalizados, tanto para leste como para oeste, desenhando dobras abertas. Esses litotipos encontram-se extremamente fraturados na porção mais deformada da área.

Nas regiões oeste e central da área estudada, a Formação Bocaina está sobreposta às rochas da Formação Cerradinho. A transição é gradual entre as duas formações. Por vezes, repousa diretamente sobre a Formação Puga, sendo o contato concordante.

A ausência local da Formação Cerradinho entre as formações Puga e Bocaina na região leste da área, sugere que parte dos sedimentos da formação Cerradinho pode ter sido erodida, ou que as formações Puga e Cerradinho são variações faciológicas laterais do mesmo ambiente de sedimentação.

Estima-se espessura de aproximadamente 100 m para a Formação Bocaina na parte pouco deformada. O contato com a unidade superior, Formação Tamengo, geralmente se dá por falhas de empurrão e, localmente aparecem níveis brechados no contato.

A associação de fácies observada nesta unidade, calcários oolíticos, maciços e muito sedimento retrabalhado (brechas), pouco quartzo, sugere depósitos de margem de plataforma carbonática.

4.2.3. Formação Tamengo

A Formação Tamengo ocorre predominantemente nos flancos ocidental e oriental da Serra da Bodoquena e em flancos de dobras maiores como na localidade Jabuti. Compõem-se por metacalcilutitos com freqüentes intercalações de filitos e ardósias.

Os metacalcilutitos mostram-se como rochas de cor cinza escuro, chegando a quase preto nas partes mais frescas e tornam-se azulados quando intemperizados. São ricos em matéria orgânica e exalam cheiro de enxofre quando martelados (Fotografia 4-27). Geralmente apresentam estratificação plano-paralela, com alternância de lâminas e estratos decimétricos, que às vezes se separam por material de origem argilosa, sericitizado. Frequentemente são muito fraturados, cortados por numerosos veios de calcita ou quartzo leitoso. Localmente aparecem níveis grafitosos intercalados na rocha.

Na base da formação geralmente ocorrem níveis métricos com estrutura brechóide retrabalhando clastos de calcário possivelmente provenientes da Formação Bocaina (Fotografia 4-28).

Na base da formação as camadas de pelitos são menos freqüentes. Quando ocorrem têm pouca espessura, variam de centimétricas a decimétricas, e dão aspecto rítmico a rocha (Fotografia 4-29). Para o topo, a freqüência das intercalações aumenta e essas passam a ser métricas. Os filitos e ardósias que intercalam nas camadas calcárias da Formação têm as mesmas características das pertencentes à Formação Guaicurus.



Fotografia 4 - 27. Calcilitito cinza escuro estratificado (UTM N7723422/E0531927 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 28. Nível brechado com clastos de calcário retrabalhados possivelmente provenientes da Formação Bocaina (N7735577/E0528226 UTM SAD69/21S).



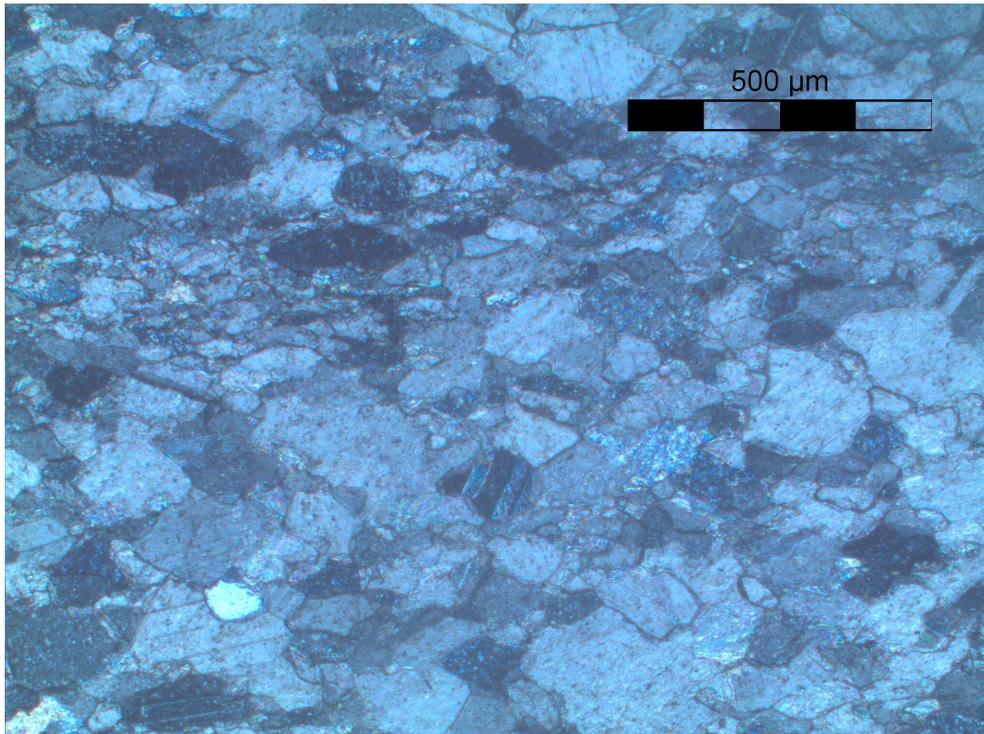
Fotografia 4 - 29. Calcilituto com intercalações rítmicas de filito (N7728437/E0526969 UTM SAD69/21S).

Ao microscópio observam-se finos mosaicos com cristais de calcita variando entre 0,03 e 0,5mm, geralmente estirados, e metamorficamente recristalizados (Fotografia 4-30).

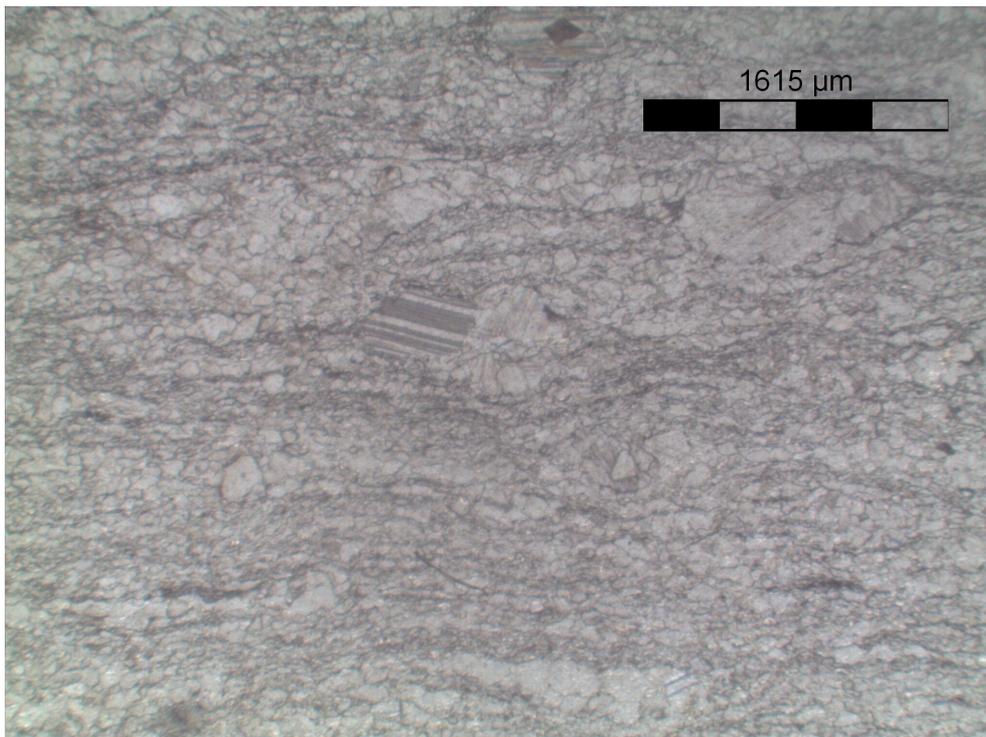
Os litotipos dessa formação apresentam-se afetados pela deformação regional, com intensa foliação, normalmente subparalela ao acamamento. A foliação muitas vezes aparece ondulada ou anastomosada, localmente milonítica. Dobras abertas, isoclinais e fechadas sobre o acamamento e a foliação, com vergência para oeste, são observadas em muitos afloramentos. Planos de cisalhamentos, com vergência exclusivamente para W, são evidenciados por pares s/c (Fotografia 4-31).

A Formação Tamengo pode recobrir diretamente tanto a Formação Bocaina como as formações Cerradinho ou Puga, ou mesmo o embasamento, sugerindo uma transgressão marinha que recobre indistintamente as unidades mais rasas.

O contato com a Formação Bocaina é marcado por pacotes brechados ou por falhas de empurrão.



Fotografia 4 - 30. Calcário recristalizado com esparsos cristais de quartzo (N7728466/E0536474 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 31. Metacalcário foliado (N7728245/E0536141 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 32. Pares S/C evidenciam planos de cisalhamentos com vergência exclusiva para W (N7735577/E0528226 UTM SAD69/21S).

A passagem da Formação Tamengo para a Guaicurus (superior) dá-se de maneira gradativa, através do incremento da espessura e da quantidade de intercalações pelíticas.

Os mica-xistos do Grupo Cuiabá estão colocados em cima da Formação Tamengo através de falhas de empurrão.

Estima-se uma espessura máxima de 500 m para os sedimentos desta formação.

As rochas desta unidade foram provavelmente depositadas em ambiente turbidítico de plataforma profunda próximo ao nível de oxigenação da bacia.

4.2.4. Formação Guaicurus

A Formação Guaicurus corresponde a espesso pacote de metassedimentos pelíticos que aflora principalmente no núcleo de sinclinais na região serrana. É constituída por ardósias e filitos de coloração cinza esverdeado, milimetricamente bandados (Fotografia 4-33).

Na base da formação ocorrem lentes e camadas decimétricas de margá e calcário, que desaparecem para o topo (Fotografia 4-34).

Ao microscópio observa-se a predominância de textura lepidoblástica com grãos de quartzo estirados, formando sigmóides, contornados por sericita (Fotografia 4-35).

Os litotipos dessa formação mostram-se em geral intensamente foliados, caracterizando uma clivagem ardosiana ou xistosidade fina intensa, com evidências de cisalhamento em grande parte dos afloramentos visitados. Frequentemente veios de quartzo leitoso atravessam a formação. Clivagem espaçada marcada pela orientação de micas também é observada.

A clivagem ardosiana apresenta direção geral N-S ou NNE-SSW com mergulho médio a alto para leste. Na porção leste da área a foliação encontra-se crenulada sendo o caimento do eixo para SSE.

Estima-se espessura aproximada de 250 metros para a formação, sendo sua espessura aparente maior devido à duplicação por dobras e lascas de empurrão.

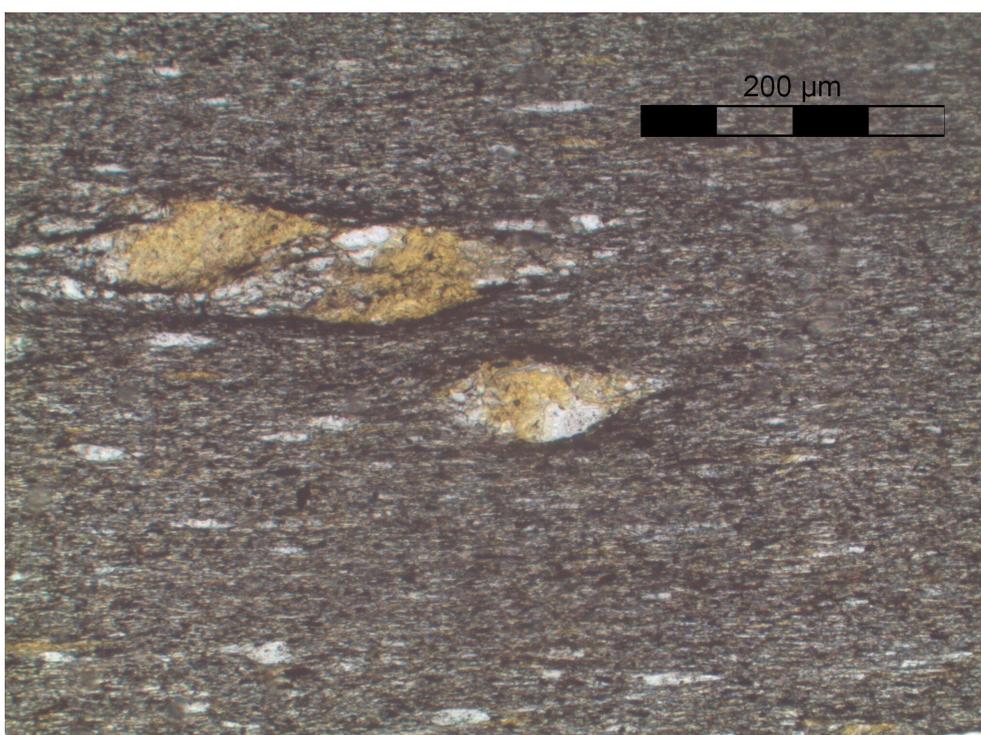
Essa unidade representa provavelmente fácies distais da bacia, onde o taxa de geração de espaço é muito maior do que a taxa de sedimentação.



Fotografia 4 - 33. Filito de coloração cinza esverdeado, milimetricamente bandados (N7735198/E0528308 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 34. Camadas decimétricas de margá e calcário (N7735577/E0528226 UTM SAD69/21S).



Fotografia 4 - 35. Filito com quartzos estirados formando sigmóides ((N7728278/E0536278 UTM SAD69/21S).

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Visando realizar análise estrutural a região estudada foi dividida em cinco domínios estruturais maiores, numerados e descritos a seguir de oeste para leste (Figura 5-1).

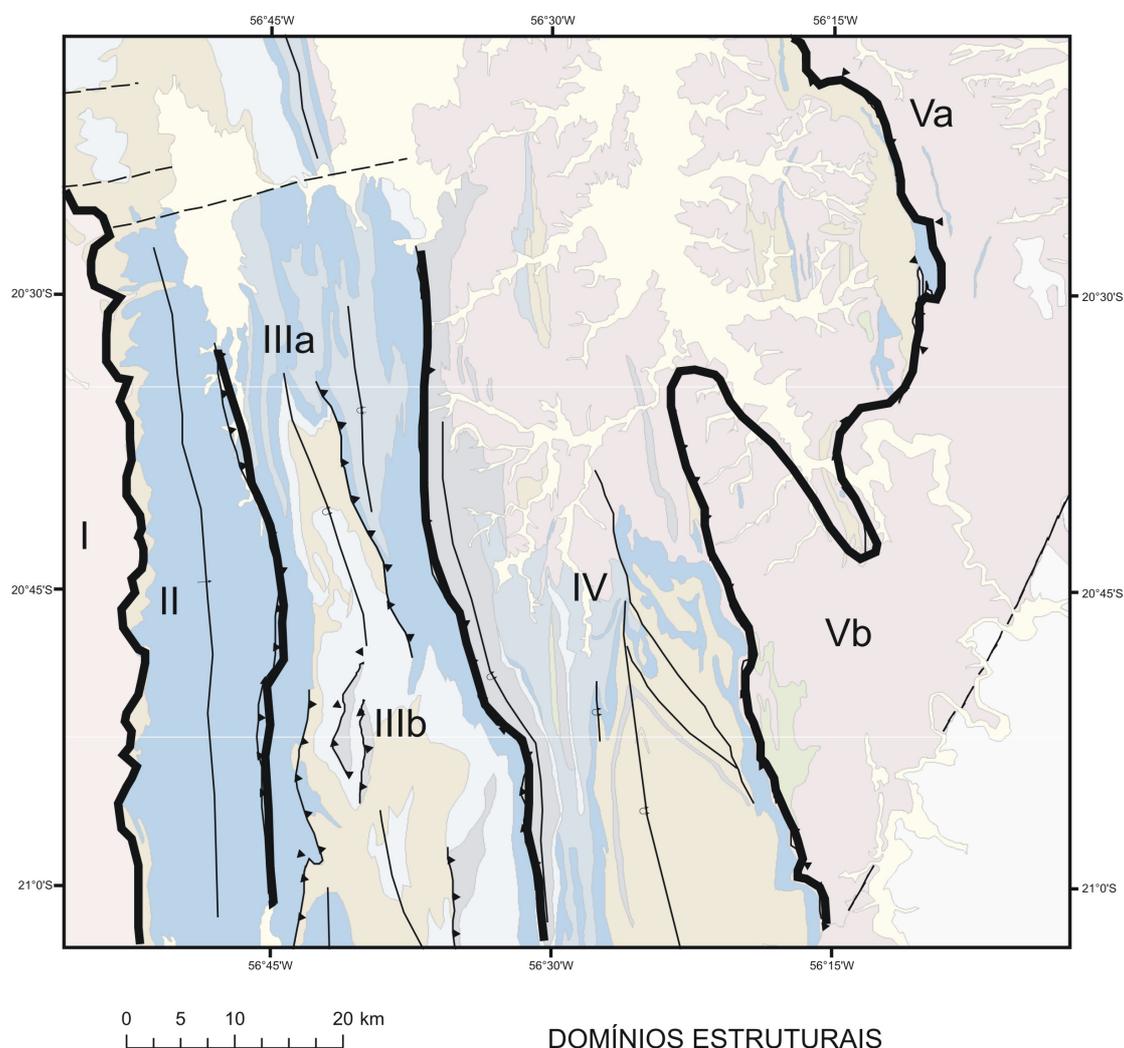


Figura 5 - 1. Divisão da área estudada em domínios estruturais.

5.1. Domínios Estruturais

5.1.1. Domínio I

O domínio I abrange o embasamento paleoproterozóico a oeste da serra da Bodoquena (Zona Cristalina Ocidental de Almeida, 1965), sendo constituído pelos complexos Rio Apa e Alto Tererê, recobertos em inconformidade e discordância angular pelas seqüências neoproterozóicas, não tendo sido analisado no presente trabalho.

5.1.2. Domínio II

O domínio II representa a área imediatamente adjacente ao cráton. Situa-se na borda externa da Faixa Paraguai, onde os esforços gerados durante os dobramentos da faixa não foram sentidos ou se propagaram de maneira muito suave.

Abrange propriamente a serra da Bodoquena, onde os sedimentos do Grupo Corumbá recobrem em discordância o embasamento.

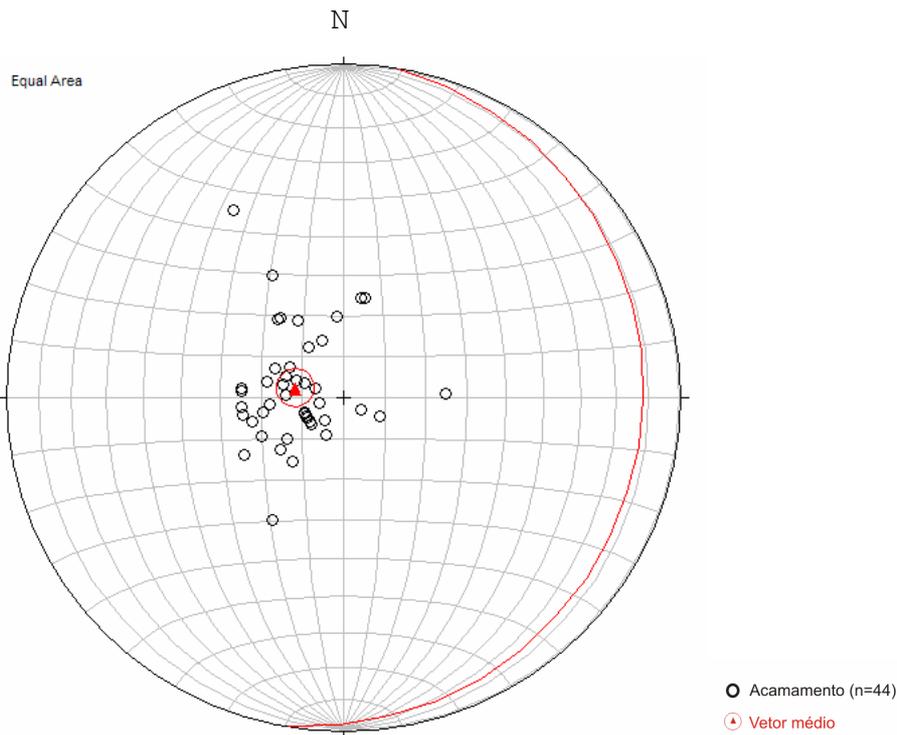
Expõem-se folhelhos, arenitos, calcarenitos e margas da Formação Cerradinho, rochas carbonáticas da Formação Bocaina, e calcilitos da Formação Tamengo. Essas rochas apresentam estruturas sedimentares bem preservadas, estando apenas os calcários dolomitizados e recristalizados.

A estratificação sedimentar apresenta mergulho médio baixo, por volta de 12° para leste (Fotografia 5-1) (Estereograma 5-1).

Não apresentam deformação dúctil ou metamorfismo.



Fotografia 5- 1. Domínio II – acamamento suavemente basculado para leste (N7728103/E0520570 UTM SAD69/21S).



Estereograma 5- 1. Domínio I – Pólos dos acamamentos com indicação do plano médio (valor médio 102/12°). Acamamento horizontalizado com mergulhos suaves para leste.

5.1.3. Domínio III

O domínio III corresponde à parte centro oriental da serra da Bodoquena e parte da zona serrana oriental (Almeida, 1965a), onde a erosão e os mergulhos mais acentuados das camadas desenvolvem um relevo de serras alongadas na direção N-S.

As rochas do Grupo Corumbá e da Formação Puga subjacente encontram-se afetadas por um sistema de dobras e empurrões, com típica vergência para oeste. A amplitude das dobras varia de decimétricas a quilométrica, apresentando planos axiais com mergulhos moderados para leste e eixos subhorizontais ora caindo para norte, e ora para sul. São dobras abertas a isoclinais (fotografias 5-2, 5-3 e 5-4), por vezes com flancos inversos, associados a falhas de empurrão de direção N-S e transporte para oeste.

Desenvolve-se uma clivagem ardosiana (S_1) com mergulho moderado para leste e direção N-S, marcada por sericitas, geralmente paralela ao acamamento (S_0), porém com intensidade variável, ocorrendo litotipos desde praticamente indeformados (atestados por *oóids* da Formação Bocaina e seixos da Formação Puga) até intensamente achatados e estirados, chegando a desenvolver localmente texturas miloníticas (Fotografia 5-5) e

apresentando pares s/c que formam geometrias assimétricas sugerindo movimentos do topo de leste para oeste (Fotografia 5-6).

Desenvolveu-se também uma segunda foliação pouco penetrativa, marcada por clivagem espaçada (Fotografia 5-7) ou clivagem de fratura, que intercepta a xistosidade e constitui plano axial de mesodobras assimétricas, com amplitude centimétrica, e eixos quase coaxiais aos macrodobramentos.

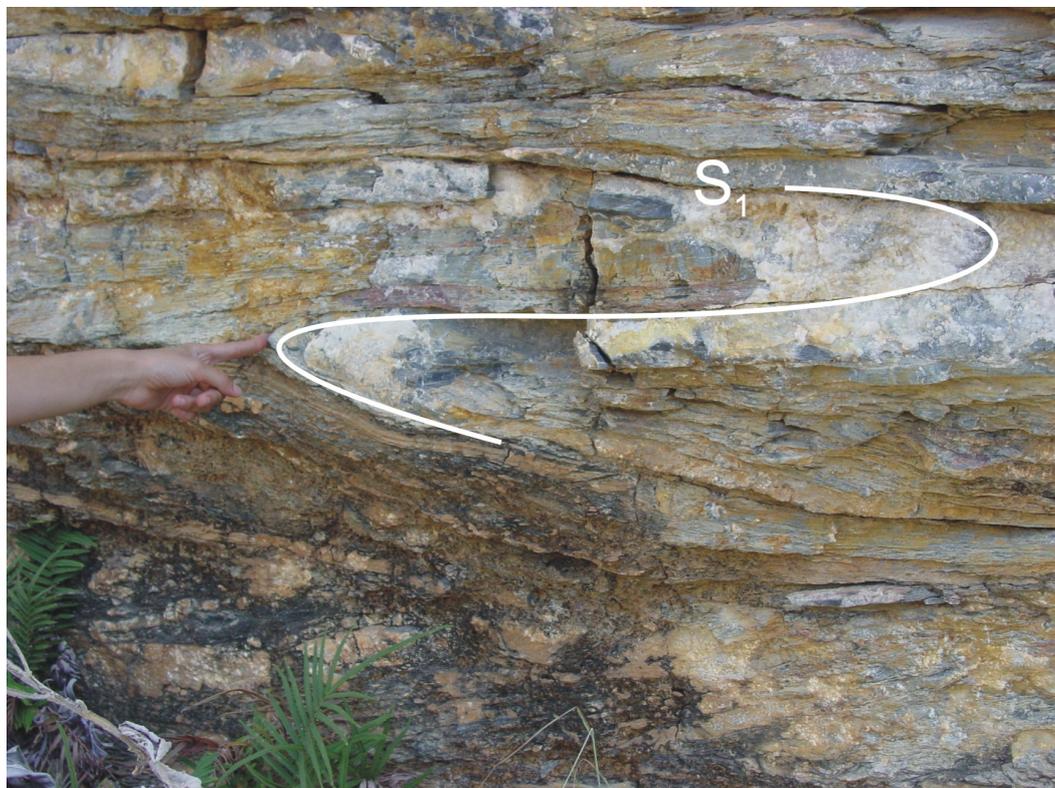
Em análise microscópica, nota-se o predomínio de texturas clásticas sedimentares, com presença de clivagem ardosiana, denotada pela isorientação de sericitas muito finas, que são aparentemente a única variedade mineral de natureza metamórfica. Clivagem oblíqua espaçada, marcada por cristais de sericita orientados é observada localmente.



Fotografia 5- 2. Acamamento com dobras abertas em m (N7714174/E0524811 UUTM SAD69/21S).



Fotografia 5- 3. Dobras fechadas com plano axial empinado sugerem zona de charneira de dobramento S_2 (N7723251/E0531091 UTM SAD69/21S).



Fotografia 5- 4. Dobra isoclinal (N7736262/E0527711 UTM SAD69/21S).



Fotografia 5- 5. Metacalcário com foliação milonítica (N7731174/E0534981 UTM SAD69/21S).



Fotografia 5- 6. Pares s/c sugerem movimentos do topo de leste para oeste (N7723422/E0531927 UTM SAD69/21S).

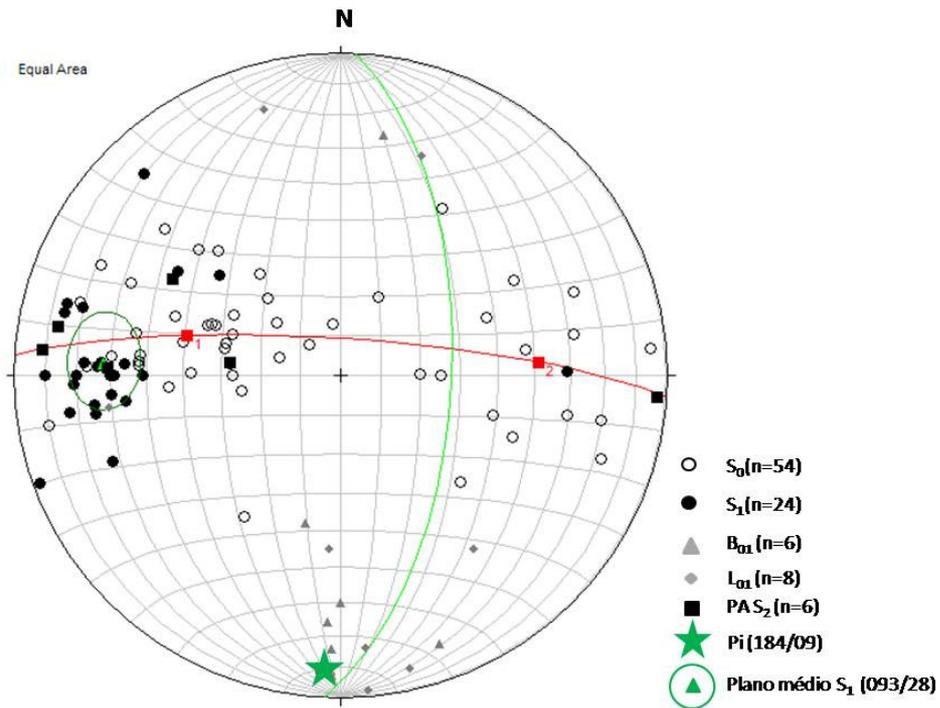


Fotografia 5- 7. Clivagem espaçada oblíqua (S_2) a clivagem ardosiana (S_1) (N7728006/E0529487 UTM SAD69/21S).

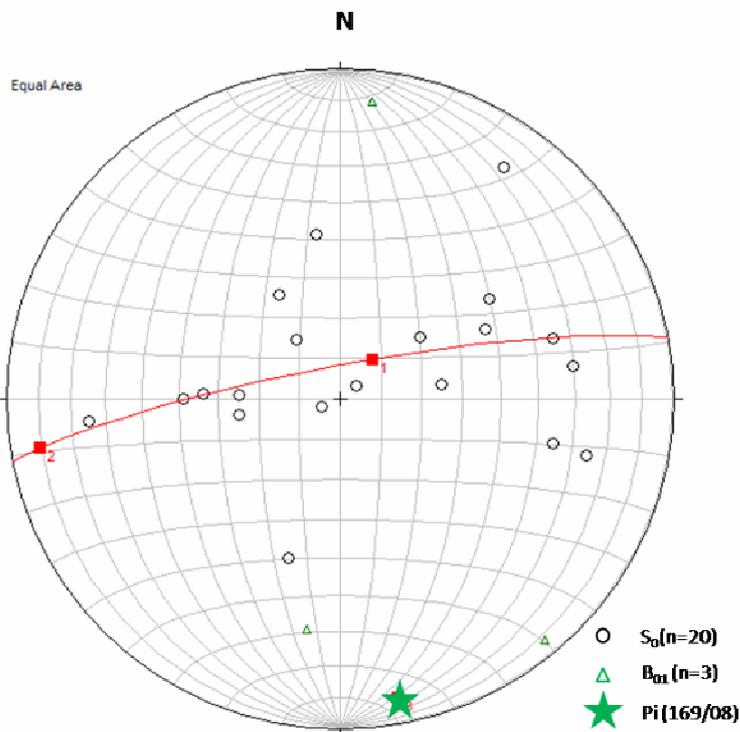
A clivagem ardosiana (S_1) plano axial a dobras D_1 apresenta orientação constante nas exposições observadas na porção sul (subdomínios IIIb – Estereograma 5-2). Já na porção norte (subdomínio IIIa) encontra-se afetada por dobramento D_2 o qual configura um padrão de interferência em laço com as dobras D_1 , ou seja, D_1 e D_2 são coaxiais (Estereogramas 5-3 e 5-4).

Dobras observadas em escala de afloramento mostram espessamento de charneira, tendendo ao tipo similar. Observam-se tanto dobras com a clivagem plano-axial, como dobras aparentemente afetando $S_0//S_1$. Como a atitude de eixos e vergências são os mesmos nos dois casos, são sugestivas da ocorrência de redobramento em laço.

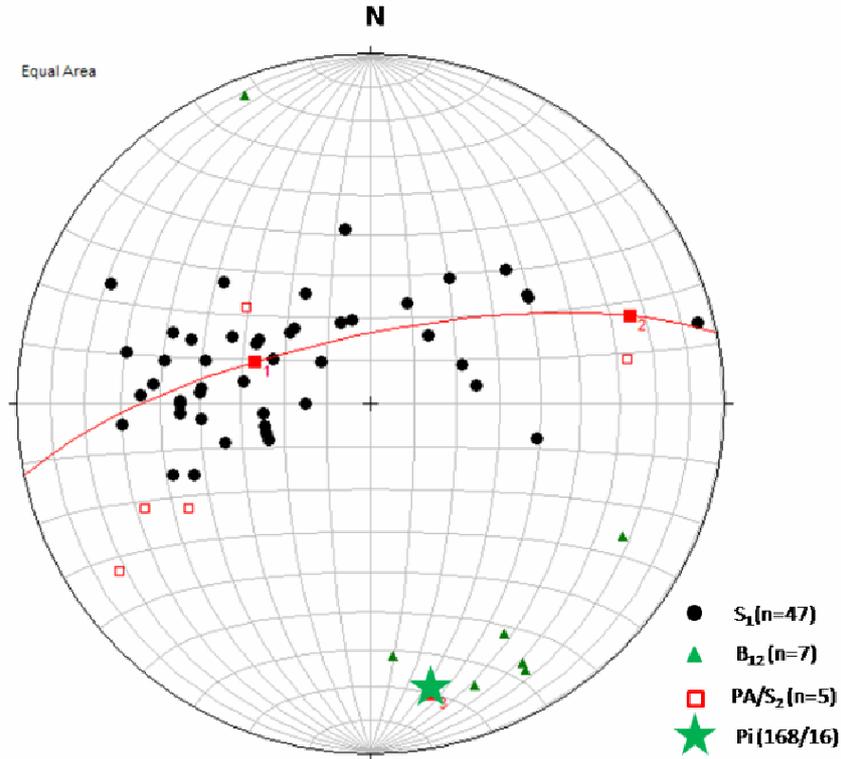
Na parte mais a oeste deste domínio predominam lineações *down-dip*, com indicadores cinemáticos sugerindo empurrões para oeste. Na porção mais a leste deste domínio predominam lineações de estiramento direcionais, com indicadores cinemáticos ora destrais ora sinistrais.



Estereograma 5- 2. Subdomínio IIIb – pólos do acamamento (S_0), com indicação da melhor guirlanda (em vermelho) e eixo PI, e pólos de clivagem ardosiária (S_1), com indicação do melhor plano médio (em verde), eixos e lineações B_{01} .



Estereograma 5- 3. Domínio IIIa - acamamento dobrado (D1) com indicação da melhor guirlanda, eixo PI e eixos B_{01} .



Estereograma 5- 4. Domínio IIIa - pólos de clivagem ardosiana, com indicação da melhor guirlanda e eixo P_1 , eixos B_{12} e pólos de planos axiais de dobras D_2 .

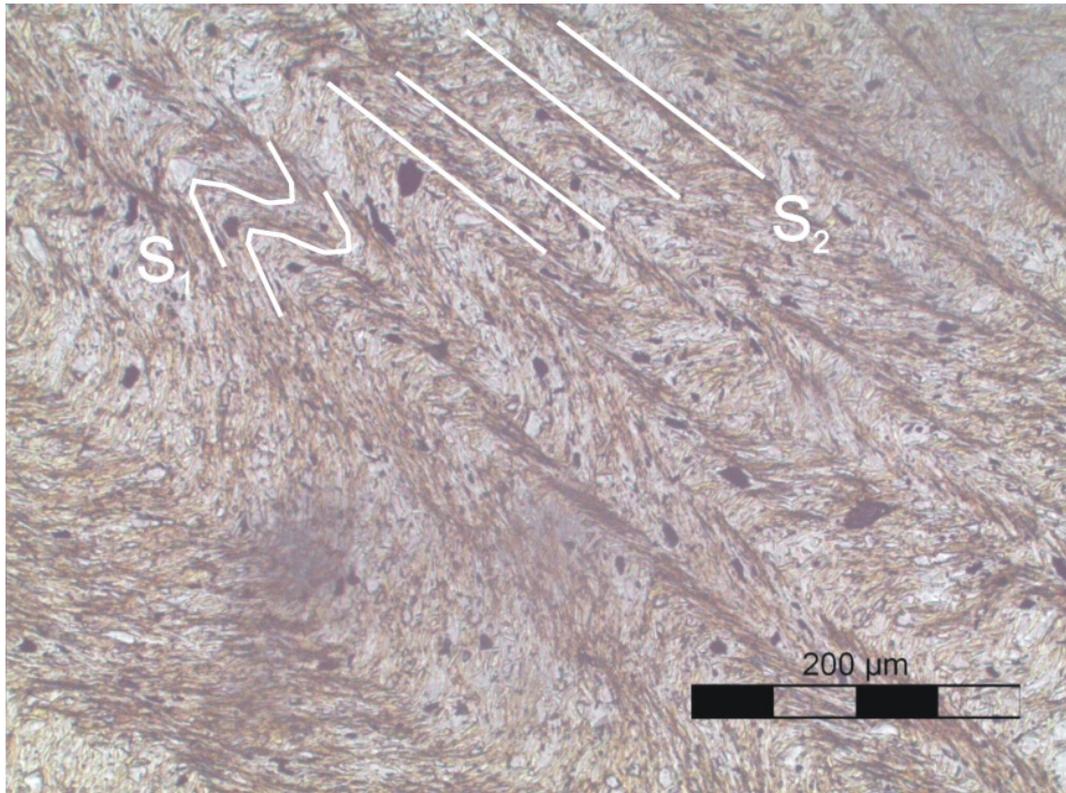
5.1.4. Domínio IV

O domínio IV abrange o extremo leste da região serrana oriental e boa parte da depressão do rio Miranda. Aqui foi analisada essencialmente a região de Jabuti, ainda na região serrana, já que a depressão do rio Miranda apresentou dificuldades de afloramentos e acessos, sendo em grande parte recoberta pela planície aluvial do rio homônimo.

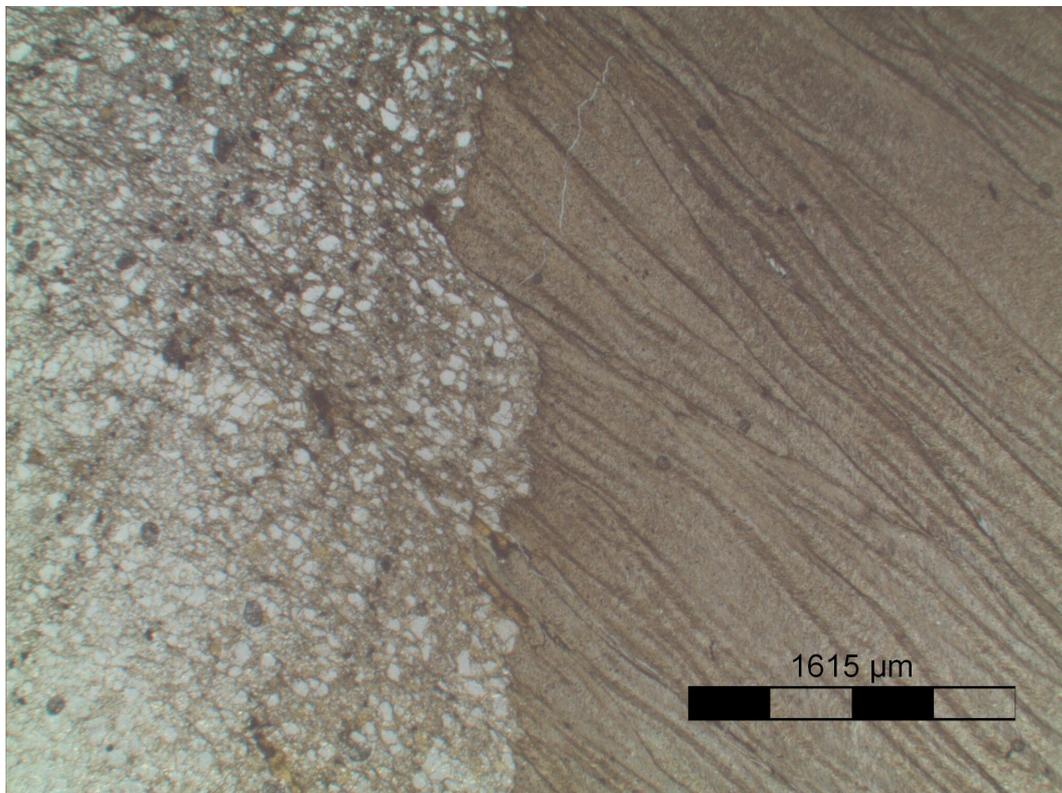
A região do Jabuti é dominada por um grande anticlinal de fase D_1 orlado por dobras D_1 e D_2 com padrão de interferência em laço. Esse padrão é bastante semelhante em termos de geometria e orientação ao do domínio III, diferenciando-se pela deformação dúctil mais intensa das rochas.

A estrutura mais evidente neste domínio é uma clivagem ardosiana (S_1) sobreposta por clivagem de crenulação S_2 (Fotografia 5-8).

A deformação manifesta-se de maneira diversa em diferentes litologias. Nos litotipos menos competentes exibem intensa foliação e clivagem de crenulação. Já nas rochas mais competentes, como calcários maciços e metarenitos as estruturas são bem mais incipientes (Fotografia 5-9).



Fotografia 5- 8. Clivagem ardósiana (S_1) sobreposta por clivagem de crenulação S_2 (N7697294/E0555968 UTM SAD69/21S).

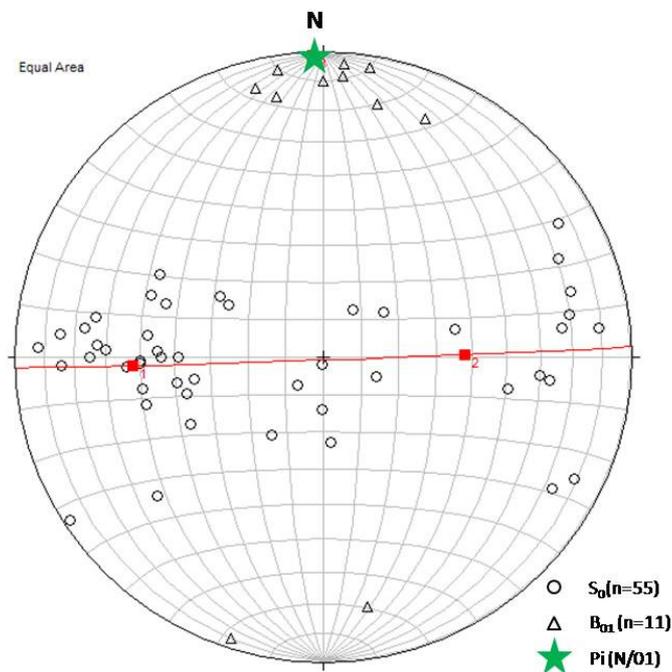


Fotografia 5- 9. Contato entre camadas quartzosa e pelítica. Na camada mais competente as estruturas são bem mais incipientes (N7697294/E0555968 UTM SAD69/21S).

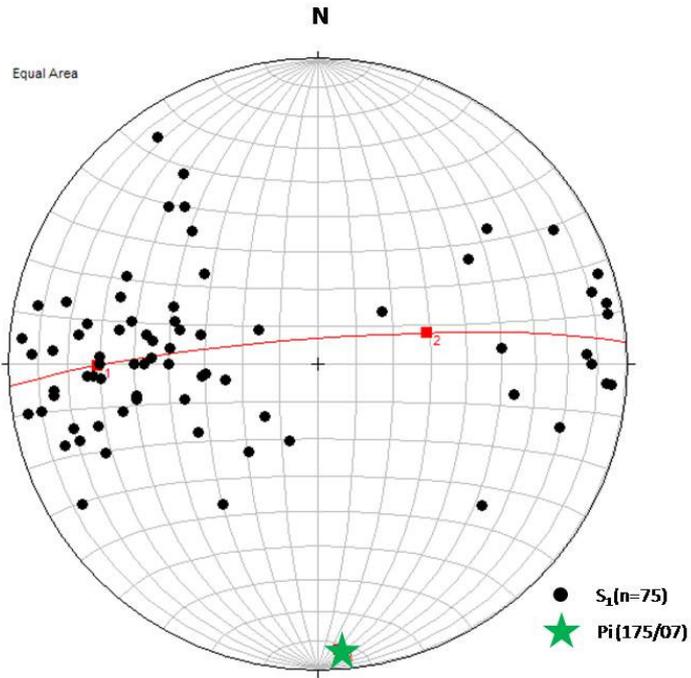
Os pólos de acamamento medidos neste domínio apresentam espalhamento em guirlanda, e eixos B_{01} medidos têm direção N-S horizontalizado ou caimento baixo predominantemente para norte. Coincide com eixo PI calculado (Estereograma 5-5).

Os pólos de clivagem ardosiana (S_1) mostram mergulhos baixos a altos, predominantemente para leste, porém também se mostram verticalizados e com mergulhos altos para oeste. Espalhamento intermediário entre pontual e em guirlanda indica dobramentos com vergência para leste (Estereograma 5-6).

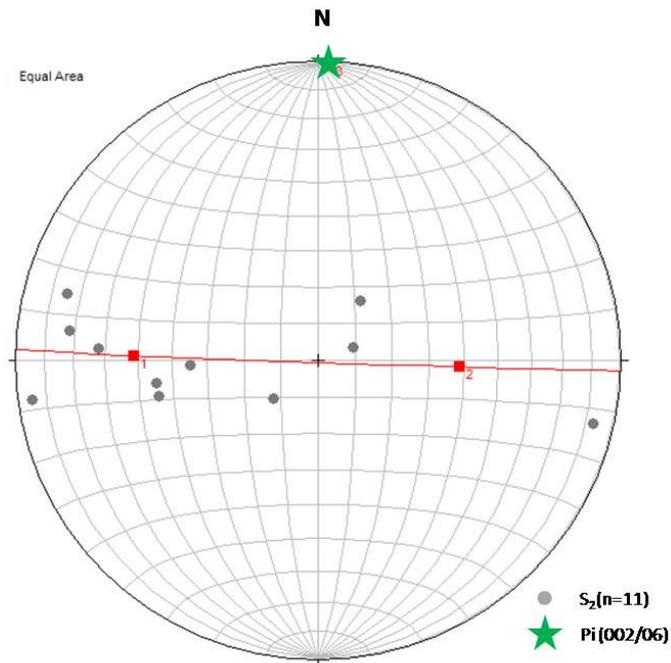
Planos axiais de dobras D_2 mostram distribuição em guirlanda evidenciando possível dobramento D_3 também coaxial aos anteriores (Estereograma 5-7).



Estereograma 5- 5. Pólos do acamamento, com indicação da melhor guirlanda e eixo PI, eixos e lineações B_{01} .



Estereograma 5- 6. Pólo de clivagem ardosiãna (S_1) com indicação de melhor guirlanda e eixo P_1 .



Estereograma 5- 7. Planos axiais de dobras D_2 mostram distribuição em guirlanda evidenciando possível dobramento D_3 coaxial ao anteriores.

5.1.5. Domínio V

O domínio V situa-se na porção mais oriental da área estudada, entre a depressão do rio Miranda e a Serra de Maracaju, onde as unidades mais antigas encontram-se recobertas pelas rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná, mais especificamente pela Formação Aquidauana.

No domínio V predominam micaxistos e quartzo micaxistos de grau metamórfico baixo, já na zona da biotita, mas sem atingir a zona da granada. A estrutura predominante em nível de afloramento e microscópico é uma clivagem de crenulação milimétrica a submilimétrica associada à bandamento diferenciado, caracterizado pela alternância de filmes de mica e quartzo.

Estruturas sedimentares reliquias em geral não estão mais preservadas, sendo que a estratificação sedimentar pode ser inferida por alternância litológica estando em geral fortemente transposta.

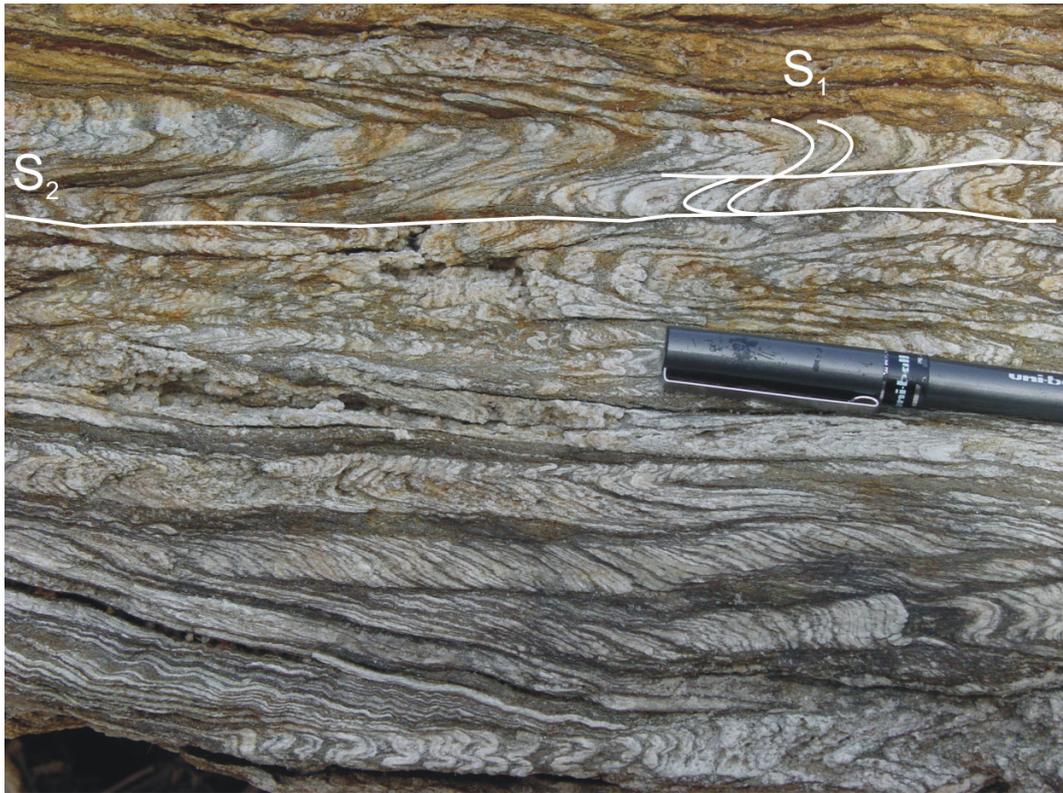
Dobras D_1 e D_2 são observadas em escala mesoscópica, caracterizadas respectivamente por mostrarem xistosidade (S_1) e clivagem de crenulação (S_2) em posição plano-axial (Fotografia 5-10).

A foliação predominante S_2 mostra em geral mergulhos baixos a moderados, estando afetada por dobras abertas a fechadas, com planos axiais empinados, com mergulho médio maior para leste, e eixos subhorizontais N-S (Fotografia 5-11).

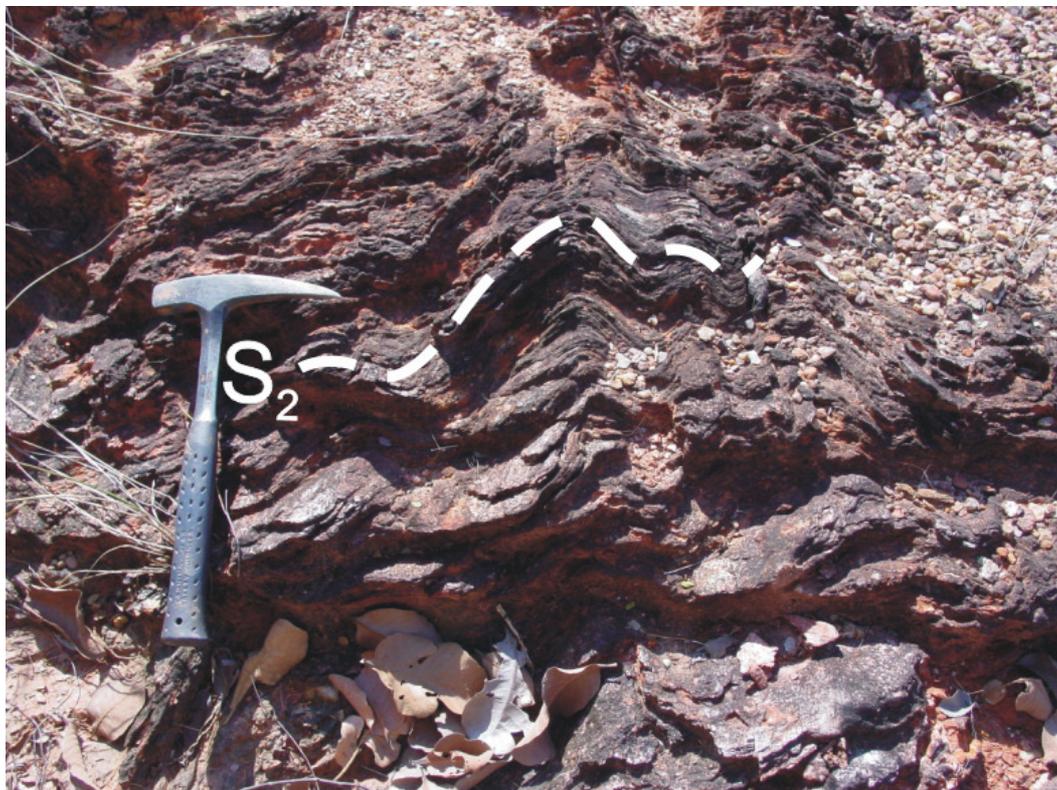
Os pólos de clivagem de crenulação penetrativa (S_2), coletados na porção norte desse domínio (Va), mostram espalhamento em guirlanda com eixo B_{23} de direção N-S subhorizontal, com caimento suave predominantemente para norte. Esse dobramento D_3 gerou planos axiais empinados com mergulho predominante para leste (S_3) (Estereograma 5-8).

Os dados de clivagem de crenulação S_2 da parte sul deste domínio (Vb) mostram espalhamento em guirlanda com eixo PI caindo cerca de 10° para sul-sudeste, coincidindo com eixos B_{12} e B_{23} . Clivagem de crenulação espaçada horizontalizada e planos axiais (S_3), exibem mergulhos suaves para SW (Estereograma 5-9).

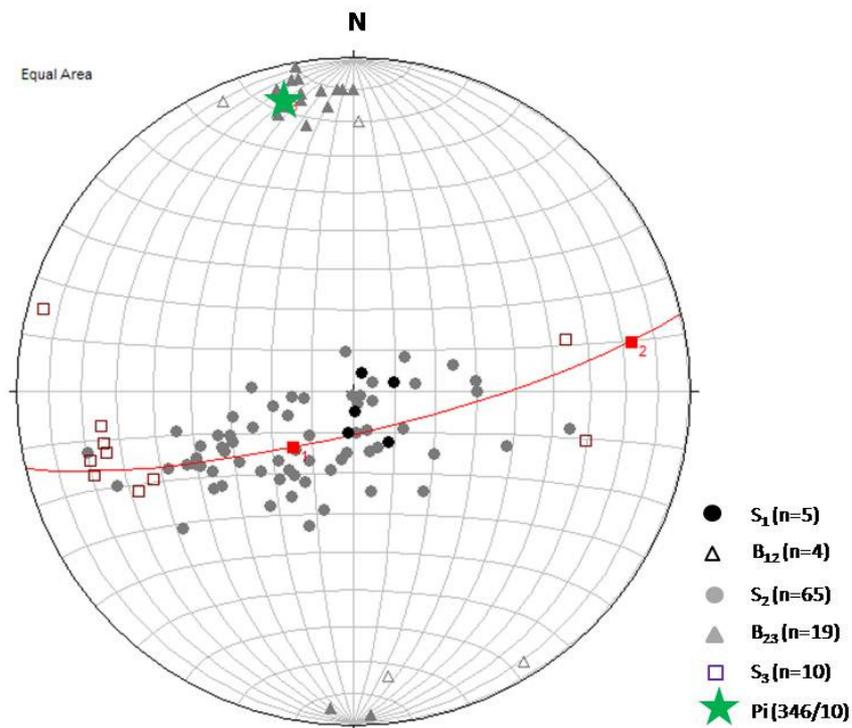
O discreto espalhamento em guirlanda dos pólos da clivagem de crenulação espaçada e planos axiais (S_3) de todo o domínio V, sugere que S_3 pode ter sido afetada por dobramentos abertos com eixo horizontal N-S (Estereograma 5-10).



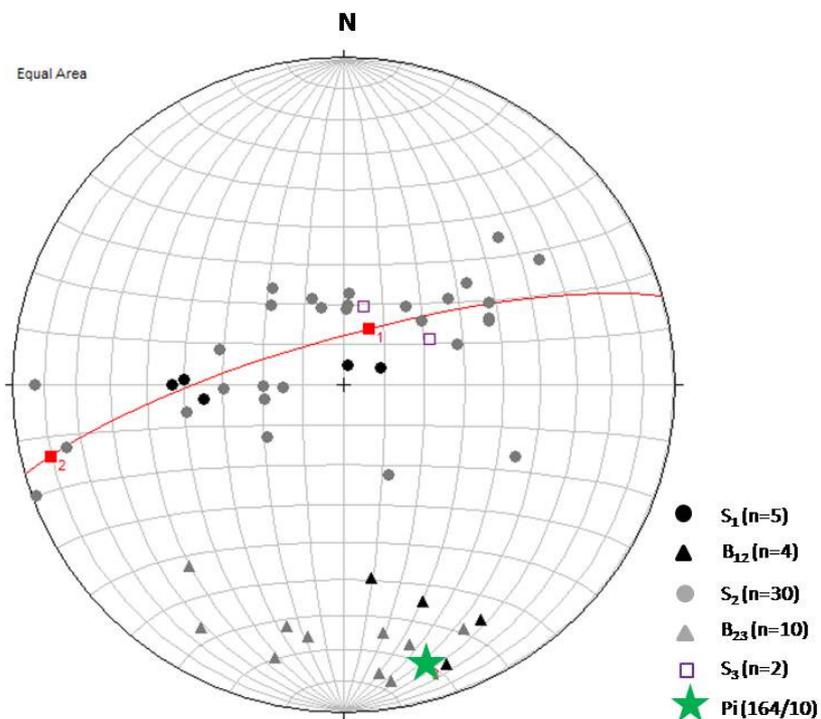
Fotografia 5- 10. Clivagem de crenulação penetrativa (S_2) milimétrica a submilimétrica associada à bandamento diferenciado, caracterizado pela alternância de filmes de mica e quartzo (N7747565/E0591833; – UTM SAD69-21S).



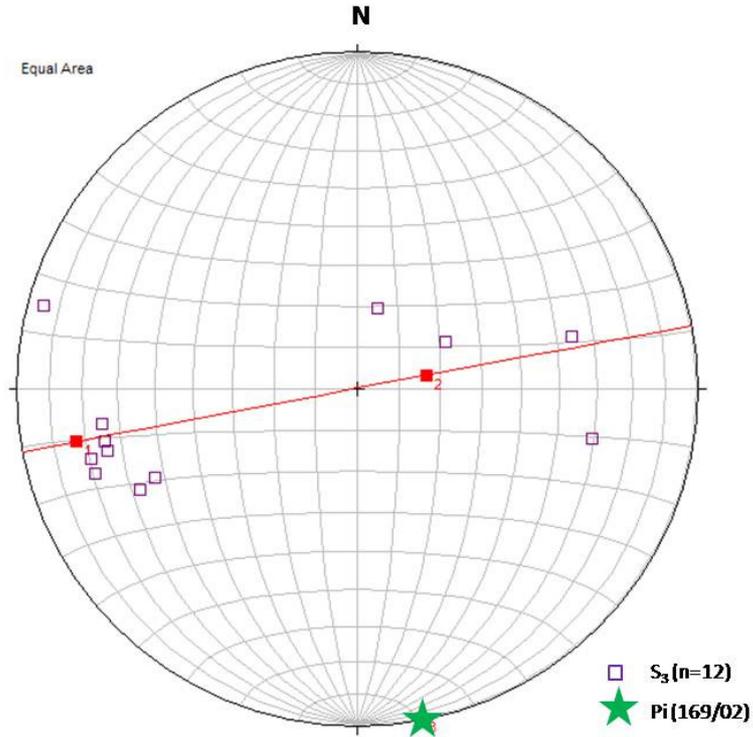
Fotografia 5- 11. S_2 afetada por dobras D_3 (N7748422/E059142 UTM SAD69/21S).



Estereograma 5- 8. . Domínio Va - pólos de clivagem ardosiânica (S_1) e clivagem de crenulação penetrativa (S_2), com indicação da melhor guirlanda e eixo PI (S_2), eixos e lineações B_{12} e B_{23} .



Estereograma 5- 9. Domínio Vb - pólos de clivagem de crenulação penetrativa (S_2) com indicação da melhor guirlanda e eixo PI (S_2), eixos e lineações B_{23} .



Estereograma 5- 10. Pólos de clivagem de crenulação espaçada e planos axiais (S_3) do domínio V sugerem que S_3 está dobrada com eixos N-S.

Nota-se a coaxialidade entre os eixos e lineações L_{01} , L_{12} e L_{23} , com atitudes subhorizontais em torno de N-S, e o paralelismo entre a foliação S_3 observada no domínio V com as foliações S_1 e S_2 observadas dos domínios III e IV.

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A Faixa Paraguai na região estudada caracteriza-se como um típico *fold-and-thrust belt*, mostrando linearidade de dobramentos e empurrões com direções meridianas e vergência para oeste em direção à área cratônica representada pelo Bloco Rio Apa. O aumento do metamorfismo e da complexidade deformacional de oeste para leste corroboram esta assertiva.

O padrão de lineações de estiramento e de indicadores cinemáticos, no entanto não apontam para uma colisão ou convergência puramente frontal, mas sugerem algum grau de obliquidade. O padrão predominante de lineações de estiramento *down-dip* com indicadores cinemáticos indicando empurrão para oeste, coexiste com lineações de estiramento oblíquas a direcionais, com indicadores predominantes sinistrais. Esta situação condiz com vetores de convergência da faixa de dobramentos para o bloco rígido do Rio Apa com direções em torno de WNW – ESE.

A princípio considera-se que a coluna estratigráfica proposta para o Grupo Corumbá na Faixa Paraguai Meridional por Almeida (1965a) e Boggiani (1998) seja aplicável para a serra da Bodoquena e a Zona Serrana Oriental. Apenas optou-se, no presente trabalho, incluir os conglomerados da Formação Cadiueus (Almeida, 1965a) como unidade basal da Formação Cerradinho, dada a sua restrita ocorrência. O empilhamento proposto pode ser observado em diversos anticlinais e sinclinais ao longo dos perfis levantados.

Porém observou-se que a proposta de Corrêa *et al.* (1976), Schobbenhaus *et al.* (1979), Del'Arco *et al.* (1982) e Godoi (2001), colocando a Formação Puga como unidade basal do Grupo Corumbá, também é aplicável as observações feitas em campo. As associações de fácies observadas sugerem que há variação de fácies lateral entre os conglomerados e metadiactitos da Formação Puga, e os conglomerados e arenitos imaturos da Formação Cerradinho. Esses sedimentos seriam fácies associadas aos falhamentos distensional de abertura de rifte.

É necessário ressaltar que, apesar da Formação Puga ter sido originalmente definida na porção meridional da Faixa Paraguai, no Morro do Puga (Maciel, 1959), não foram observados seixos facetados e/ou estriados nas exposições visitadas. Já ao norte, seixos facetados e estriados são relativamente abundantes e recobertos por capa carbonática (Mirassol do Oeste) com completa sucessão de suas marcantes características sedimentares (Nogueira *et al.* 2003). Diante desse quadro, deve-se trabalhar também com a possibilidade

dos diamictitos da porção sul não representarem registro glacial e serem depósitos de fluxos gravitacionais associados à abertura do rifte. Porém, não se descarta a hipótese de haver contribuição de depósitos glaciais, provavelmente retrabalhados.

A progressão da intensidade e complexidade do padrão deformacional de oeste para leste não ocorre de uma forma absolutamente contínua, mas se dá de forma mais ou menos brusca quando se cruza alguns limites tectônicos maiores, em geral falhas de empurrão, coincidentes aproximadamente com os limites de domínios estruturais estabelecidos, e também coincidentes com limites bacinais importantes.

Deste modo as maiores espessuras e expressão das formações Puga e Cerradinho, as quais representam o estágio rifte da bacia gradando para depósitos de plataforma de circulação restrita e planície de maré, bem como da Formação Bocaina, que representa o estágio mar restrito a mar aberto com depósitos de margem de plataforma carbonática (Figura 6-1), estão na região serrana oriental, aproximadamente limitados pelos empurrões que separam o domínio estrutural II do III, e III do IV. Assim estes empurrões podem coincidir com falhas normais maiores limítrofes dos riftes geradores da bacia, cuja anisotropia mecânica teria condicionado a inversão da bacia no processo colisional (Figura 6-2).

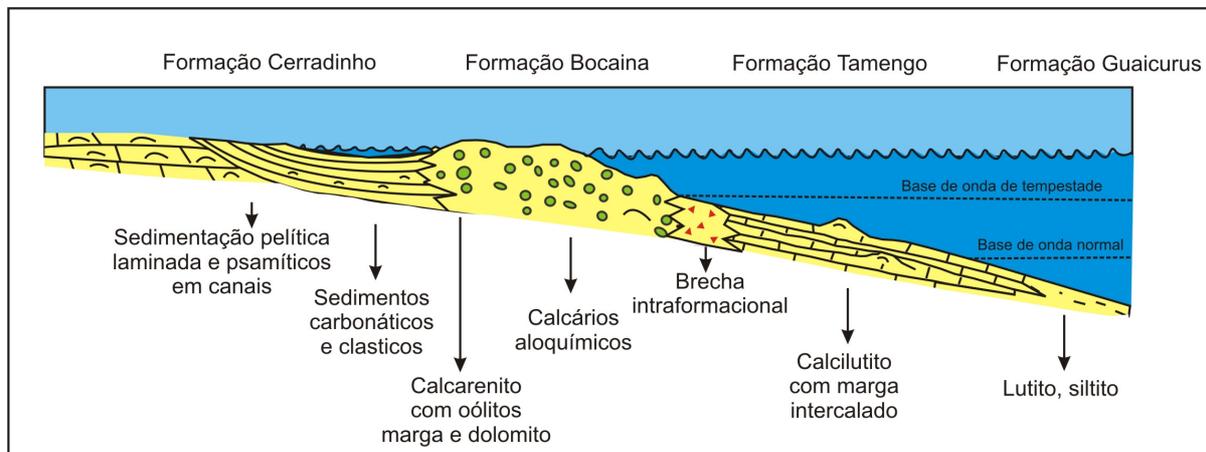


Figura 6- 1. Modelo esquemático de sedimentação da fase de subsidência térmica (*drift*) do Grupo Corumbá.

A progressão do processo deformacional pode ser interpretada de modos diversos. Pode-se pressupor que o *front* de empurrões migrou de leste para oeste no progredir do evento colisional. A foliação S_1 é gerada inicialmente a leste no domínio V e o avanço das *nappes* e empurrões em direção ao antepaís a oeste vai redobrando as estruturas geradas anteriormente, e induzindo a migração da deformação para o oeste com o progredir do processo colisional. Assim haveria uma correlação temporal entre a clivagem S_1 gerada no

limite da área cratônica a oeste com a foliação S_2 gerada no domínio IV e S_3 gerada nos micaxistos, comumente referidos como Grupo Cuiabá, a leste. A coaxialidade entre as gerações de dobramento observadas e a compatibilidade cinemática observadas é explicada neste modelo (Figura 6-2).

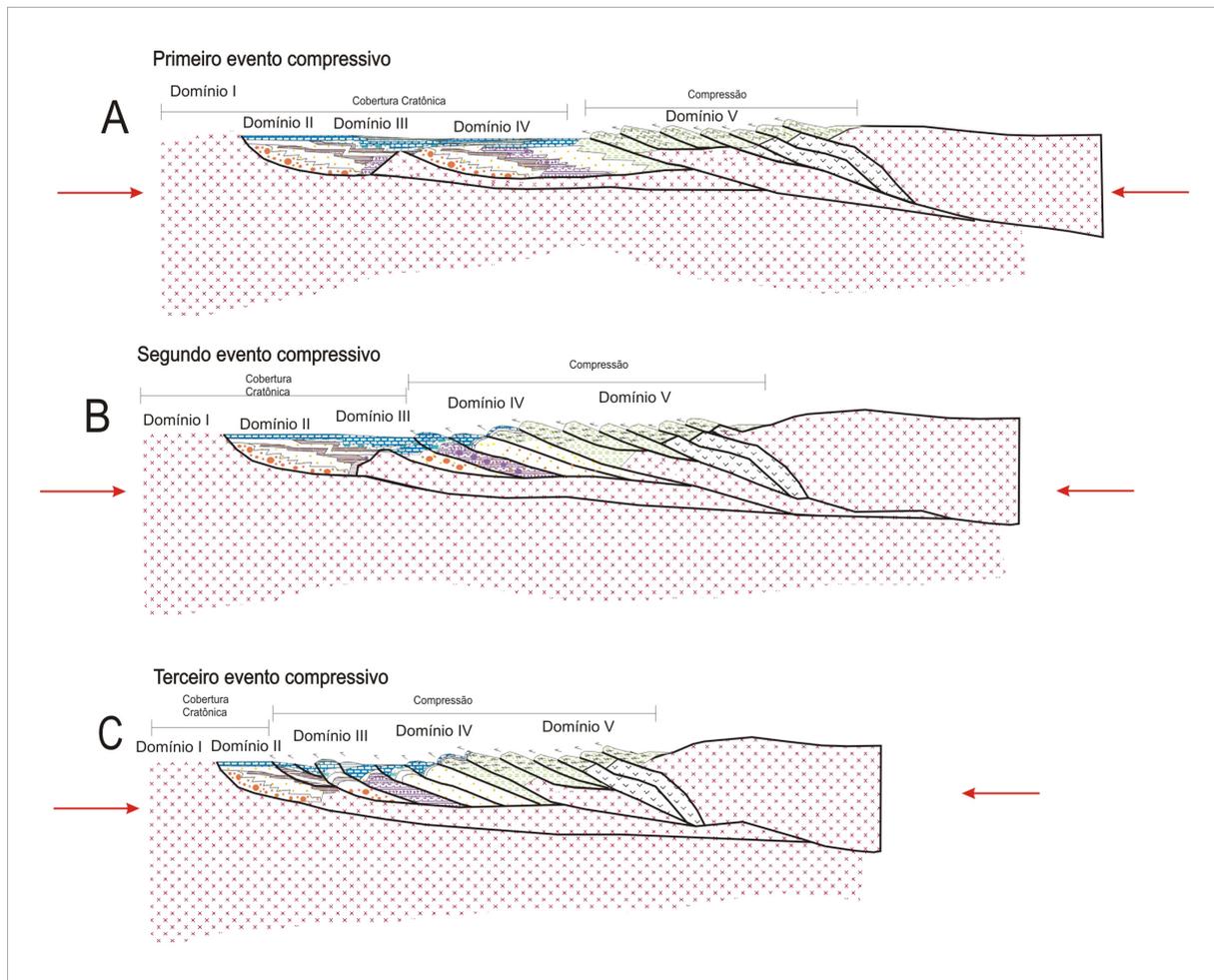


Figura 6- 2. Modelo esquemático da progressão do processo deformacional.

Por outro lado a maior complexidade estrutural nos micaxistos poderia também ser interpretada pela presença de pelo menos uma foliação metamórfica anterior com relação aos domínios mais a oeste. Neste contexto os micaxistos além de mostrar maior grau metamórfico e complexidade estrutural, também seriam mais antigos e jogados tectonicamente por cima das seqüências mais novas da Formação Puga e Grupo Corumbá. Não existem no momento dados geocronológicos que possam resolver esta questão.

No entanto a localização dos metassedimentos do Grupo Cuiabá exclusiva na zona interna da faixa de dobramentos e a associação de fácies pelíticas e psefíticas que ocorre na unidade, sugerem serem os mica-xistos depósitos marinhos profundos, turbidíticos distais. E

a grande quantidade de carbonatos observados nas lâminas descritas corrobora com a hipótese de terem sido depositados comitantemente aos sedimentos do Grupo Corumbá, visto que não é conhecida outra área fonte para os carbonatos na região estudada. Seriam correlatos laterais das formações Tamengo e Guaicurus, que representam depósitos marinhos de plataforma profunda próxima ao nível de oxigenação da bacia, onde a taxa de geração de espaço é muito maior do que a taxa de sedimentação.

7. CONCLUSÕES

O conjunto de dados levantado confrontado com o disponível na literatura mostra que a Faixa Paraguai meridional evoluiu como um típico *fold-and-thrust belt*. A evolução geológica do cinturão principia por processos de rifteamento provavelmente no final do Criogeniano evoluindo para mar restrito e margem passiva até o final do Ediacarano. Já o processo colisional responsável pela inversão da bacia com a deformação e metamorfismo associados ocorreu durante o Cambriano. Magmatismo pós-colisional ocorreu no Cambriano Superior.

A fase rifte é caracterizada pelos conglomerados e diamictitos da Formação Puga e pelos conglomerados, arcósios, arenitos e pelitos da Formação Cerradinho. O empilhamento sedimentar destas unidades sugere serem fanglomerados que se depositaram em ambiente tectônico ativo e depósitos de leques aluviais proximais associados às regiões altas formadas provavelmente pelo falhamento distensional de abertura de rifte. Não se descarta a hipótese de haver contribuição de depósitos glaciais à sedimentação da Formação Puga, porém, estes estariam provavelmente retrabalhados.

Não foram observados contatos discordantes entre as formações Puga e Cerradinho. Ao contrário, em alguns locais, como nas fazendas Santa Terezinha e Ceita-Corê, nota-se a passagem dos diamictitos para arenitos e arcósios com seixos esparsos.

A ausência local da Formação Cerradinho entre as formações Puga e Bocaina na região leste da área, sugere que parte dos sedimentos da Formação Cerradinho pode ter sido erodida e retrabalhada durante a transição da fase rifte para a fase de margem passiva da bacia, e também pode corroborar com a hipótese de as formações Puga e Cerradinho serem variações faciológicas laterais do mesmo ambiente de sedimentação.

A presença de camadas clásticas e carbonáticas estratificadas, estromatólitos, laminação milimétrica, capas dolomíticas e estratificação cruzada sotoposta a calcarenitos oolíticos, sugerem que a Formação Cerradinho também registra, nas unidades de topo, a fase transicional da bacia, representando ambiente de deposição em plataformas de circulação restrita e planície de maré, que grada para plataforma interna de circulação restrita.

Durante a fase transicional da bacia, quando começa a subsidência termal, uma maior área de subsidência teria ocasionado transgressão marinha para oeste, registrada na deposição de calcários tipicamente marinhos diretamente sobre as rochas do embasamento Bloco Rio

Apa, na porção oeste, e sobre a Formação Puga ou unidades basais da Formação Cerradinho na porção central da área estudada.

As formações Bocaina, Tamengo e Guaicurus representam a fase de margem passiva da bacia. A Formação Bocaina registra os depósitos de margem de plataforma carbonática e as formações Tamengo e Guaicurus representam fácies distais da bacia, onde a taxa de geração de espaço é muito maior do que a taxa de sedimentação.

São observadas até três fases de dobramento sobrepostas coaxiais, com planos axiais empinados mergulhantes para leste e eixos subhorizontais de direção em torno de norte / sul, com o desenvolvimento de foliações plano-axiais. Uma quarta fase coaxial as anteriores também é sugerida pelo discreto espalhamento de S_3 medidas no extremo leste da área. Associam-se a sistemas de falhas de empurrão com deslocamento da capa para oeste. Porém são observadas lineações de estiramento tanto *down-dip* como oblíquas e direcionais, com indicadores cinemáticos denotando movimentação sinistral. Isto sugere que a convergência colisional em direção ao Bloco Rio Apa que deu origem à faixa móvel não foi completamente frontal, existindo algum grau de obliquidade, com vetores de convergência em torno de WNW – ENE.

O estilo estrutural torna-se progressivamente mais complexo de oeste para leste. A oeste as sucessões sedimentares do Grupo Corumbá estão depositadas em inconformidade sobre as rochas do Bloco Rio Apa, com mergulhos suaves para leste, sem o desenvolvimento de foliação tectônica e metamorfismo. A partir do primeiro empurrão no alto rio Salobro desenvolve-se clivagem tectônica nas rochas, passando a ocorrer dobramento aberto a isoclinal, localmente desenvolvendo-se redobramento em laço, sempre com vergência para oeste.

Na baixada do rio Miranda os micaxistos do Grupo Cuiabá mostram o estilo estrutural mais complexo, com as três fases coaxiais, com foliações tectônicas mais intensas, passando para a zona da biotita. Este padrão pode ser explicado pela migração do *front* deformacional de leste para oeste. Assim haveria uma correlação temporal entre a clivagem S_1 gerada no limite da área cratônica a oeste com a foliação S_2 gerada na porção central e S_3 gerada nos micaxistos, comumente referidos como Grupo Cuiabá, a leste. A coaxialidade entre as gerações de dobramento observadas e a compatibilidade cinemática observadas é explicada neste modelo.

Alternativamente os micaxistos poderiam ser mais antigos com pelo menos uma foliação anterior, e jogados tectonicamente por sobre as rochas do Grupo Corumbá e

Formação Puga. Não existem no momento dados geocronológicos que possam resolver esta questão.

No entanto a localização dos metassedimentos do Grupo Cuiabá exclusiva na zona interna da faixa de dobramentos e a associação de fácies pelíticas e psefíticas que ocorre na unidade, sugerem serem os micaxistos depósitos marinhos profundos, turbidíticos distais. E a grande quantidade de carbonatos observados nas lâminas descritas corrobora com a hipótese de terem sido depositados comitantemente aos sedimentos do Grupo Corumbá, visto que não é conhecida outra área fonte para os carbonatos na região estudada. Seriam correlatos laterais das formações Tamengo e Guaicurus, que representam depósitos marinhos de plataforma profunda próxima ao nível de oxigenação da bacia, onde a taxa de geração de espaço é muito maior do que a taxa de sedimentação.

É sugestivo que as principais falhas de empurrão coincidam com limites bacinais importantes, onde ocorrem variações de espessura e representatividade das formações basais. Provavelmente os empurrões reativaram as antigas falhas lítricas principais do estágio rifte no processo de inversão da bacia.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de. 1945. *Geologia do Sudeste Matogrossense*. DNPM-DGM, Boletim 116, 118p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1946. *Origem dos minérios de ferro e manganês de Urucum (Corumbá, Estado de Mato Grosso)*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim 119, p.1-57.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964a. *Geologia do centro-oeste mato-grossense*. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 215:1-137.
- ALMEIDA, F.F.M.1964b. *Glaciação Eocambriana em Mato Grosso*. Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 117:1-11.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1965a . *Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil*. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 219:1-96.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1965b. *Geossinclínio Paraguai*. 1ª Semana Debates Geológicos, Centro Acad. Est. Geologia. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, p. 888-109. Porto Alegre.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1968. *Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico superior*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, (Suplemento Simpósio de Manto Superior). **40**: 285-296.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1974. *Sistema tectônico marginal do craton do Guaporé*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, 1974. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1984. *Província Tocantins, setor Sudoeste*. In: O Pré-Cambriano do Brasil (Almeida, F.F.M. de e Hasui, Y., coord.). São Paulo, Edgard Blücher, p. 265-281.
- ALMEIDA, F.F.M. de & MANTOVANI, M.S.M. 1975. *Geologia e geocronologia do granito de São Vicente, Mato Grosso*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, **47**:451-458.
- ALVARENGA , C.J.S. 1985. *Evidências de fácies turbidíticas grosseiras no Grupo Cuiabá, MT*. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1985. atas... Goiânia, SBG. p. 256-266.
- ALVARENGA , C.J.S. 1988. *Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico superior no Cinturão Paraguai*. Revista Brasileira de Geociências. 18:323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. de 1990. *Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil*. Thèse doct. Univ. Aix-Marseille III, France, 177 p.

- ALVARENGA, C.J.S & SAES, G.S. 1992. *Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da Região Sudeste do Craton Amazônico*. Rev. Brasileira de Geociências, 22(4):493-499.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1992. *Glacially influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **92**:85-105.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1993. *Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá*. Revista Brasileira de Geociências, 23(1): 18-30.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. de. 2000. *Paraguay and Araguaia belts*. In.: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos, D.A. Tectonic Evolution of South America, p. 183-193, Rio de Janeiro, 31st. International Geological Congress.
- ALVARENGA, C.J.S.; SANTOS, R.V.; DANTAS, E.L. 2004. *C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil*. Precambrian Research, prelo.
- ARAÚJO, H.J.T.; SANTOS NETO, A.; TRINDADE, C.A.H.; PINTO, J.C. A.; MONTALVÃO, R.M.G.; Dourado, T. D. C.; Palmeira, R.C. B.; Tassinari, C.C.G.. 1982. *Folha SF-21- Campo Grande*, 1- Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro 28:9-124.
- BABINSKI, M.; BOGGIANI, P. C.; TRINDADE, R. I. F.; FANNING, M. 2008 . *U-Pb SHRIMP ages on detrital zircons from glaciogenic diamictites of the Puga Formation, Southern Paraguay Belt, Brazil*. In: 33rd International Geological Congress, Oslo, Norway. Abstracts - CGC-04 Neoproterozoic ice ages: Quo vadis? Session.
- BARBOSA, O. 1949. *Contribuição à geologia da região Brasil-Bolívia*. Mineração e Metalurgia, 13(77): 271-278.
- BARROS, A.M.; SILVA R.M.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA, J.J.Jr.; RIVETTI, M.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *Folha SD 21 Cuiabá, Geologia*. In: RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, MME. P 25-192. (levantamento de Recursos Naturais 26).
- BEURLIN, K. & SOMMER, F.W. 1957. *Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o Calcário Corumbá*. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 168:1-35.
- BOGGIANI, P.C. 1990. *Ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá na região central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul*. Dissertação de mestrado defendida no Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar do IG/USP, 91 p.

- BOGGIANI, P.C. 1998. *Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul*. Tese de Doutorado, IGC-USP. 1:181.
- BOGGIANI P.C., BABINSKI M., YAMAMOTO J.K., FAIRCHILD T.R., RICOMINI C., DIRATGITCH A.A., LIU D. 2005. *U-Pb SHRIMP investigation of ash beds in the Corumbá Group (Ediacaran), Paraguay Belt, Brazil*. In: 2 Symposium on Neoproterozoic – Early Paleozoic Events in southwestern Gondwana, 2, Windhoek – Namibia, Abstracts, IGCP-478, p.8-9.
- BOGGIANI, P.C. & COIMBRA, A.M. 1996. *The Corumbá Group (Central South America) In The Context of Late Neoproterozoic Global Changes*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Resumo das Comunicações, **68**(4): 595-596.
- BOGGIANI, P.C.; FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; BABINKI, M.; TRINDADE, R.I.F.; ACEÑOLAZA, G.; TOSELLI, A.J.; PARADA, M.A. 2003. *The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation*. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, Brasil, v. 1, p. 324- 327.
- BOGGIANI, P.C.; ALVARENGA, C.J.S. 2004. *Faixa Paraguai In Geologia do Continente Sul-Americano*, editado por Virginio Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro e Benamin Bley de Brito-Neves. Vol. 01, 113-118. São Paulo,SP: BECA.
- BOGGIANI P.C.; BABINSKI M.; YAMAMOTO J.K.; FAIRCHILD T.R.; RICCOMINI C.; DIRATGITCH A.A.; LIU D. 2005. *U-Pb SHRIMP investigation of ash beds in the Corumbá Group (Ediacaran), Paraguay Belt, Brazil*. In: 2 Symposium on Neoproterozoic – Early Palaeozoic Events in southwestern Gondwana, 2, Windhoek - Namibia, Abstracts, IGCP-478, p. 8-9.
- BEURLEN, K. & F SOMMER. 1957. *Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá*. Div. De Geol. e Miner., Bol. nº 169, 35 pags. Rio de Janeiro.
- BRITO NEVES, B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, Escala 1/1.000.000*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 177p.
- CAMPANHA, G.A.C.; BOGGIANI P.C.; SALLUN FILHO, W.; SÁ, F.R.; ZUQUIM, M.P.S.; PIACENTINI, T. 2009. *Estratigrafia e Tectônica da Faixa de Dobramento Paraguai Meridional, na região da Serra da Bodoquena e Depressão do Rio Miranda, MS. (no prelo)*.
- CASTELNAU, F. 1857. *Expedition dans les parties centrales de l’Amerique du Sud...* 15 vol., 7 partes, Paris.
- CORDANI, U.G.; OLIVEIRA, D.M.; BOGGIANI, P.C. 2005. *Caracterização geoquímica das rochas carbonáticas Neoproterozóicas do Mato Grosso do Sul e Paraguai*. In: X Congresso

- Brasileiro de Geoquímica, Porto de Galinhas, PE. X CBG – Anais. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, G.; NETO, C.; CAVALLON, L.A.; CERQUEIRA, N.L.S.; NOGUEIRA, V.L. 1976. *Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso*. Projeto Bodoquena. DNPM / CPRM. Relatório final, Goiânia.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, G.; NETO, C.; CAVALLON, L.A.; CERQUEIRA, N.L.S.; NOGUEIRA, V.L. 1979. *Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso do Sul*. Projeto Bodoquena. DNPM, Série Geológica Básica nº 3, 111p., mapa geol. Escala 1:250.000.
- DANTAS, E.L. & MARTINELLI, C.C. 2003. *Nd isotopes from the Araés Metavolcano-sedimentary sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil*. In: In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, Brasil, v. 1, p. 168-169.
- DELL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, L.; FREIRE, F.A.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, L.G.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *Folha SE.21 Corumbá e Parte da Folha SE 20*, Geologia. In RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, MME. P 25-160. (Levantamento de Recursos Naturais 27).
- DORR II, J.V.N. 1945. *Manganese and iron deposits of morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil*. Bull. U.S. Geol. Surv., Washington. N.946-A. 45p.
- EVANS, J.W. 1894. *The geology of Mato Grosso*. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 50(2): 85-104.
- FAIRCHILD, T.R. 1978. *Evidências paleontológicas de uma possível idade "ediacariana" ou cambriana inferior para parte do Grupo Corumbá, Mato Grosso do Sul*. Bol. Esp., 1:181, XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Recife.
- FIGUEIREDO, A.J.A. & OLIVATTI, O. 1974. *Projeto Alto Guaporé. Goiânia, DNPM/CPRM*. v. 11, 173 p. (Relatório Final Integrado).
- FRAGOMENI, P.R.P. & COSTA, S.A.G. 1976. *Complexo vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás – base do Grupo Cuiabá*. Bol. Esp. 1:11, XXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Ouro Preto.
- GAUCHER, C. 2000. *Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay)*. Beringeria, 26:1-120.
- GAUCHER, C.; BOGGIANI, P.C.; SPRECHMANN, P.; SIAL, A.N.; FAIRCHILD, T.R. 2003. *Integrated correlation of Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups*

- (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, 120 (3-4):241-278.
- GERALDES, M.C.; TASSINARI, C.C.G.; BABINSKI, M. Martinelli, C.D.; Yer. S.S. BARBOZA, E.S.; PINHO, F.E.C.; Onoe, A.T. 2008. *Isotopic Evidence for the Late Brasiliano (500- 550 Ma) Ore-Forming Mineralization of the Araés Gold Deposit, Brazil*. *International Geology Review*, 50: 177-190.
- GODOI, H.O. 2001. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Aquidauna. Folha SF.21-X-A. Escala 1:250.000. Estado de Mato Grosso do Sul. Brasília: CPRM.
- GODOI, H.O.; MARTINS, E.G.; MELLO, J.C.R.; SCISLEWSKI, G. 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil*. Folha SE. 21-Y-D, Aldeia Tomázia. Folha SF. 21-V-B, Porto Murtinho. Folha SF. 21-V-D. Escala 1:250000 Estado do Mato Grosso do Sul. CPRM/Goiânia
- HAHN, G. & PFLUG, H.D. 1985. *Die Cloudinidae n. fam.; Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium*. *Senckenbergiana lethaea*, 65(4/6):413-431.
- HAHN, G.; HAHN, R.; PFLUG, H.D.; LEONARDOS, O.H.; WALDE, D.A.G. 1982. Körperlich erhaltene scyphozoen - *reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens*. *Geologica et Paleontologica*, 16:1-18.
- HARALYI, N.L.E. & BARBOUR, B. 1974. *Bandamento do minério de ferro e manganês de Urucum e suas implicações tectônica*. In: Congresso Brasileiro de Geociências, 28. Porto Alegre. Anais do... Porto Alegre, SBG. 1974. v6. p. 211-19.
- HENNIES W.T. 1966. *Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Instituto Politécnico, Universidade de São Paulo, S.Paulo, 65 p.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Willey.
- JONES, J.P. 1985. *The southern border of the Guaporé Shield in western Brazil and Bolívia: an interpretation of its geologic evolution*. *Precambrian Research*, 28: 111-135.
- LISBOA, M.A.R. 1909. *Oeste de São Paulo, Sul de Mato Grosso: geologia, indústria mineral, clima, vegetação, solo agrícola, indústria pastoril*. Typ. do Jornal do Comercio, Rio de Janeiro, 172p.
- LISBOA, M.A.R. 1944. *Relatório Preliminar sobre as jazidas de Minérios de Manganês e de Ferro de Urucum*. Rio de Janeiro, DNPM-DFPM, Boletim 62, 81p.
- LUZ, J. da S.; OLIVEIRA, A.M. & SOUZA, J.O. & MOTTA, J.F.M. & TANNO, L.C. & CARMO, L.S. & SOUZA, N.B. 1980. Projeto Coxipó. Goiânia, DNPM/CPRM, 1:136 p. (Relatório Final).

- MACIEL, P. 1959. *Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso*. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 81:31-39.
- MARTINELLI, C.A. 1998. *Petrografia, estrutural e fluidos da mineralização aurífera dos Araés-Nova Xavantina- MT*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNESP. 183p. NOGUEIRA, V. L. & OLIVEIRA, C. C. 1978. Projeto Bonito-Aquidauana. DNPM/CPRM. Relatório No 2744. Goiânia.
- NOGUEIRA, V.L.; OLIVEIRA, C.C.; FIGUEIREDO, J.A.; CORRÊA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, G.; SOUZA, M.R.; MORAES FILHO, J.C.R.; LEITE, E.A.; SOUZA, N.B.; SOUZA, J.O.; CERQUEIRA, N.L.S.; VANDERLEI, A.A.; TAKASCHI, A.T.; ABREU FILHO, W.; ROSITO, J.; OLIVATTI, O.; HAUSEN, J.E.P.; GONÇALVES, G.N.D.; RAMALHO, R.; PEREIRA, L.C.B. 1978. *Projeto Bonito – Aquidauana*, relatório final. Goiânia, DNPM / CPRM, 14v. (Relatório da Arquivo Técnico da DGM, 2744).
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. 2003. *Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth*. *Geology*, 31: 613-616.
- OLIVA, L. A.; OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, W.; SCHOBENHAUS FILHO, C. 1979. *Folha SD 21 Cuiabá. Brasília, DNPM. (Carta geológica do Brasil ao milionésimo)*.
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, Brasil – Ministério da Agricultura, Serviço de Informação Agrícola, Série Didática nº2, 813p.
- OLIVEIRA A.I. & MOURA P. 1944. Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro do Urucum, Mato Grosso. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, n.62, p.13-29.
- OLIVEIRA, D. M. de 2004. *Caracterização geoquímica elementar e isotópica de rochas carbonáticas neoproterozóicas: inferências quimioestratigráficas – sequências sedimentares do Mato Grosso do Sul e Paraguai*. (Instituto de Geociências da USP, monografia de trabalho de formatura).
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. *Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil*. *Geology*, 20(4):375-379.
- PINHO, F.E, 1990. *Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina – leste do Estado de Mato Grosso*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, RN, Anais..., v. 3, p. 1316-1330.
- RAMSAY, J.R. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.

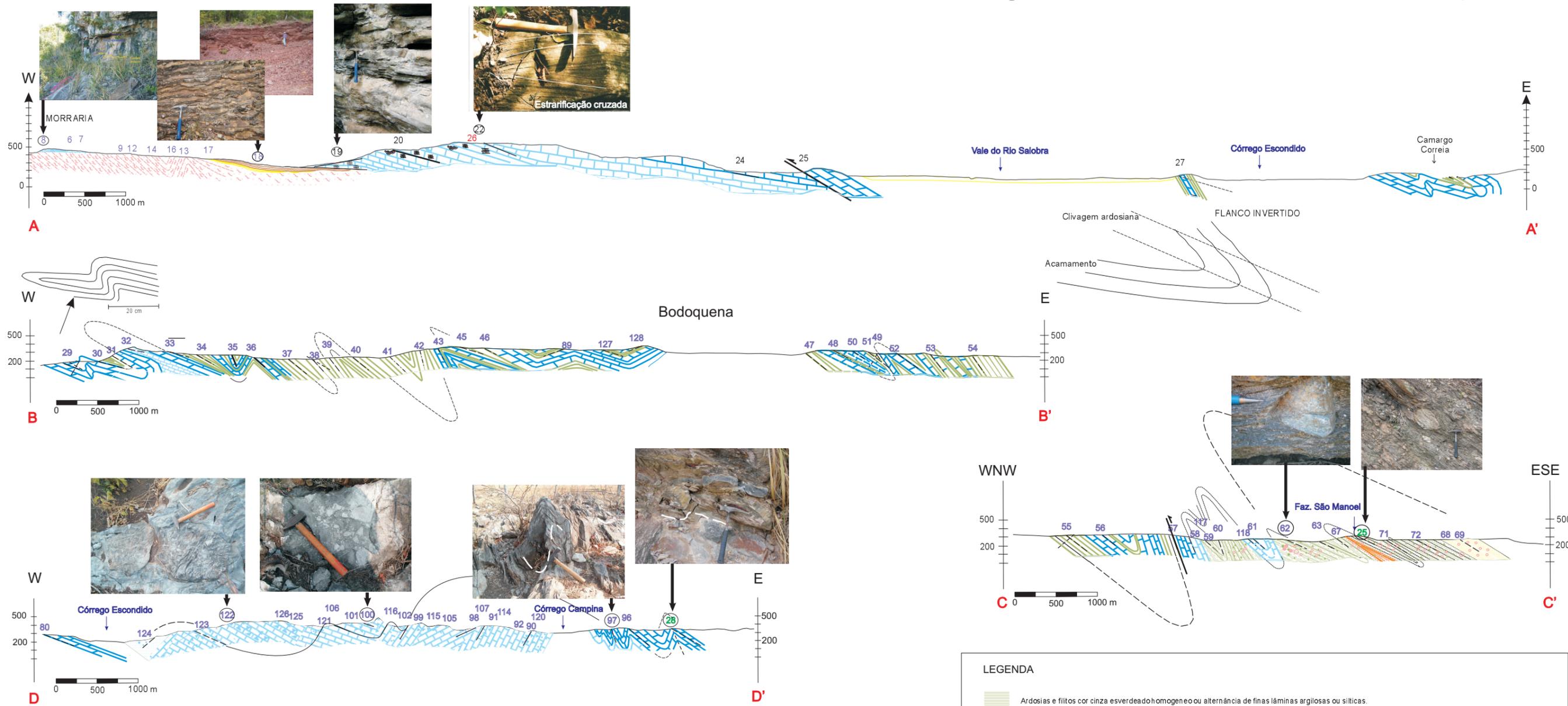
- RAMSAY, J.R. & RUBER, M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology*. Volume 1: Strain Analysis. New York, Academic Press 307 p.
- RAMSAY, J.R. & RUBER, M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology*. Volume 2: Folds and Fractures. New York, Academic Press 700 p.
- RIBEIRO FILHO, W. & FIGUEIREDO, A.J.A. 1974. *Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso*. In CONG. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. Anais...Porto Alegre, SBG. V 4, p. 27-35.
- RIBEIRO FILHO, W.; LUZ, J.S.; ABREU FILHO, W. 1975. *Projeto serra Azul*. Goiânia. DNPM/CPRM. V. 1, 104 p. (relatório Final).
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. 1981. *Late Precambrian Jangada Group and Puga Formation of Central Western Brazil*. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. (HAMBREY, M.J. & HARLAND, M.B. eds.), Univ. Press Cambridge, 916-919 pp.
- SÁ, F.R. 2005. *Análise Tectônica de parte da Faixa Paraguai, na região da Serra da Bodoquena, entre os municípios de Morraria e Bodoquena, MS*. Monografia de Trabalho de Formatura. IG-USP, 40p.
- SÁ, F.R.; CAMPANHA, G.A.C.; BOGGIANI, P.C.; ZUQUIM, M.P.S.. 2006. *Análise tectônica de parte da Faixa Paraguai Meridional, no município de Bodoquena, MS*. In: Anais XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracajú, SE.
- SILVA, G.G. et al. 1974. *Geologia*. In: *Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral*. Projeto Radam. Folha SB.22. Rio de Janeiro.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.F & OLIVA, L. A. 1979. *Folha SE2J Corumbá*. Brasília, DNPM. (Carta do Brasil ao milionésimo).
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.E.; & ASMUS, H.E.; (Coord.). 1981. *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais (Escala 1:2500 000)*. Brasília: DNPM.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.F.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R.; ASMUS H.E. 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais na escala 1: 2 500 000*. Publicação da Divisão de Geologia e Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, 501 p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.F. 1984. *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo depósitos Minerais – Escala 1/2.500.000*. Brasília DNPM.

- TOHVER, E.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; TRINDADE, R.I.F. 2006. *Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies*. Precambrian Research 147 p. 193 a 222. Elsevier.
- TROMPETTE, R. 1996. *Temporal relationship between cratonization and glaciation: the Vendian-early Cambrian glaciation in Western Gondwana*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 123:373-383.
- TROMPETTE, R. 1997. *Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of western Gondwana: a tentative scenario*. Precambrian Research, 82(1-2): 101-112.
- TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C.J.S. & WALDE, D. 1998. *Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group*. Journal of South American Earth Science, v.11 (6): 587-597.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw Hill. 545p.
- VIEIRA, A.J. 1965. *Geologia do Centro Oeste Mato Grosso*. Ponta Grossa, Petrobrás/DEBSP. 58 p. (*Relatório Técnico 303*).
- WALDE, D.H.G.; LEONARDOS, O.H.; HAHN, G. & PFLUG, H.D. 1982. *The first pre-Cambrian megafossils from South America, Corumbella weneri*. An. Acad. Bras. Ciênc., 54: 461.
- ZAINE, M.F. 1991 *Análise dos fósseis de parte da faixa Paraguai (M S, M T) e seu contexto temporal e paleoambiental*. Tese de doutorado. Univ. São Paulo, Brasil, Inst. Geocienc., 215 p., unpubl.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. 1985. *Comparaison of Aulophycus lucianoii Beurlen and Sommer from Ladário (MS) and the genus Cloudina Germs, Ediacaran of Namibia*. An. Acad. Bras. Ciênc., 57: 180.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. 1987. *Novas considerações sobre os fósseis da formação Tamengo, grupo Corumbá, SW do Brasil*. An. X° Congr. Brasil. Paleont., Rio de Janeiro, Brazil, 797-806.
- ZUQUIM, M.P.S. 2005. *Evolução tectônica de um segmento da Faixa Paraguai meridional, área Alto Salobra, Fazenda Palmares do Peixe (MS)*. Monografia de Formatura, IGc – USP. 1:45.
- ZUQUIM, M.P.S.; CAMPANHA, G.A.C.; BOGGIANI, P.C.; SÁ, F.R.; 2006. *Evolução tectônica de um seguimento da Faixa Paraguai Meridional área Alto Salobra Fazenda Palmares do Peixe (MS)*. In: Anais XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracajú, SE.

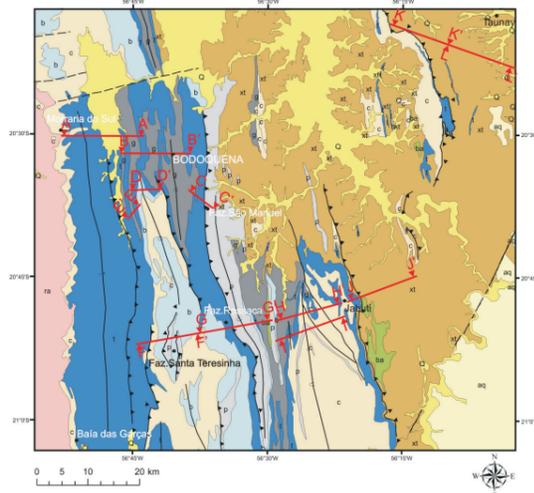
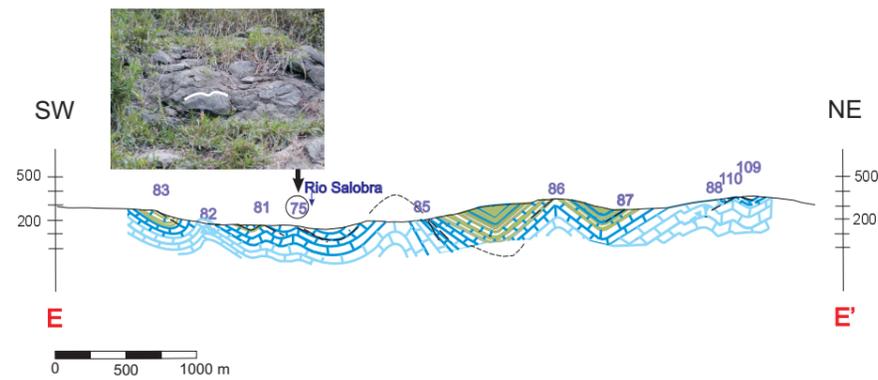
ANEXO 1

Perfis Geológicos

Região oeste da Serra da Bodoquena



Localização dos perfis:



LEGENDA

- Ardosias e filitos cor cinza esverdeado homogêneo ou alternância de finas lâminas argilosas ou silíticas.
- Metacalcário cinza escuro, estrutura varia entre maciça e bandada, com níveis de calcarenito e margas com pirita na base, intercalações de filito no topo
- Calcários e metacalcários aloquímicos (intraclásticos e oolíticos) calcários ortoquímicos (argilosos e puros) e dolomitos em geral parcialmente silicificados, por vezes intraclásticos ou calcíticos, além de brechas e mármore dolomítico com bandamento róseo e camadas de margas
- Sedimentos clásticos associados a calcários e dolomitos, arcóseos arenitos arcósios e ortoquartzitos, folhelhos, além de conglomerados petromíticos, fanglomerados e calcários usualmente intraclástico
- Metadiámito cinza esverdeado com matriz psamo-pelítica e clastos abundantes de gnaisses e quartzitos, e subordinariamente de filito, silixito, quartzo policristalino e rochas carbonáticas localmente associada a formação ferrífera
- Meta-para-conglomerado com matriz psamítica com abundantes clastos de gnaisses quartzitos
- Embasamento indiferenciado

Feições sedimentares

- Feições bioestruturadas
- Dobras convolutas
- Estratificação plano-paralela
- Estratificação cruzada
- Estratificação cruzada acanalada

Estruturas

- Falha de empurrão
- Dobras intrafoliais
- Dobras e crenulações

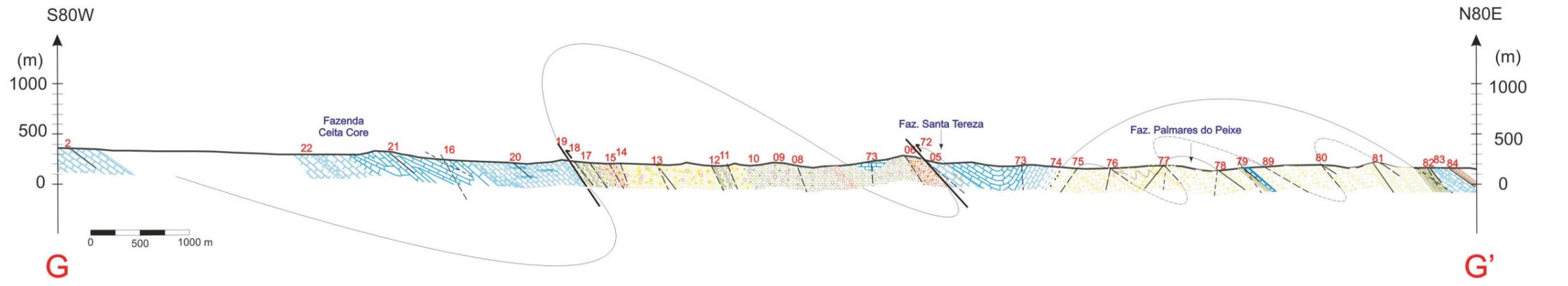
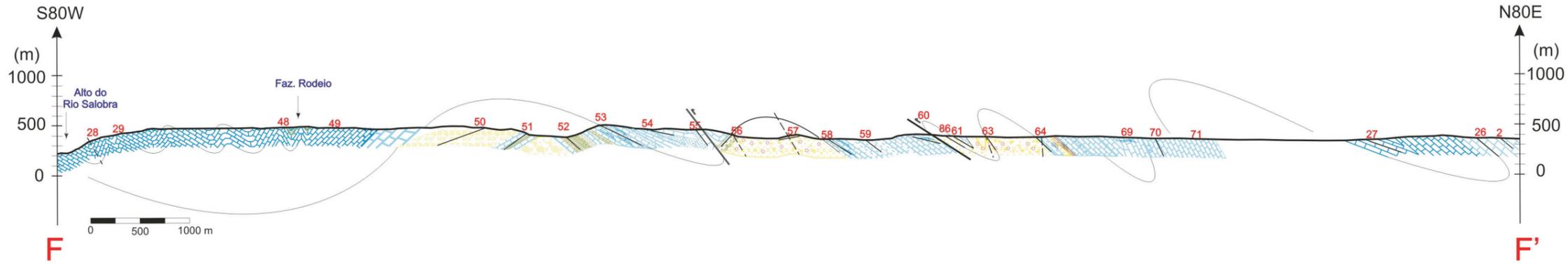
Stratigraphic Features

- S0 - Acamamento
- S1 - Clivagem ardosiana
- S2 - Clivagem de crenulação
- S3 - Plano axial de dobras sobre S2
- Foliação milonítica

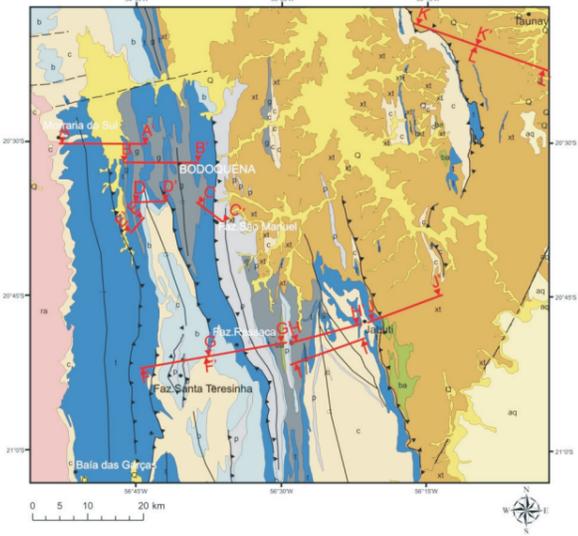
Notes:

- 14 Pontos descritos durante este trabalho
- 30 Pontos descritos durante reconhecimento regional
- 46 Dados extraídos de Sá, 2005
- 13 Descrição de afloramentos extraídos de Zuquim, 2005.
- 02 Dados sedidos pelo orientador deste trabalho

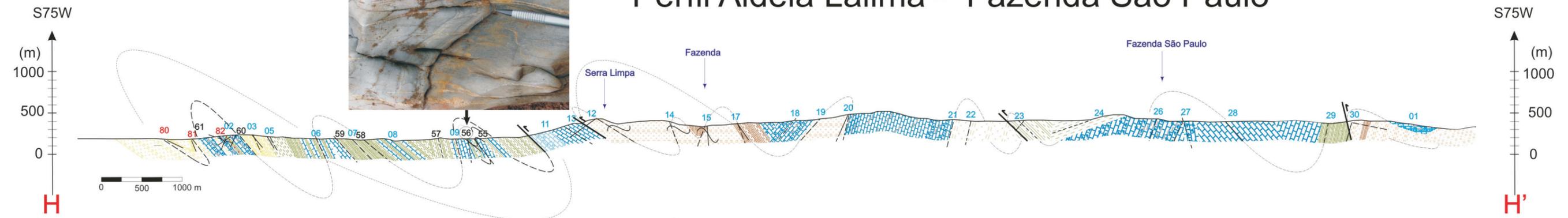
Parte central da serra da Bodoquena, entre as fazendas Rodeio e Palmares do Peixe



Localização dos perfis:



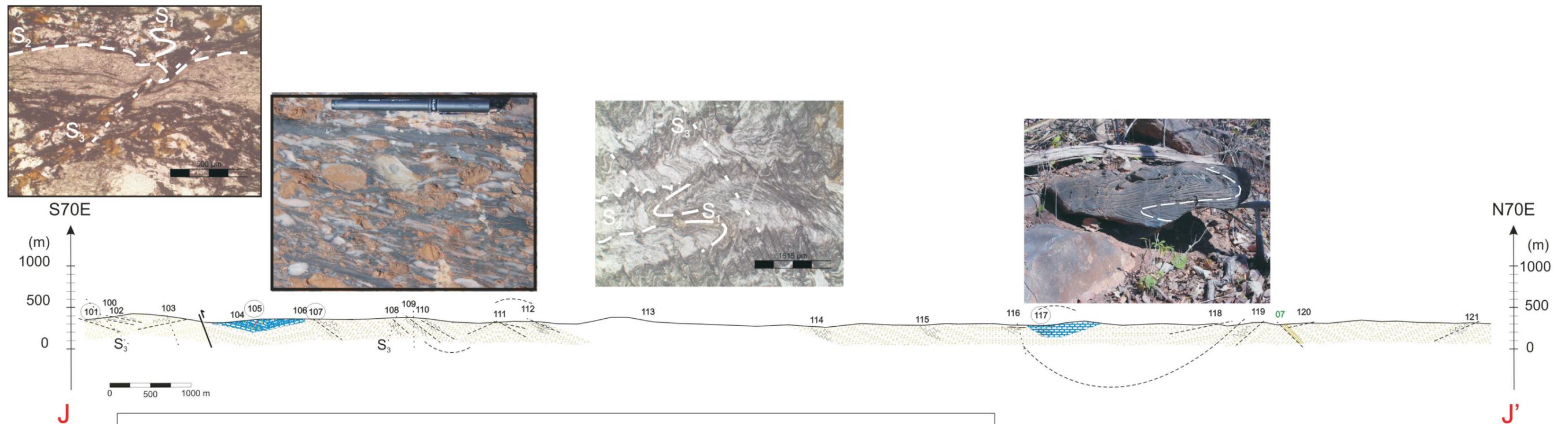
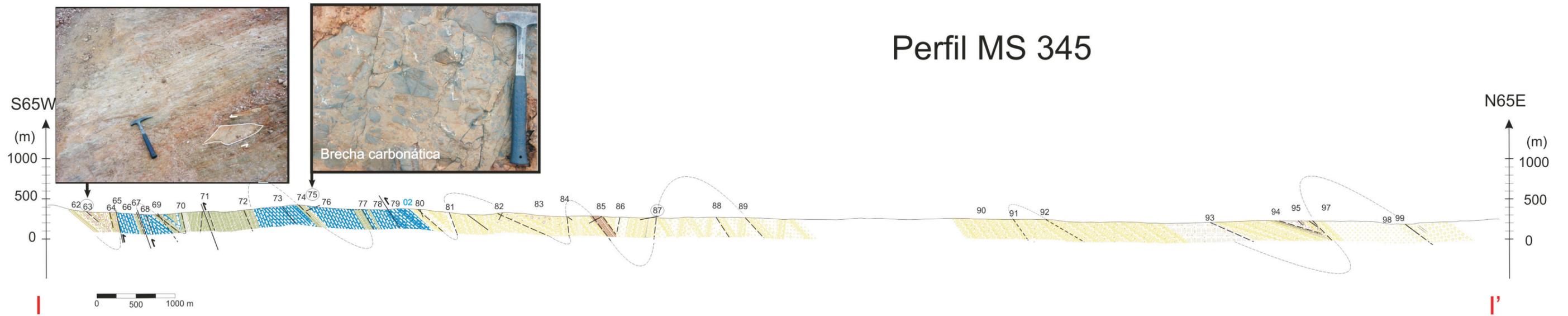
Perfil Aldeia Lalima - Fazenda São Paulo



LEGENDA

Ardosias e filitos cor cinza esverdeado homogêneo ou alternância de finas lâminas argilosas ou silteicas.	Metacalcário cinza escuro, estrutura varia entre maciça e bandada, com níveis de calcarenito e margas com pirita na base, intercalações de filito no topo	Calcários e metacalcários aloquímicos (intraclásticos e oolíticos) calcários ortoquímicos (argilosos e puros) e dolomitos em geral parcialmente silicificados, por vezes intraclásticos ou calcíticos, além de brechas e mármore dolomíticos com bandamento róseo e camadas de margas	Sericita-quartzito filito com níveis métrico a decamétrico de sericita quartzito localmente grafitoso e/ou porfiroblastos de pirita	Feições biocostruídas	14 Pontos descritos durante este trabalho
Sedimentos clásticos associados a calcários e dolomitos, arcóseos arenitos arcósionos e ortoquartzitos, folhelhos, além de conglomerados petromíticos, fanglomerados e calcário usualmente intraclástico	Metarenito puro ou arcoseano mal selecionado estrutura maciça e localmente ocorrem laminações e gradações granulométricas, e estrutura bandada com bancos psamíticos	Metadiamiclito cinza esverdeado com matriz psamo-pelítica e clastos abundantes de gnaisses e quartzitos, e subordinariamente de filito, silixito, quartzito policristalino e rochas carbonáticas localmente associado a formação ferrífera		Dobras convolutas	30 Pontos descritos durante reconhecimento regional
Meta-para-conglomerado com matriz psamítica com abundantes clastos de gnaisses quartzitos				Estratificação plano-paralela	46 Dados extraídos de Sá, 2005
				Estratificação cruzada	13 Descrição de afloramentos extraídos de Zuquim, 2005.
				Estratificação cruzada acanalada	02 Dados sedidos pelo orientador deste trabalho
				Falha de empurrão	S0 - Acamamento
				Dobras intrafoliais	S1 - Xistosidade
				Dobras e crenulações	S2 - Clivagem de crenulação
					S3 - Plano axial de dobras sobre S2
					Foliação milonítica

Perfil MS 345



LEGENDA

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Ardosias e filitos cor cinza esverdeado homogêneo ou alternância de finas lâminas argilosas ou silticas. | | Sericita-quartzo filito com níveis métrico a decamétrico de sericita quartzito localmente grafitoso e/ou porfiroblastos de pirita |
| | Metacalcários calcários ortoquímicos (argilosos e puros) e dolomitos em geral parcialmente silicificados, por vezes intraclásticos ou calcíticos, além de brechas e mármores dolomíticos com bandamento róseo e camadas de marga | | Biotita-clorita-quartzo-muscovita xisto cinza esverdeado com plagioclásios, carbonato e grafita e intercalações de quartzito fino |
| | Sedimentos clásticos associados a calcários e dolomitos, arcóseos arenitos arcosionos e ortoquartzitos, folhelhos, além de conglomerados petromíticos, fanglomerados e calcário usualmente intraclástico | | |
| | Metadiamicrito cinza esverdeado com matriz psamo-péltica e clastos abundantes de gnaisses e quartzitos, e subordinariamente de filito, silixito, quartzo policristalino e rochas carbonáticas localmente associadas a formação ferrífera | | |
| | Meta-para-conglomerado com matriz psamítica com abundantes clastos de gnaisses quartzitos | | |

Feições sedimentares

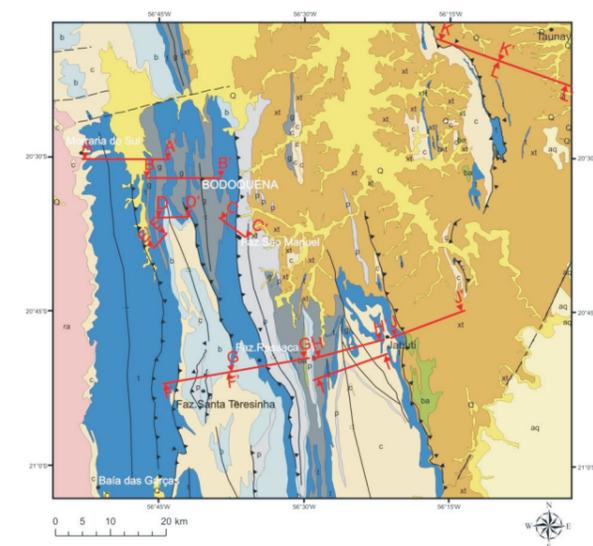
- Feições biocostruídas
- Dobras convolutas
- Estratificação plano-paralela
- Estratificação cruzada
- Estratificação cruzada acanalada

Estruturas

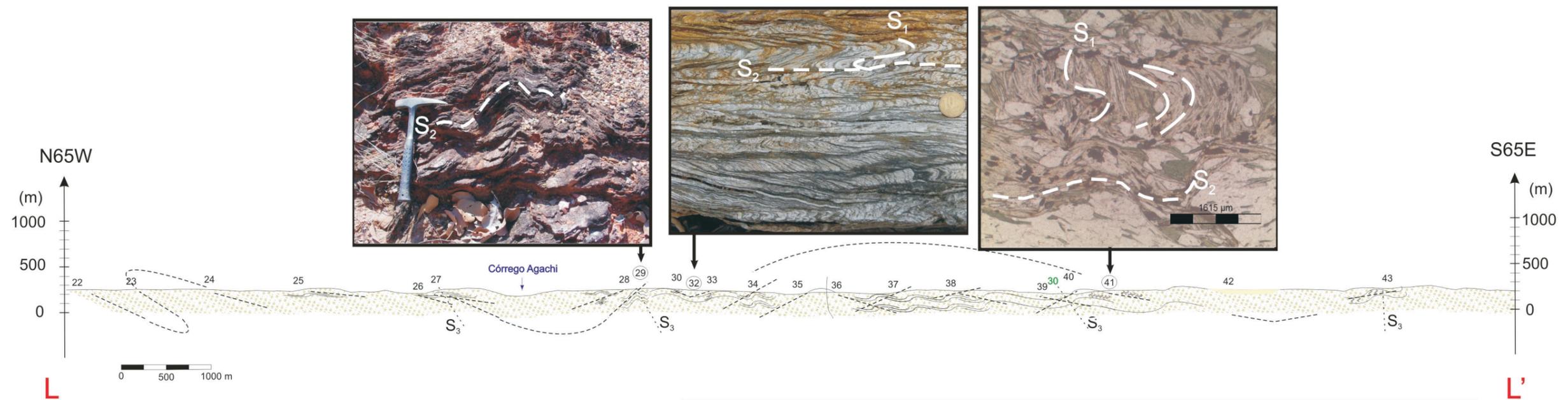
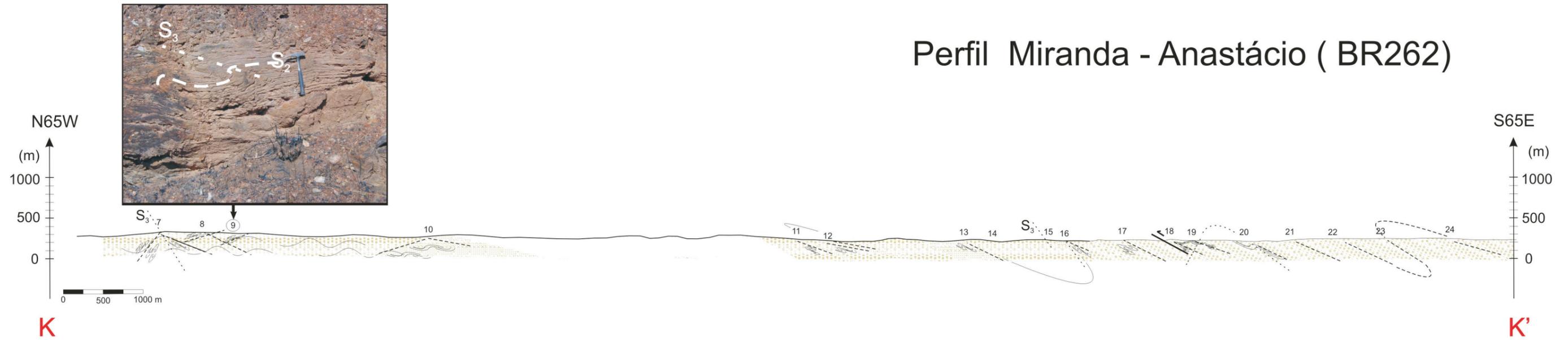
- Falha de empurrão
- Dobras intrafoliais
- Dobras e crenulações
- S0 - Acamamento
- S1 - Xistosidade
- S2 - Clivagem de crenulação
- S3 - Plano axial de dobras sobre S2
- Foliação milonítica

- 14** Pontos descritos durante este trabalho
- 30** Pontos descritos durante reconhecimento regional
- 46** Dados extraídos de Sá, 2005
- 13** Descrição de afloramentos extraídas de Zuquim, 2005.
- 02** Dados sedidos pelo orientador deste trabalho

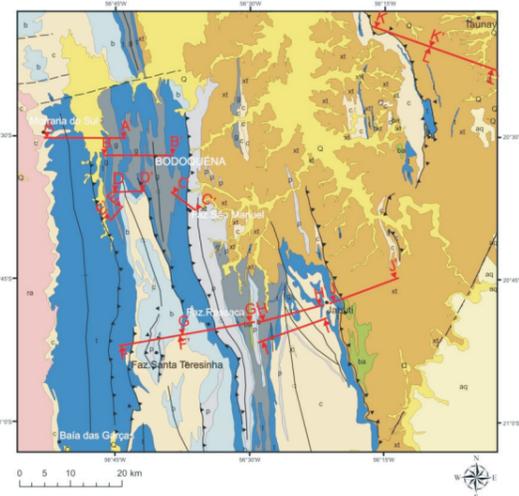
Localização dos perfis:



Perfil Miranda - Anastácio (BR262)



Localização dos perfis:



Legenda

- Biotita-clorita-quartzo-muscovita xisto cinza esverdeado com plagioclásios, carbonato e grafita e intercalações de quartzito fino
- Muscovita-quartzito bandado

Estruturas

- Falha de empurrão
- Dobras intrafoliais
- Dobras e crenulações
- S0 - Acamamento
- S1 - Xistosidade
- S2 - Clivagem de crenulação
- S3 - Plano axial de dobras sobre S2
- Foliação milonítica

14 Pontos descritos durante este trabalho

30 Pontos descritos durante reconhecimento regional

ANEXO 2

Mapa de Localização dos Afloramentos Descritos

