UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**“EVOLUÇÃO TECTÔNICA E PALEOGEOGRÁFICA
DO AULACÓGENO AGUAPEÍ (1.2-1.0Ga) E DOS
TERRENOS DO SEU EMBASAMENTO NA PORÇÃO
SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO”**

Gerson Souza Saes

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTÔNICA E PALEOGEOGRÁFICA DO
AULACÓGENO AGUAPEÍ (1.2-1.0Ga) E DOS TERRENOS DO SEU
EMBASAMENTO NA PORÇÃO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

GERSON SOUZA SAES

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Antonio Romalino S. Fragoso Cesar

Antonio Romalino S. Fragoso Cesar

Examinadores: Dr. Augusto José Pedreira

Augusto J. Pedreira

Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga

Carlos José Souza de Alvarenga

Prof. Dr. Claudio Riccomini

Claudio Riccomini

Prof. Dr. Paulo César Boggiani

Paulo César Boggiani

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA E
TECTÔNICA DO AULACÓGENO AGUAPEÍ
(1.2-1.0Ga) E OS TERRENOS DE SEU
EMBASAMENTO NA PORÇÃO SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO**

Gerson Souza Saes

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
1999**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005581

***Aos professores Rodi Ávila Medeiros (in memorian),
Maurício Ribeiro e Fernando Flávio Marques de Almeida,
tripé sobre o qual se apóia importante parte da minha
formação de geólogo.***

RESUMO

O Aulacógeno Aguapeí constitui um megaestrutura originada por rifteamento intracontinental na porção sul do Cráton Amazônico durante a parte final do Mesoproterozóico (1.2-1.0Ga). Sua posição sub-transversal em relação ao Cinturão Colisional Sunsas e sua evolução sedimentar, tectônica e metamórfica, lhe emprestam forte similaridade com bacias de mesma natureza, tanto em formação, como os rifts do leste africano, como com paleorifts encontrados no registro geológico de todos os continentes, notadamente a partir do final do Arqueano (2.5Ga), com a consolidação dos primeiros blocos cratônicos de grande extensão.

O embasamento do Aulacógeno Aguapeí é formado pela amalgamação de terrenos tectono-estratigráficos distintos, constituídos por complexos metamórficos do Paleoproterozóico (> 1.6Ga) e intrusivas de idades e naturezas diversas. Os dados petrológicos, geoquímicos, radiométricos e geofísicos disponíveis, permitem relacionar sua evolução à acreção de cinco terrenos à porção sul da Paleoplaca Amazônia: (i) Jauru; (ii) Santa Helena; (iii) Rio Alegre; (iv) Paragua e (v) San Pablo.

O Terreno Jauru é gerado pela aglutinação de arcos insulares intraoceânicos do Paleoproterozóico (~1.9Ga), afetados por intensa granitogênese calci-alcálica entre 1.5-1.4Ga, e pelo magmatismo toleítico intra-placas de Rio Branco (1.4Ga). O Terreno Santa Helena constitui um fragmento de arco cordilherano composto por granitos a tonalitos formados em 1.45Ga. O Terreno Rio Alegre constitui uma associação de rochas efusivas e plutônicas básico-ultrabásicas e metassedimentos químicos, exibindo feições de alojamento alóctone ao longo do lineamento milonítico regional que marca a sutura colisional entre os terrenos Santa Helena e Paragua. É aqui interpretado como remanescente de litosfera oceânica alojado por obdução ao longo daquele limite. O Terreno Paragua possui um embasamento composto por complexos gnaissico-granulíticos (Chiquitania e Lomas Maneches) e cinturões de supracrustais essencialmente metassedimentares (San Ignacio), invadido em 1.3Ga pela granitogênese de afinidade calci-alcálica do Batólito Pensamiento. O Terreno San Pablo registra provavelmente a evolução de um arco magmático cordilherano, acrescido à porção sul da Amazônia durante a orogênese colisional Sunsas (1.0Ga).

A Bacia Aguapeí inicia seu desenvolvimento pela reativação distensional e ruptura da porção sul do Cráton Amazônico, com dois braços de uma junção tríplice evoluindo para um limite divergente de placas (Margem Passiva Sunsas). O terceiro braço da junção tríplice (braço abortado), registra a evolução do Rift Intracontinental ou Aulacógeno Aguapeí. A compartimentação sin-sedimentar do aulacógeno foi controlada pelos traços fundamentais do seu embasamento, com um depocentro linear (Zona Central) coincidindo com o Terreno Rio Alegre, e zonas marginais, recobrimdo tanto o Terreno Paragua como os terrenos Santa Helena e Jauru. Este comportamento da cobertura Aguapeí, configura uma típica sequência de recobrimento (*overlap sequence*), transgredindo os limites de terrenos previamente acrescidos pela colagem tectônica que acompanhou o fechamento do Mar Rio Alegre. Constitui assim, o primeiro horizonte litoestratigráfico passível de correlação através dos diferentes terrenos.

O preenchimento sedimentar do Aulacógeno Aguapeí se processou em três estágios deposicionais: *Rift*, *Sinéclise* e *Inversão*, rastreados com bastante segurança nas zonas marginais. O exame das litofácies, tendências isópacas e paleocorrentes, permitiram a elaboração de uma síntese paleogeográfica da bacia, iniciando-se por depósitos regressivos aluviais, deltaicos e estuarinos, passando para um trato de sistemas de mar alto, com lamas marinhas e areias acumuladas em barras de plataforma (tempestitos) ou leques submarinos (turbiditos).

O completo consumo da litosfera oceânica Grenville, culminando com a colisão Amazônia-Laurentia em ~1.0Ga, se refletiu no aulacógeno por transpressão dextral da zona de sutura subjacente ao seu depocentro, ali deformando, metamorfizando e ressedimentando os depósitos dos estágios *Rift* e Sinéclise. Este estágio deposicional, denominado de Inversão, é marcado pela continentalização da bacia, deposição em sistemas aluviais e dunas eólicas, exibindo nítida inversão do sentido das paleocorrentes em relação aos estágios precedentes.

A deformação da Bacia Aguapeí registra o encerramento do regime de colisões do Ciclo Grenville no Mesoproterozóico no sul do Cráton Amazônico e a amalgamação final do Supercontinente Rodínia há cerca de 1.0Ga. O reflexo deste evento tectônico está registrado principalmente ao longo da Zona Central do aulacógeno, onde se alinharam as principais ocorrências auríferas da região, alojadas em uma diversidade de trapas estruturais/estratigráficas, criadas durante a deformação Sunsas e que mineralizaram tanto os metassedimentos Aguapeí como seu embasamento.

ABSTRACT

The Aguapeí Aulacogen is a megastructure originated by intracontinental rifting of the southern portion of Amazon Craton during the late Mesoproterozoic (1.2-1.0Ga). Its subtransversal position in relation to the Sunsas Collisional Orogen and its sedimentary, metamorphic and tectonic evolution makes it very similar to basins of same nature, both in formation (east african rifts) as well as with paleorifts as evidenced in the geological record of all continents, especially after the consolidation of the first cratonic blocks of great extension in the end of Archean (2.5Ga).

The basement of Aguapeí Aulacogen is formed by amalgamation of different tectono-stratigraphic terranes, composed of metamorphic complexes of Paleoproterozoic age ($> 1.6\text{Ga}$) and intrusives with different ages and nature. On the basis of petrological, geochemical, radiometric and geophysical data, the evolution of this basement is related to the accretion of three terranes to the southern portion of Amazonian Paleoplate: (i) Jauru; (ii) Santa Helena; (iii) Paragua; (iv) Rio Alegre and; (v) San Pablo terranes

The Jauru Terrane was generated by the assembly of intraoceanic island arc of Paleoproterozoic age ($\sim 1.9\text{Ga}$), affected by intense calc-alkaline granitogenesis between 1.5-1.4Ga and by toleitic intraplate magmatism of Rio Branco (1.4Ga). The Santa Helena Terrane constitutes a piece of a cordilheran arc, composed by granites to tonalites formed at 1.45Ga. The Rio Alegre Terrane constitutes a basic-ultrabasic, efusive and plutonic igneous suite, associated with chemical metasediments showing evidence of allochthonous positioning across the milonitic lineament that mark the collision suture between the Santa Helena and Paragua terranes. It's interpreted as an oceanic lithosphere remain emplaced by obduction along this limit. The Paragua Terrane has a basement composed by gnaiss-granulitic complexes (Chiquitania and Lomas Maneches) and essentially metasedimentary supracrustals (San Ignacio) invaded at 1.3Ga by the intense calc-alkaline granitogenesis of Pensamiento Batolite. The San Pablo Terrane records probably a cordilheran magmatic arc evolution, accreted to the southern portion of Amazon during the Collisional Sunsas Orogeny (1.0Ga).

The Aguapeí Basin start its development by distentional reactivation of the southern portion of Amazonian Craton, with two arms of a triple junction evolving to a divergent plate limit (Sunsas Passive Margin). The third arm of the triple junction (failed arm), records the evolution of a Intracontinental Rift (the Aguapeí Aulacogen)

The sinsedimentary compartmentation of the aulacogen was controlled by the fundamental traces of its basement with a linear depocenter (Central Zone) coinciding with the Rio Alegre Terrane and marginal zones, covering both the Paragua as the Santa Helena and Jauru terranes. This behaviour of Aguapeí cover, configures a typical overlap sequence, transgressing the limits of previously accreted terranes by tectonic colage that had follow the Rio Alegre Sea closing. It constitutes in this manner, the first lithostratigraphic horizon passible of correlation across the different terranes.

The depositional sequence is made of three distinct episodes (Rift, Sineclisis and Inversion), which are well recognized in the marginal zones. The lithofacies, isopach and paleocurrents analyses permitted the elaboration of a paleogeographic syntesis of the basin starting

with a regressive sequence of alluvial, deltaic and estuarine deposits (Graben Facies) passing up to a highstanding system tract with marine muds and sands deposited on offshore bars and submarine fans (turbidites) .

The definitive consume of the Grenville Ocean ending with the Amazonia-Laurentia collision at 1.0Ga was reflected on the aulacogen by dextral transpression of the suture zone underlying its depocenter with deformation, metamorphism and resedimentation of the deposits of the Rift and Synecclisis stages . The continentalization of the basin in this stage is marked principally in the marginal zones, by deposition of coarse clastics in an alluvial fans, braided rivers and eolian dunes system (Molassic Facies) , exhibiting a inversion of the paleocurrents directions from SE to NW (Inversion Stage) .

The Aguapeí Basin deformation records the end of Grenvillian collisional regime in the southern portion of Amazon Craton and the final assembly of Rodinia at 1.0Ga. This tectonic event is recorded principally along the Central Zone of the aulacogen, where was concentrated the principal auriferous occurrences of the region, emplaced in diverse stratigraphic-structural traps generated during the Sunsas deformation and which was mineralized both the Aguapeí metasediments and its basement.

AGRADECIMENTOS

A execução deste trabalho foi possível graças à colaboração de diversas pessoas e entidades, que ao longo destes anos, me orientaram na pesquisa, discutindo e revisando criticamente o texto e figuras, fornecendo dados, informações e auxílio de infraestrutura ou de recursos financeiros. Deste modo o autor deseja externar seus melhores agradecimentos à:

- Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar (DGG-IG-USP), muito antes de orientador desta tese, inestimável amigo desde tempos imemoriais na saudosa Porto Alegre;
- Prof. Dr. Ricardo Kalikowski Weska (DRM-ICET-UFMT), incansável amigo , revisor crítico e colaborador fundamental na elaboração das ilustrações;
- Prof. Dr. Shozo Shiraiva (DF-ICET-UFMT) pela importante contribuição no processamento e interpretação dos dados geofísicos;
- Profs. Drs. Claudio Ricomini (DPE-IG-USP) e Darcy Svisero (DPM-IG-USP) pelas valiosas críticas, sugestões e estímulo na ocasião do Exame de Qualificação;
- Prof. Dr. Jayme Alfredo Dexheimer Leite (DRM-ICET-UFMT) pela leitura crítica e sugestões ao manuscrito;
- Prof. Dr. Georg Robert Sadowski (DGG-IG-USP) pelas frutíferas discussões no campo, em visita à área deste trabalho;
- Geólogo Mauro Cesar Geraldês, colega de pós-graduação no IG-USP, pelas proveitosas discussões em campo;
- Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga (IG-UNB) pelo companheirismo e profissionalismo durante várias viagens de campo;
- Prof. Msc. Álvaro Quadros e Prof. Dr. Dharani Sundaran (DGG-ICET-UFMT) pelo estímulo e colaboração em diferentes etapas do trabalho;
- Profª Msc. Márcia Aparecida Santana Barros Pinho (ex-chefe do DRM), pelo apoio logístico e financeiro para a realização de parte dos trabalhos de campo e seu esposo, Prof. Dr. Francisco Egídio Cavalcanti Pinho (DRM-ICET-UFMT) pelo incentivo na conclusão do trabalho;
- Alunos do Curso de Graduação em Geologia da UFMT: Márcio Tadeu Pommot Maia (Batata) e Fabrício Pereira Nunes pelo auxílio nas etapas de campo e confecção de ilustrações;
- Funcionários da UFMT : Alexandrino Leite Nascimento (Escovão), Benedito (Dito Pernaiada), Nunes, Reginaldo (Vavá), Álvaro (Braserito), Dito Berto, Eurindo (Zorro) PADCT/FINEP e CNPQ (Procs. 40.7171/83 e 40.3469/89-9) pelo auxílio financeiro;
- Gumercindo Gonçalves Dorileu (Velho Dóris) (*in memoriam*), humilde funcionário que desde a fundação do extinto DG-UFMT, colaborou de modo decisivo para o sucesso dos trabalhos de campo;
- Minha esposa Maria Goretti e filhos Leoncio, Camilo e Leocádia, pelas extremadas paciência e compreensão nas intermináveis horas de ausência.

ÍNDICE

1.INTRODUÇÃO

pág.

1.1. A ÁREA DE ESTUDO E OS OBJETIVOS DA TESE.....	01
1.2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	04
1.3. FISIOGRAFIA, CLIMA E VEGETAÇÃO.....	04
1.4. MÉTODOS DE TRABALHO.....	05

2.GEOLOGIA REGIONAL

2.1. INTRODUÇÃO.....	07
2.2. O EMBASAMENTO DO CRÁTON AMAZÔNICO E SUAS PROVÍNCIAS.....	10
2.3. AS COBERTURAS PROTEROZÓICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	15
2.4. OS TERRENOS DO SUL DA AMAZÔNIA.....	20
2.4.1. O Terreno San Pablo.....	25
2.4.2. O Terreno Paragua.....	26
2.4.2.1. Os Complexos Lomas Maneches e Chiquitania.....	27
2.4.2.2. O Supergrupo de Xistos San Ignacio.....	28
2.4.2.3. O Batólito Pensamiento.....	31
2.4.2.4. Granitóides, migmatitos e pegmatitos relacionados ao Ciclo Sunsas.....	33

2.4.3. O Terreno Rio Alegre.....	34
2.4.3.1. Constituição geológica.....	35
2.4.3.2. Estrutura geofísica do Terreno Rio Alegre.....	37
2.4.4. O Terreno Santa Helena.....	44
2.4.5. O Terreno Jauru.....	46
2.4.5.1. Complexos metavulcano-sedimentares.....	47
2.4.5.2. Complexos gnaiss-migmatíticos.....	53
2.4.5.3. Intrusivas básico-ultrabásicas.....	53
2.4.5.4. Intrusivas granitóides.....	55
2.4.5.5. A Suite Intrusiva Rio Branco	59

3.O AULACÓGENO AGUAPEÍ

3.1. INTRODUÇÃO.....	62
3.2. O CONCEITO DE AULACÓGENO.....	68
3.2.1. Histórico.....	68
3.2.2. Estrutura e preenchimento dos aulacógenos.....	69
3.3.3. Modelos evolutivos.....	72
3.3. ESTRATIGRAFIA DO AULACÓGENO AGUAPEÍ.....	80
3.3.1. Formação Fortuna.....	80
3.3.2. Formação Vale da Promissão.....	88
3.3.3. Formação Morro Cristalina.....	92
3.4. EVOLUÇÃO DO AULACÓGENO AGUAPEÍ.....	97
3.4.1. Compartimentação tectônica sin-sedimentar.....	97
3.4.2. Estágios deposicionais	99
3.4.2.1. O Estágio <i>Rift</i>	99
3.4.2.2. O Estágio Sinéclise	99
3.4.2.3. O Estágio de Inversão.....	102
3.4.3. Evolução paleogeográfica.....	102
3.4.4. Petrografia e considerações paleoclimáticas.....	106

3.5. TECTÔNICA MODIFICADORA DA BACIA.....109

3.6. O OURO NO GRUPO AGUAPEÍ.....113

**4. EVOLUÇÃO TECTÔNICA E FORMAÇÃO DO
RODÍNIA.....119**

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS124

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

pág

1.1. Mapa de localização e principais vias de acesso à área de estudo.....	03
2.1. Esboço geral da geologia de Pré-Cambriano da América do Sul e sua divisão em domínios Brasileiro e Pré-Brasileiro (Modificado de Brito Neves & Cordani 1991).....	08
2.2. Reconstituição do Supercontinente Rodínia mostrando os eventos tectônicos do início do Neoproterozóico (1.0-0.7Ga) e a localização do Aulacógeno Aguapeí na porção centro-oeste da Placa Amazônia. A cor azul representa cinturões móveis suturando antigos crátons no Rodínia. As outras cores indicam as idades das bacias e cinturões móveis do início do Neoproterozóico (modificado de Unrug 1997)....	09
2.3. Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Teixeira <i>et al.</i> 1989).....	11
2.4. Painel esquemático mostrando a cronoestratigrafia e as diferentes unidades litoestratigráficas componentes das coberturas proterozóicas do Cráton Amazônico (adaptado de Montalvão <i>et al.</i> 1984; Bezerra 1984; Tassinari <i>et al.</i> 1996; Leal <i>et al.</i> 1978).....	17
2.5. Distribuição das coberturas pré-brasileiras no sudoeste do Cráton Amazônico. FMR: Falha Marechal Rondon; ZCA: Zona de Cisalhamento Aguapeí; FRN: Front Rio Negro; FSD: Front San Diablo (Modificado de Teixeira & Tassinari 1984; Litherland <i>et al.</i> 1986).....	19
2.6. Diagrama hipotético de acreção de terrenos, mostrando exemplos de um plutão de costura (datando a amalgamação dos terrenos A e B), uma sequência de recobrimento (registrando a acreção do terreno composto A+B com o terreno C), colagem metamórfica (registrando a última época em que os terrenos D e E podem ter-se amalgamado) e vínculo de proveniência, indicando quando os terrenos exóticos foram justapostos aos terrenos continentais D e E. Notar que tipos similares de rochas de mesma idade em diferentes terrenos, não constituem evidência de que os terrenos eram contíguos (modificado de Howell 1989).....	22
2.7. Esboço tectônico do sul do Cráton Amazônico mostrando a localização e constituição geral das principais unidades tectônicas e estratigráficas do embasamento do Aulacógeno Aguapeí.....	24

2.8. Seções colunares esquemáticas mostrando a sucessão litológica essencialmente sedimentar do Supergrupo de Xistos San Ignacio na Serra de San Simon. Localização na figura 2.5 (modificado de Litherland et al. 1986).....	29
2.9. Estruturas sedimentares mais comuns e direções das paleocorrentes do Supergrupo de Xistos San Ignacio na Serra de San Simon (Modificado de Litherland et al. 1986).....	30
2.10.Distribuição das morfoestruturas do Grupo Aguapeí na região do Alto Guaporé e sua correlação com as anomalias aeromagnéticas que marcam o alinhamento do Terreno Rio Alegre sotoposto. Localização dos perfis gravimétricos nas folhas Pontes e Lacerda (1,2) e Santa Bárbara (AB, CD, DE). Modificado de Menezes et al. (1993).....	38
2.11.Esboço geológico de parte das folhas Pontes e Lacerda e Santa Bárbara, com destaque para a Zona de Cisalhamento Aguapeí, limitando as rochas graníticas do Batólito Santa Helena a leste e a associação de gabros, metabasaltos e metassedimentos do Terreno Rio Alegre a oeste. Os perfis gravimétricos AB-BC-CD-DE estão representados nas figuras 2.12 e 2.13 (Compilado e modificado a partir de Moraes & Makhoul 1986; Menezes et al. 1991 e Matos 1994).....	40
2.12. Perfis gravimétricos e geológicos transversais à Zona de Cisalhamento Aguapeí na região da Serra do Pau a Pique, Folha Santa Bárbara. Localização dos perfis na figura 2.11.....	41
2.13.Perfis gravimétricos e geológicos transversais à Zona de Cisalhamento Aguapeí na região da Serra do Pau a Pique e Salto do Aguapeí, Folha Santa Bárbara. Os símbolos são os mesmos da figura 2.12. Localização dos perfis na figura 2.11.....	42
2.14.Esboço geológico regional do sudoeste de Mato Grosso, destacando as principais unidades litoestratigráficas componentes do embasamento de Terreno Jauru (modificado de Saes et al. 1984 e Monteiro et al. 1986).....	45
2.15.Seção colunar esquemática mostrando o empilhamento litoestratigráfico das supracrustais componentes dos complexos metavulcano-sedimentares da região sudoeste de Mato Grosso e a edificação de cada derrame individual na unidade vulcânica máfica (modificado de Monteiro et al. 1986 e Leite 1990).....	48
2.16.Mapa geológico do vale do Alto Jauru. Os números se referem a localidades citadas no texto: 1) Sítio Santa Helena; 2) Fazenda Figueira Branca; 3) Fazenda Quatro Meninas; 4) Fazenda São Francisco; 5) Fazenda Alto Jauru (modificado de Saes et al. 1984).....	49

2.17. Diagramas isocrônicos para gnaisses tonalíticos do Terreno Jauru no vale do Jauru (Leite et al. 1988) e nas proximidades de São José dos Quatro Marcos (Carneiro 1985).....	54
2.18. Diagramas isocrônicos Rb/Sr para intrusivas granitóides do Terreno Jauru: A) isócrona de referência para os granitos, tonalitos e granodioritos da região de São José dos Quatro Marcos (Carneiro 1985); B) paleossoma de gnaisses da Fazenda Quatro Meninas e C) granodiorito Água Clara (Leite et al. 1998).....	57
2.19. Diagramas isocrônicos para granitos da Suite Intrusiva Guapé. A: Fazenda Guapé (Barros et al. 1982) e B: Fazenda Figueira Branca (Leite et al. 1998).....	58
2.20. Tendência composicional das rochas da Suite Intrusiva Rio Branco obtida a partir de análise colorimétrica (extraído de Leite et al. 1985).....	60
2.21. Diagramas isocrônicos Rb/Sr para A: riódacitos (?) (Barros et al. 1982) e B: quartzo-sienitos (Leite et al. 1998) da Suite Intrusiva Rio Branco.....	61
3.1. Seção colunar composta do Grupo Aguapeí levantada na região de Rio Branco-Salto do Céu (modificado de Saes et al. 1987).....	65
3.2. Painel litoestratigráfico esquemático mostrando a distribuição das litofácies do Grupo Aguapeí na região da Serra do Amolar (MS). A sedimentação do Grupo Novos Dourados é precedida por uma tectônica de cavalgamentos de NE para SW e se processa em bacias frontais às frentes de cavalgamento (modificado de Teodorovicz & Câmara 1991).....	66
3.3. Esquema geral de evolução tectônica e preenchimento sedimentar dos rifts intracontinentais segundo Shakhnovskiy (1988).....	73
3.4. Modelo evolutivo de um aulacógeno e do cinturão orogênico relacionado segundo Hoffman et al. (1974).....	75
3.5. Blocos diagramas esquemáticos ilustrando os processos de tectônica de placas mais significativos e bem documentados que podem levar à formação dos aulacógenos. A-B-C: domeação-rifteamento-deriva; D-E-F: abandono da ponta de um rift (rift-tip-abandonement); G-H: extensão secundária relacionada a transcorrência; I-J: rotação continental (modificado de Sengor 1995).....	77
3.6. Ilustração esquemática da evolução de aulacógenos durante a colisão continental, relacionada a diferentes ângulos entre o aulacógeno e a margem colisional. Note-se que os aulacógenos mostram diferentes respostas à colisão, variando de extensão renovada em C até compressão segundo seu eixo em A (modificado de Sengor et al. 1978).....	79

3.7. Arcabouço estrutural da Serra de São Vicente (município de Vila Bela), esculpida em arenitos e conglomerados da Formação Fortuna. Comparar o comportamento estrutural do Grupo Aguapeí neste setor da bacia com o esquema mostrado na figura 3.6.A.....	82
3.8.Seção colunar esquemática e paleocorrentes (n= 58 medidas) da Formação Fortuna na parte central da Serra de São Vicente.....	83
3.9.Seção colunar esquemática e paleocorrentes (n= 72 medidas) levantadas para a Formação Fortuna na Serra de Monte Cristo (feição cuestiforme na margem esquerda do Rio Cabaçal) e em diversos afloramentos na região de Rio Branco.....	85
3.10. Seção colunar esquemática composta levantada para a Formação Vale da Promissão em afloramentos na região de Rio Branco e Salto do Céu. GD: grano-decrescência ascendente ; EA: estratocrescência ascendente.....	90
3.11. Modelo deposicional de desenvolvimento da seqüência Fortuna/Vale da Promissão na região de Rio Branco no qual, areias de planícies costeiras passam em direção à bacia para areias transgressivas de plataforma, retrabalhadas por marés e tempestades. O suprimento de areias para a plataforma se dá principalmente através de transgressão erosiva e retrabalhamento por um regime hidráulico de alta energia na plataforma.....	92
3.12. Seção colunar esquemática mostrando a associação de litologias, estruturas sedimentares e paleocorrentes obtidas pelas estratificações cruzadas da Formação Morro Cristalina em suas exposições ao norte de Salto do Céu.....	94
3.13. Principais elementos tectônicos do Orógeno Sunsas e compartimentação tectônica sinsedimentar do Aulacógeno Aguapeí na porção sul do Cráton Amazônico. Os números referem-se às seções colunares das figuras 13.14 e 13.15 (modificado de Saes & Frago Cesar 1994).....	98
3.14. Seção estratigráfica transversal ao Aulacógeno Aguapeí, utilizando como datum o topo da fase rift. Note-se o desenvolvimento de espessura anômalas para o estágio rift e a não preservação dos outros estágios deposicionais da bacia ao longo de sua Zona Central (Serra de São Vicente).....	100
3.15. Seção estratigráfica esquemática composta do Aulacógeno Aguapeí, utilizando como datum o topo da fase sinéclise. Note-se a sensível redução das espessuras em direção às ombreiras e zonas marginais do rift bem como o espessamento da seção na região de Santo Corazon, configurando a provável abertura do aulacógeno em uma bacia oceânica (modificado de Saes & Frago Cesar 1994).....	101

3.16. Distribuição das paleocorrentes dos grupos Aguapeí e Huanchaca na porção norte do Aulacógeno Aguapeí, destacando a inversão geral do sentido de transporte sedimentar registrada nas formações Morro Cristalina e Buena Vista (extraído de Saes & Leite 1993).	104
3.17. Esboço da evolução paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí, estampando os tratos de sistemas deposicionais associados a cada estágio tectono-estratigráfico da bacia.	105
3.18. Seções geológicas regionais do sudoeste de Mato Grosso, destacando a compartimentação do embasamento do Aulacógeno Aguapeí em relação com seu comportamento estrutural geral nas diversas áreas de ocorrência.	111
3.19. Compartimentação tectônica da porção norte do Aulacógeno Aguapeí em Mato Grosso, destacando o confinamento da deformação mais severa na Zona Central da bacia, sobreposta ao limite entre os terrenos Rio Alegre e Jauru (extrádo de Saes & Leite 1993).	112
3.20. Mapa de localização das principais ocorrências auríferas da Província do Guaporé no sudoeste de Mato Grosso.	114
3.21. Esboço da tipologia da mineralização aurífera do Morro de São Vicente, Município de Vila Bela da Santíssima Trindade (modificado de Scabora 1992 e Passos Jr. et al. 1997).	116
3.22. Seções geológicas esquemáticas A-A' e X-X' da figura 3.20, apontando o nítido controle estrutural das principais ocorrências auríferas primárias da região do Alto Guaporé (modificado de Saes et al. 1991).	118
4.1. Modelo esquemático da evolução tectônica mesoproterozóica do sul do Cráton Amazônico ilustrando a história de acreção dos terrenos alóctones Jauru, Rio Alegre Paragua e San Pablo à Amazônia e o desenvolvimento da seqüência de recobrimento Aguapeí.	120

PRANCHAS

1. Associações do embasamento da Bacia Aguapeí no Terreno Jauru: A) metabasaltos com estrutura almofadada da Faixa Quatro Meninas, imediações da Fazenda São Francisco; B) formação ferrífera bandada, alternando níveis de sílex e magnetita; C) Xenólitos de metabasalto (Mb) envolvidos por gnaisses (CGM) e intrudido por Apófises do Granodiorito Água Clara (AC), Fazenda Quatro Meninas nas Imediações de Monterlândia.....50
2. Arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabulares e espinha de peixe (herringbone) da Formação Fortuna na região de Rio Branco. A foto inferior mostra o retrabalhamento de megaondulações por “ripples” de corrente. Afloramentos na estrada Santa Fé-Rio Branco e no Córrego Bracinho em Roncador.....87
2. Associação de siltitos laminados e arenitos muito finos com ondulações truncadas da Formação Vale da Promissão nas proximidades da Vila de Roncador, região de Rio Branco. A: Estratificação cruzada “hummocky” em subarcóseos líticos muito finos; B: Lentes arenosas com estratificações “hummocky” intercaladas aos siltitos com laminação plana; C: contato basal abrupto de uma barra de tempestade sobre os pelitos depositados na plataforma em tempos normais; diapirismo dos pelitos na base de um horizonte tempestítico.....91
3. Arenitos grossos seixosos da Formação Morro Cristalina nos arredores de Rio Branco. Estratificações cruzadas tabulares com lâminas frontais indicando sentido de transporte persistente para NNW e estratificações cruzadas fluidizadas e intensamente deformadas como dobras recumbentes intraformacionais corrente abaixo.....95

TABELA

1. Atributos texturais/mineralógicos médios dos arenitos do Grupo Aguapeí na Região de Rio Branco; Mz – Diâmetro médio; % Q – quartzo; %F – Feldspato; %R – Fragmentos líticos; %M – Micas; %Mat – Matriz; Arredondamento do Quartzo (Saes et al. 1987).....107

1 - INTRODUÇÃO

1.1. A ÁREA DE ESTUDO E OS OBJETIVOS DA TESE

Aulacógenos são fossas tectônicas alongadas que se estendem através dos crátons em posição transversal a partir de cinturões de dobramentos. Estas estruturas se incorporam ao registro geológico do planeta a partir do Proterozóico e sua importância particular reside no fato de marcarem períodos de ruptura de massas cratônicas continentais consolidadas, abertura e fechamento de oceanos, processo no qual os aulacógenos tomam parte como braços abandonados de junções tripliques R-R-R.

O Aulacógeno Aguapeí constitui importante elemento geotectônico da porção sul do Cráton Amazônico. Sua definição e caracterização devem-se à Saes & Fragoso Cesar (1994; 1996), que estabeleceram seus principais elementos de sua arquitetura e fases de sua evolução histórica, em conexão com os traços marcados na estruturação de seu embasamento e com os principais eventos ocorridos durante o Ciclo Orogênico Sunsas, eventos estes que culminaram com a colisão entre a Amazônia e a Laurentia e a constituição do Supercontinente Rodínia no limite Meso-Neoproterozóico (1.0 Ga) (Dalziel 1992; Sadowski & Bettencourt 1996).

O Supercontinente Rodínia resultou da somatória de massas cratônicas aglutinadas em consequência das orogêneses Grenville/Kibariano e os melhores registros desta fusão na América do Sul encontram-se principalmente no ocidente da Amazônia (San Ignacio/ Rondoniano, Sunsas/ Aguapeí) (Brito Neves 1993), onde estão expostos cinturões móveis do Mesoproterozóico, desempenhando o papel de suturas entre crátons mais antigos abrigados no Rodínia (Unrug 1997).

O estudo das extensas coberturas sedimentares proterozóicas do Cráton Amazônico tem sido marcado pelo enfoque estratigráfico clássico, com o estabelecimento de colunas locais nos diversos setores do cráton, apoiadas na descrição do caráter litológico das unidades em detrimento dos processos e ambientes deposicionais que registram. Estas colunas locais, balizadas cronologicamente por datações radiométricas obtidas em rochas vulcânicas contemporâneas

(vulcanismo Iriri-Uatumã) e no seu embasamento, configuram um quadro tectono-estratigráfico regional coerente, com as coberturas mais antigas assentando sobre um núcleo central arqueano (Província Amazônia Central de Teixeira *et al.* 1989) e as idades diminuindo em direção às faixas móveis desenvolvidas marginalmente àquele núcleo. Contudo, a completa ausência de estudos sedimentológicos, paleogeográficos, de fácies e ambientes deposicionais , do padrão de dispersão e proveniência dos sedimentos têm-se refletido na dificuldade de estabelecimento de correlações regionais, bem como na generalidade dos termos empregados para referir-se à evolução destas bacias, como por exemplo, coberturas de plataforma.

O propósito da presente pesquisa é a integração dos dados geológicos disponíveis para a Bacia Aguapeí, visando a reconstituição de sua história evolutiva. A análise das fácies, seqüências e relações estratigráficas desta cobertura em Mato Grosso e na Bolívia é feita com vistas à montagem de um cenário paleogeográfico da região ao final do Mesoproterozóico. Da mesma forma, o esclarecimento detalhado da natureza peculiar do preenchimento desta bacia e o exame dos processos tectônicos responsáveis pela sua deformação subsequente visam estabelecer uma seção de referência para a análise comparativa das coberturas proterozóicas, particularmente abundantes no Cráton Amazônico. O embasamento sobre o qual as coberturas Aguapeí/Huanchaca/Sunsas/Vibosi/Amolar assentam em discordância, é constituído por um mosaico de terrenos tectono-estratigráficos do Mesoproterozóico e mais antigos, limitados por descontinuidades tectônicas de expressão regional. A compartimentação tectônica do embasamento da Bacia Aguapeí proposta neste trabalho é justificada, visto sua história de preenchimento sedimentar, arcabouço tectono-estratigráfico e deformação estarem claramente vinculados ao arranjo dos terrenos sotopostos. Neste sentido, é caracterizada a Zona de Cisalhamento Aguapeí, evoluída em ~1.0Ga pela reativação de antiga zona de sutura entre terrenos adjacentes no embasamento da bacia. A descrição dos controles litoestruturais da mineralização aurífera alojada ao longo desta zona de cisalhamento objetiva contribuir para o entendimento e exploração de outros depósitos no mesmo contexto. Por fim, os dados e interpretações aqui apresentados servem de base para a formulação de um modelo de evolução tectônica do sul do Cráton Amazônico durante os estágios finais da acreção do Supercontinente Rodínia.

Figura 1.1 - Mapa de localização e principais vias de acesso à área de estudo.

1.2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A região objeto deste trabalho situa-se no centro do continente sul americano, estendendo-se desde os grandes lagos na borda leste do Pantanal Matogrossense, na linha limítrofe entre Brasil e Bolívia (lagoas Uberaba, Mandioré e Gaíba), compreendendo ali, uma série de morrarias denominadas de Insua, Amolar, Santa Tereza-Bomfim e Castelo. O acesso a esta região é feito por via aérea e fluvial, localizando-se aproximadamente 150km a norte de Corumbá (MS), utilizando-se o Rio Paraguai que a corta no sentido norte-sul. Às serras da região de Santo Corazón e Rincón del Tigre na Bolívia, o acesso é feito por via terrestre, em rodovia pavimentada distando cerca de 150km a sul de San Matias, na fronteira Brasil-Bolívia. Os dados geológicos do sul matogrossense e oriente boliviano foram compilados de diversos trabalhos referidos ao longo do texto.

O acesso à região da Serra de Rio Branco e do Rocador é feito pela BR-364 (Cuiabá-Porto Velho) até o entroncamento do Caramujo , 30km a oeste de Cáceres, onde toma-se a MT- 135, asfaltada por cerca de 130km até o município de Salto do Céu. A cidade de Pontes e Lacerda, distante 480km de Cuiabá pela BR-364, constitui o principal ponto de apoio para a demanda, por estradas estaduais e vicinais, às serras do Pau a Pique, Salto do Aguapeí, Santa Bárbara, Huanchaca-Ricardo Franco e São Vicente.

1.3. FISIOGRAFIA, CLIMA E VEGETAÇÃO

O relevo da região está compartimentado conforme Leite *et al.* (1985), destacando-se a Província Serrana do Alto Guaporé e Rio Branco, esta englobando relictos em forma de mesas como as serras de Ricardo Franco/Huanchaca e Santa Bárbara, ou as cristas esculpidas sobre seqüências quartzíticas dobradas e falhadas, alinhadas em um corredor de serras que se estende desde a Serra de São Vicente a noroeste, até as serras de Sunsas e Santiago na Bolívia e Amolar/Insua no Pantanal Sul-Matogrossense.

A Superfície Cristalina do Guaporé (Figueiredo *et al.* 1974), é esculpida sobre rochas cristalinas plutônicas em Mato Grosso, compreendendo a norte, nos altos cursos dos rios Cabaçal, Jauru e Guaporé, uma sucessão de morrarias alinhadas NW, resultado do entalhamento da superfície cretácica exumada pelo recuo da Chapada dos Parecis. Para sul este relevo se suaviza através do

escudo pré-cambriano da Bolívia Oriental, de cotas em torno de 200m, extensivamente coberto por lateritas ou aluviões quaternários (Superfície de peleplanização e laterização cenozóica San Ignácio, de Litherland *et al.* 1986), que passam gradualmente para as áreas alagadiças com lagos e baías permanentes da borda ocidental do imenso Pantanal Matogrossense.

O clima da região é do tipo AW, quente e úmido, com duas estações bem definidas. De maio a setembro tem-se a estação seca, com os meses de julho a agosto registrando os menores índices pluviométricos. Os meses de outubro a abril correspondem à estação chuvosa.

A rede hidrográfica tem como particularidade incluir o divisor d'águas entre as duas maiores bacias sul-americanas, a Amazônica a norte e a Platina a sul, representadas pelos rios Alegre / Guaporé e Cabaçal / Jauru / Aguapeí / Mercedes / Paraguai, respectivamente.

A cobertura vegetal original remanescente da ação antrópica é constituída principalmente por florestas tropicais, especialmente aqueles setores com maior drenagem superficial. Nestas ainda podem ser encontradas árvores de grande porte como o Jatobá, Araputanga, Cedro, Barriguda, Peroba, Ipê, Angico e Aroeira.

Sobre os proeminentes chapadões do topo das serras de Ricardo Franco/Huanchaca, São Vicente e Santa Bárbara são encontrados os campos serrados, constituídos de gramíneas, capim jaraguá e esparsos arbustos com troncos e galhos retorcidos e folhas grossas (Lixeira, Mangabeira, Lobeira e Pau-Terra).

Os cerradões marcam a transição entre os campos cerrados e a floresta tropical, com o desenvolvimento de taquaras, espinheiros e gravatás. As espécies vegetais de maior porte são as mesmas dos campos cerrados, porém mais exuberantes e menos retorcidas.

1.4 . MÉTODOS DE TRABALHO

O presente trabalho sintetiza os resultados da investigação que o autor vem desenvolvendo desde 1982, com levantamentos geológicos de semi-detalle (1:50.000) de cerca de 10.000km² no sudoeste de Mato Grosso, envolvendo áreas de exposição do Grupo Aguapeí e dos terrenos de seu embasamento. A separação das unidades litoestratigráficas e sua cronologia relativa teve como base as relações de campo e foi apoiada pela descrição de centenas de seções delgadas. Foram levantadas seções estratigráficas de detalhe em setores selecionados nas rochas do Grupo Aguapeí, com

ênfase no estudo das fácies sedimentares e suas interrelações, análise de paleocorrentes e estratigrafia de seqüências . O ponto de partida da análise da Bacia Aguapeí é a constituição paleogeológica de seu embasamento, responsável pela imposição dos principais traços arquiteturais da bacia, distribuição de espessuras e litofácies, padrão de paleocorrentes e proveniência dos detritos carreados até os sítios deposicionais.

O estudo estratigráfico foi conduzido utilizando-se o conceito de modelos de fácies (Potter 1959), abordagem genética que apenas recentemente tem sido empregada para analisar rochas pré-cambrianas (Saes & Vilas Boas 1983 e 1989), e que tem-se mostrado ferramenta mais efetiva do que a análise essencialmente descritiva. Este procedimento é complementado pelo método dos sistemas deposicionais, desenvolvido pelo Texas Bureau of Economic Geology (Brown & Fisher 1977) . O conceito de sistemas deposicionais, como uma extensão da Lei de Correlação de Fácies de Walther, permite a interpretação das rochas sedimentares em termos de reconstituições ambientais e paleogeográficas a nível de bacia. Adicionalmente o conteúdo sedimentar da Bacia Aguapeí foi analisado e interpretado com auxílio de conceitos oriundos da Sismoestratigrafia, visando a documentação dos ciclos de variação regional do nível do mar e sua contribuição para a correlação e interpretação paleogeográfica. Finalmente, a Teoria da Tectônica de Placas, constitui o arcabouço maior no qual a evolução da bacia e os estilos sedimentares são discutidos.

Uma revisão crítica dos trabalhos sobre a geologia desta porção do Cráton Amazônico, publicados por diferentes autores e especialmente numerosos nas últimas duas décadas, constituiu o lastro sobre o qual foram erigidas novas interpretações e modelos de evolução das diversas unidades e da geotectônica regional. As determinações radiométricas aqui apresentadas, utilizando o método Rb/Sr, foram realizadas e gentilmente cedidas pelo laboratório do CPGEO-USP, através do prof. Dr. Colombo Tassinari.

Foi executado o levantamento gravimétrico de semi-detalle de quatro perfis na Folha Santa Bárbara, utilizando-se um gravímetro Lacoste Romberg modelo G, com espaçamento entre as estações de 4km a 200m, dependendo das condições geológicas locais previamente conhecidas. Os dados de altitude e coordenadas geográficas de cada estação foram obtidos por meio de altímetro Pauling, Geographic Positioning System (GPS) e cartas plani-altimétricas do Ministério do Exército/IBGE na escala 1:100.000. A digitação, conferência e organização dos dados gravimétricos, foi processada em um gerenciador de dados gravimétricos elaborado por Shiraiwa &

Liberalesco (1997) e as curvas de contorno e perfis de anomalias Bouguer foram elaborados utilizando-se o software Surfer (Golden 1994).

O arcabouço petrotectônico do embasamento da Bacia Aguapeí, sua história de preenchimento sedimentar e deformação subsequente, são os fatores responsáveis pela geração de numerosas mineralizações auríferas alinhadas ao longo de um *trend*, constituindo uma zona linear mineralizada com cerca de 200km de extensão em Mato Grosso. Em áreas selecionadas, foram realizados estudos de detalhe dos controles litoestruturais de alguns dos depósitos mais importantes deste distrito aurífero.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1. INTRODUÇÃO

O continente sul-americano é dividido em duas grandes entidades geotectônicas principais: a Plataforma Sul-Americana (Almeida 1972), cuja evolução e cratonização de seu embasamento completou-se ao final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico, e a Cordilheira dos Andes, de desenvolvimento fanerozóico, prolongando-se por cerca de 10.000km no lado pacífico do continente (Loczy & Ladeira 1985).

A Plataforma Sul-Americana pode ser dividida em dois grandes domínios. O domínio noroeste é constituído por rochas de embasamento cobrindo uma área de aproximadamente 4.5 milhões de quilômetros quadrados. Esta área inclui as Guianas, parte da Venezuela, Colômbia, Bolívia e a região amazônica do Brasil, englobando o denominado Escudo das Guianas a norte da Sinéclise Amazônica e o Cráton do Guaporé, situado ao sul daquela bacia. Brito Neves & Cordani (1991) consideraram esta região como um domínio pré-Brasiliano, em contraposição à porção sudeste da plataforma (Domínio Brasileiro). Para estes autores, o Domínio Pré-Brasiliano (Cráton Amazônico) atuou como uma placa continental única durante o Neoproterozóico (1.0-0.5Ga), enquanto que o domínio sudeste compreende uma série de fragmentos menores de placas continentais, bem como diferentes tipos de microcontinentes, arcos magmáticos e terrenos alóctones. Ao final do Proterozóico estes dois domínios são unidos e envolvidos por faixas de dobramentos

Figura 2.1 - Esboço geral da geologia do Pré-Cambriano da América do Sul e sua divisão em domínios Brasiliano e Pré-Brasiliano (Modificado de Brito Neves & Cordani 1991)

Figura 2.2 - Reconstituição do Supercontinente Rodinia mostrando os eventos tectônicos do início do Neoproterozóico (1.0-0.7Ga) e a localização do Aulacógeno Aguapeí na porção centro-oeste da Placa Amazônia. A cor azul representa cinturões móveis suturando antigos crátons no Rodinia. As outras cores indicam as idades das bacias e cinturões móveis do início do Neoproterozóico (modificado de Unrug 1997).

brasileiras, que representam os mais jovens cinturões orogênicos encontrados no Brasil (Fig. 2.1). O Lineamento Transbrasiliano, que corta a plataforma de NE a SW, representa a sutura principal que conectou as grandes massas continentais contendo os crátons Amazônico e do São Francisco/Congo no Neoproterozóico, como etapa maior do processo de aglutinação do Gondwana (Brito Neves & Cordani 1991).

As reconstituições do Supercontinente Rodínia elaboradas por diferentes autores (Almeida 1974; Hoffman 1989 e 1991; Brito Neves & Cordani 1991; Sadowski & Bettencourt 1994; Dalziel 1997; Unrug 1997), sugerem que o Cráton Amazônico esteve ligado ao Escudo Báltico e à Laurentia ao final do Mesoproterozóico (1.0Ga), como resultado da orogênese de expressão global do Ciclo Grenville (Fig. 2.2). Deste modo, a porção noroeste da Plataforma Sul-Americana pode ser interpretada como um fragmento do Supercontinente de Rodínia, fundido ao Gondwana no decorrer do Neoproterozóico, como resultado da abertura do Oceano Pacífico e sua compensação a nível global: o fechamento das bacias oceânicas pan-africanas e brasileiras (Dalziel 1997).

2.2. O EMBASAMENTO DO CRÁTON AMAZÔNICO E SUAS PROVÍNCIAS

No início do Neoproterozóico (1.0Ga), a extensa massa continental conhecida como Cráton Amazônico, já definitivamente cratonizada, serviu de antepaís para o desenvolvimento dos cinturões marginais Paraguai e Araguaia. Os modelos de evolução geológica pré-brasileira para este cráton são antagônicos, sustentando ora a existência de um supercontinente arqueano, retrabalhado termo-tectonicamente por sucessivos episódios de reativação (Amaral 1974; Montalvão & Bezerra 1980), ora admitindo um núcleo arqueano (Província Amazônia Central), em torno do qual se desenvolveram uma série de cinturões móveis, formados e ativados através de todo o Proterozóico (Maroni-Itacaiúnas 2.2-1.8Ga; Rio Negro-Juruena 1.8-1.5Ga; Rondoniano-San Ignacio 1.5-1.2Ga; Sunsas 0.9Ga) (Teixeira *et al.* 1989) (Fig. 2.3).

Esta última hipótese apóia-se na proposição de províncias geocronológicas: regiões com padrão de idade coerente em toda sua extensão e as unidades estratigráficas existentes possuindo idades compatíveis com a evolução de um único evento geodinâmico. Em termos evolutivos, estas províncias vinculam-se à evolução de um cinturão móvel: zonas crustais essencialmente lineares, de

Figura 2.3 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Teixeira et al. 1989)

grau metamórfico variado, com dobramento complexo e falhamentos e que sofreram episódios de granitização e migmatização, com retrabalhamento ou não de crosta siálica mais antiga (Teixeira & Taasinari 1984).

Issler & Lima (1987), discutindo a evolução tectônica do Cráton Amazônico, postulam a existência de dois núcleos arqueanos relacionados ao Ciclo Jequié (o Núcleo Oiapoque, ao norte do Rio Amazonas, e o Núcleo Pau-d'Arco, no sul do Pará), não afetados pelo evento geodinâmico Transamazônico. O domínio central e leste do cráton foi afetado por cinturões móveis de caráter ensiálico durante o Ciclo Transamazônico (2.4-2.0Ga) : Maroni-Itacaiúnas, Parima-Tapajós e Guiana Central. Após este evento segue-se um episódio de estabilidade tectônica em todo o cráton, ao qual se sucede intenso e extensivo vulcanismo ácido e intermediário, associado a coberturas sedimentares de plataforma e vinculado à atividade tectônica em zonas de rifts. A efusão das vulcânicas é acompanhada de plutonismo granítico intraplacas. Este processo, ativo durante o período de 1.8 a 0.9Ga, foi denominado de Ciclo Ígneo Atroaris, com paroxismos em 1.8-1.7Ga (Episódio Akawaian), 1.6-1.3Ga (Episódio Parguazan) e 1.2-0.9Ga (Episódio Costa Marques).

A Província Amazônia Central é caracterizada por condições cratônicas desde o Paleoproterozóico, como atestam as extensas coberturas vulcano-sedimentares isentas de deformação ou metamorfismo, com idades entre 1.9 e 1.4Ga, recobrando em profunda discordância um embasamento arqueano a paleoproterozóico. Na região do Rio Xingu e Serra dos Carajás, os complexos de embasamento são constituídos de terrenos arqueanos granito-greenstone e rochas metamórficas de alto grau, recobertos pelas supracrustais do Grupo Grão Pará. Esta seqüência supracrustal é composta por basaltos e riolitos na base, passando a formações ferríferas bandadas e capeada por sedimentos aluviais, com determinações radiométricas U/Pb e Rb/Sr apontando o intervalo de 2.8-2.6Ga como idade do vulcanismo e da deposição do minério de ferro (Teixeira *et al.* 1989). Dall'Agnol *et al.* (1987) discriminam três grandes grupos de granitóides nessa província, distribuídos do Arqueano ao Mesoproterozóico : 1) granitóides arqueanos (> 2.5Ga) como o granodiorito Rio Maria; 2) granitóides de idade transamazônica ou pré-vulcanismo Uatumã, como o adamalito Água Branca (Macambira *et al.* 1990) e 3) granitóides anorogênicos do Proterozóico Médio (1.8-1.4Ga), notáveis pelas mineralizações estaníferas e exemplificados pelos granitos Madeira e Água Boa.

A Província Maroni-Itacaiúnas se estende por vasta área através das Guianas, Venezuela e nos estados de Roraima, Amapá e Pará no Brasil. É constituída por terrenos granulíticos e gnáissicos e terrenos granito-greenstone do Paleoproterozóico (2.25-1.9Ga). Nela estão incluídos os terrenos granulíticos do Complexo Imataca na Venezuela, o Cinturão Granulítico da Guiana Central e as áreas de Cupixi e Tumucumaque no Amapá. Rochas supracrustais ocorrem em grandes áreas no interior da província, como o Grupo Vila Nova no Amapá, sendo seqüências metavulcânicas e metassedimentares metamorfoseadas no fácies xistos verdes a anfibolito, intensamente deformadas e consideradas análogos paleoproterozóicos dos greenstone belts arqueanos (Teixeira *et al.* 1989).

No sudoeste da Venezuela e noroeste do Brasil, o *trend* E-W do Cinturão Maroni-Itacaiúnas encontra-se truncado pelas estruturas NW-SE da Província Rio Negro-Juruena. Esta última é composta por um embasamento onde predominam gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granodioritos, tonalitos e granitos. Centenas de determinações Rb/Sr em rochas graníticas e gnaisses e Pb/Pb em rocha total são disponíveis nesta província, indicando o intervalo de 1.8-1.55Ga como o tempo de formação de suas rochas. Este intervalo de idades corresponde parcialmente à época de formação do embasamento da Bacia Aguapéi na porção leste da área de estudo (região de Jauru e São José dos Quatro Marcos), o que tem levado alguns autores a considerá-la como extensão para SE da Província Rio Negro Juruena (Tassinari *et al.* 1996; Geraldés *et al.* 1999).

Na sua parte a norte da Sinéclise Amazônica (Província Rio Negro), Dall'Agnol & Macambira (1992) e Dall'Agnol (1992) designaram de Granito Rio Uaupés os titanita-biotita granitóides que constituem as rochas predominantes neste setor, para o qual obtêm uma idade isocrônica Rb/Sr de 1459±32Ma, interpretada como a idade de cristalização deste corpo. Estes autores postularam para a província Rio Negro uma origem vinculada à colisão continental.

A Província Rio Negro-Juruena parece ter evoluído em dois episódios de tempo principais, admitidos como correspondendo à atividade de dois sistemas de arcos magmáticos. O sistema mais antigo, no bordo leste da província é caracterizado pela atividade granítica e deformação em 1.8-1.7Ga, seguido pelo vulcanismo félsico Iriri e Teles Pires (1.7-1.65Ga). Este ciclo se encerra com a sedimentação continental e intrusão dos granitos rapakivi Serra da Providencia (1.6-1.57Ga). O sistema de arco magmático mais jovem, localizado a sudoeste do anterior, consiste de granitóides sin a tardi-tectônicos com idades de cristalização entre 1.6-1.5Ga, seguidos pelo vulcanismo e sedimentação em 1.5-1.4 dos grupos Caiabis e Dardanelos. As intrusões graníticas anorogênicas de

Teotônio e Santo Antônio indicam que o cinturão Rio Negro-Juruena atinge condições de estabilidade tectônica em 1.5-1.4Ga (Tassinari *et al.* 1996).

A Província Rondoniana (Cordani *et al.* 1979) está localizada na porção sudoeste do Cráton Amazônico, limitando-se com a província Rio Negro-Juruena através da zona de transposição Marechal Rondon (Teixeira & Tassinari 1984). Estende-se pelos estados brasileiros de Rondônia e Mato Grosso e em grande parte do escudo pré-cambriano da Bolívia. O embasamento da província é constituído por rochas metamórficas de médio a alto grau, representadas por gnaisses, migmatitos, granitóides, anfíbolitos e granulitos. Um grande volume de determinações radiométricas Rb/Sr estão disponíveis para este embasamento (Priem *et al.* 1989; Teixeira & Tassinari 1984; Litherland *et al.* 1986), indicando uma fase sintectônica principal em torno de 1450-1300Ma, durante a qual se deu adição significativa de material juvenil, conjugada à reciclagem de crosta pré-existente.

A existência de núcleos ou zonas cratônicas de idade pré-Rondoniano no interior da Província tem sido registrada em vários trabalhos, como exemplificado no sudoeste de Mato Grosso, nos vales dos rios Jauru e Cabaçal (Teixeira & Tassinari 1984; Carneiro 1985; Pinho 1996; Geraldès 1996; Toledo 1998; Geraldès *et al.* 1999 a, b) e no oriente boliviano (Litherland *et al.* 1986).

Dois períodos de atividade granítica anorogênica ocorreram na Província Rondoniana, em torno de 1.25 e 0.95Ga, levando à formação de corpos plutono-vulcânicos ácidos relativamente pequenos, de posicionamento em alto nível crustal. Os granitos mais jovens (~1.0Ga) estão relacionados a importantes mineralizações de Sn, W, Nb, Ta, fluorita e topázio. Apresentam razões iniciais Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ elevadas, que indicam envolvimento de componentes crustais mais antigos na geração dos magmas, características estas, típicas de granitos intraplacas (Bettencourt *et al.* 1987; Priem *et al.* 1989).

A província Sunsas é definida por Litherland *et al.* (1986) e foi pela exumação, deposição de seqüências clásticas, com subsequente deformação e metamorfismo de rochas mais antigas, acompanhado de plutonismo granítico. Granitos sintectônicos a tardi-tectônicos mostram idades Rb-Sr e K-Ar entre 1.1-0.9Ga.

2.3. AS COBERTURAS PROTEROZÓICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO

O embasamento da região amazônica é capeado por grandes extensões de derrames ácidos a intermediários que iniciaram seu desenvolvimento após os episódios tectono-magmáticos do Ciclo Transamazônico. Os processos tectônicos responsáveis por este magmatismo criaram, também, as condições propícias à instalação de bacias sedimentares pré-cambrianas, onde se acumularam espessas colunas de rochas sedimentares essencialmente terrígenas de ambientes continental e marinho raso.

Almeida (1974) reconhece aspectos evolutivos comparáveis entre o Escudo Báltico e o Escudo do Guaporé, caracterizando o fenômeno tectono-magmático ocorrido nos dois crátons, após cessados os movimentos orogênicos dos ciclos Svecofeniano e Transamazônico. O Grupo Uatumã, constituído de rochas efusivas ácidas a intermediárias, localmente associadas a sedimentos clásticos imaturos, representa este fenômeno no Cráton do Guaporé. Estas rochas não apresentam metamorfismo, salvo de contato, e não sofreram dobramentos lineares, mas foram deformadas pelo jogo de blocos de falha. A correlação entre as diferentes coberturas espalhadas irregularmente sobre o Cráton é problemática, visto terem-se acumulado no decorrer de um intervalo de tempo correspondente a quase o dobro da duração do Fanerozóico. Almeida (op. cit.) interpreta o evento Uatumã como efeito da ativação tectono-magmática de plataformas e faixas de dobramentos, realizada em diversas regiões do mundo a partir do final do Arqueano.

Bezerra (1984), em primorosa síntese destas coberturas, conclui que a Amazônia foi afetada por intenso e extensivo vulcano-plutonismo (Supergrupo Uatumã), com idades variando de 1.9 a 1.6Ga, em vários pulsos em diferentes áreas seguido, a cada tempo, por uma determinada cobertura sedimentar. O Supergrupo Uatumã é constituído por um conjunto de vulcanitos ácidos a intermediários e mais raramente básicos, na forma de riolitos, dacitos, tufos e ignimbritos, aos quais se associam vários conjuntos plutônicos e hipabissais, de granitos, granófiros, granodioritos, sienitos e quartzo-dioritos. A norte da Sinéclise Amazônica, estas efusivas recebem a denominação de grupos Surumu e Iricoumé, enquanto que para toda a porção sul da sinéclise, estas efusivas são englobadas sob o nome do Grupo Iriri.

Montalvão *et al.* (1984) caracterizaram tectonicamente estas bacias discriminando dois grupos. O primeiro, formado no intervalo de 1.9-1.6Ga, teria se desenvolvido em dois ou três

estágios : (i) um estágio de *rift* ou aulacógeno, com adelgaçamento crustal, falhamentos de altos mergulhos, abatimento de blocos e manifestações magmáticas associadas ; (ii) estágio de sinéclise com subsidência lenta, afetando o domínio do *rift* e vastas áreas adjacentes e; (iii) estágio de subsidência muito lenta, restrito a algumas bacias e marcado por coberturas tabulares horizontais ou sub-horizontais. As bacias desenvolvidas no intervalo 1.6-1.4Ga corresponderiam a grábens preenchidos por *red beds*. Os grupos Surumu e Uatumã representam o primeiro estágio da evolução acima preconizada, sendo constituídos por vulcânicas ácidas a intermediárias, extravasadas em 1.9-1.8Ga sobre os núcleos arqueanos da Amazônia Central (Pakaraima e Xingu conforme Brito Neves 1992). A sedimentação que se segue está representada pelos grupos Roraima, Gorotire, Beneficiente, Prosperança, Acari e Cubencranquém. O cenário deposicional destas seqüências é marcado por sedimentos continentais fluviais e marinho rasos, acumulados em bacias assimétricas e localmente grábens simétricos, como o do Cachimbo (Costa & Hasui 1992) .

Ao norte da Sinéclise Amazônica em Roraima, na Venezuela e nas Guianas, estas bacias são representadas pelos arenitos Roraima e Sete Quedas, sobrepostos às vulcânicas Surumu/Iricoumé. As vulcânicas são tufos e lavas de composição riodacítica a andesítica, com riolitos subordinados. Os dados radiométricos disponíveis para as vulcânicas Surumu, para os sills e diques de rochas básicas que seccionam os sedimentos Roraima (Suite Intrusiva Pedra Preta) e para os granitos pós-Roraima (Suite Intrusiva Serra do Mel), permitem admitir, no norte de Roraima, uma tectônica de blocos com edificação de *horsts* e *grábens*, erupção de magmas ácidos e intermediários e deposição do Grupo Roraima no intervalo entre 1.9 e 1.8Ga (Bezerra 1984).

Os sedimentos do Grupo Roraima são clásticos de granulação variada, onde se destacam conglomerados ricos em seixos, calhaus e matacões, principalmente de vulcânicas da Formação Surumu. Arenitos ortoquartzíticos são abundantes no grupo, com intercalações de arcóseos, pelitos e camadas de jaspelito e chert na porção média do conjunto. Estas camadas apresentam alto grau de diagênese e mostram feições que sugerem terem sido originadas em ambiente fluvial, deltaico e marinho de águas rasas , segundo Montalvão *et al.* (1984).

O conjunto Gorotire-Cubencranquém (Barbosa 1966) ocorre na região do Rio Xingu e está constituído por quartzo-arenitos, arenitos feldspáticos, siltitos, conglomerados e argilitos, cortados por rochas básicas com idade entre 1.5 e 1.4Ga (Amaral 1974). Estes sedimentos assentam

Figura 2.4 - Painel esquemático mostrando a cronoestratigrafia e as diferentes unidades litoestratigráficas componentes das coberturas proterozóicas do Cráton Amazônico (adaptado de Montalvão et al. 1984; Bezerra 1984; Tassinari et al. 1996; Leal et al. 1978)

sobre vulcânicas de natureza semelhante às vulcânicas Surumu/Iricoumé, denominadas Iriri/Uatumã (Fig. 2.4).

Almeida & Nogueira Filho (1959) denominaram de Grupo Beneficente os arenitos observados no vale dos rios Aripuanã e Dardanelos, preenchendo principalmente o denominado Gráben do Cachimbo (Costa & Hasui 1987). Assentam sobre riolitos, riodacitos, ignimbritos e piroclásticas denominadas de Sequência Vulcânica Teles Pires. Estas vulcânicas produziram uma isócrona Rb-Sr em rocha total de ~1.65Ga e de acordo com Tassinari *et al.* (1996), estão relacionadas a um ambiente de rift continental, recobrando a Província Amazônia Central como uma bacia de *foreland* do Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena.

A sedimentação Beneficente teve início com a deposição de arenitos ortoquartzíticos, conglomerados e arcóseos, seguindo uma unidade média, onde se intercalam arenitos, siltitos, argilitos e dolomitos, às vezes com estruturas estromatolíticas (Montalvão *et al.* 1984), sugerindo incursões marinhas esporádicas sobre a parte sul da Província Amazônia Central no intervalo de 1.6 a 1.4Ga.

O Grupo Caiabis foi denominado por Silva (1980), sendo constituído pelas formações Arinos e Dardanelos, estando condicionado à estrutura denominada Gráben do Caiabis, ao sul do Gráben do Cachimbo. A Formação Arinos é composta por basaltos alcalinos e calci-alcalinos intercalados aos arcóseos da base da Formação Dardanelos e sua idade é balizada por datações K/Ar entre 1.4 e 1.2Ga (Montalvão *et al.* 1984). A Formação Dardanelos (Almeida & Nogueira Filho 1959) foi definida no Rio Aripuanã, nas cachoeiras de Dardanelos e Andorinhas, e é composta por arenitos feldspáticos e arcóseos, conglomerados polimíticos e grauvas vulcânicas, representantes de uma sedimentação eminentemente continental (Bezerra 1984).

Na porção sudoeste do cráton em Rondônia, Mato Grosso e no oriente boliviano, se configura um quadro algo distinto do acima traçado (Fig. 2.5). As supracrustais proterozóicas neste setor, foram compartimentadas em dois grupos por Litherland *et al.* (1986) : (i) o Supergrupo de Xistos San Ignacio (1.8-1.3 Ga) e os Epimetamorfitos Comemoração, de Leal *et al.* (1978), consistindo ambos, de metassedimentos de baixo grau metamórfico, onde predominam xistos, filitos, quartzitos e itabiritos (Teixeira & Tassinari 1984); (ii) os metassedimentos Aguapeí/Sunsas/Pacaás Novos, condicionados ao longo de faixas NW-SE e afetados por dobras e falhas com mesmo trend estrutural. Estes metassedimentos consistem de metaconglomerados, metarenitos, metassiltitos,

Figura 2. 5 - Distribuição das coberturas pré-brasilianas no sudoeste do Cráton Amazônico. FMR : Falha Marechal Rondon; ZCA: Zona de Cisalhamento Aguapeí; FRN: Front Rio Negro FSD: Front San Diablo (modificado de Teixeira & Tassinari 1984; Litherland et al. 1986).

filitos, ardósias e xistos depositados e metamorfizados no intervalo de 1.4-1.1Ga, segundo Tassinari (1978).

As serras de Pacaás Novos e Uopione em Rondônia constituem grábens de direção geral E-W, preenchidos por vulcânicas na base do pacote (Fm. Nova Floresta de Leal *et al.* 1978) e uma seqüência sedimentar no topo (Fm. Palmeiral/Pacaás Novos), constituintes do Grupo Guajará Mirim. As rochas vulcânicas são de composição basáltica e se intercalam na base de uma seqüência composta por conglomerados e arcóseos, depositados em ambiente essencialmente continental. Bahia *et al.* (1995) admitem que a Formação Palmeiral é produto da deposição em ambiente fluvial *braided*, com paleocorrentes dirigidas predominantemente para SW.

O Grupo Aguapeí deve sua denominação à Figueiredo & Olivatti (1974) que identificaram na Unidade Aguapeí uma seqüência tripartite. Souza & Hildred (1980) elevam a seqüência à categoria de grupo, composto pelas formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina. Litherland *et al.* (1986) mapearam a porção boliviana desta bacia, identificando seus principais elementos tectônicos e estratigráficos e denominando os grupos Sunsas, Huanchaca e Vibosi. As coberturas Aguapeí se destacam no cenário regional por representarem as mais jovens supracrustais pré-brasileiras assentadas sobre o Cráton Amazônico, com sua evolução tectônica marcando a cratonização definitiva desta massa continental no limite Meso-Neoproterozóico. Temporalmente, esta bacia representa o documentário dos processos de evolução crustal do sul do Cráton Amazônico no Mesoproterozóico, seu estudo possibilitando a reconstituição dos estágios finais da história de aglutinação do Supercontinente Rodínia (Unrug 1997; Sadowski & Bettencourt 1994, 1996).

2.4. OS TERRENOS DO SUL DA AMAZÔNIA

Os cinturões de montanhas andinótipos localizados nas margens de placas continentais, foram originalmente concebidos como uma resposta uniforme e invariável da litosfera continental ao processo contínuo de subducção da litosfera oceânica. Neste caso, se deveria esperar que estes cinturões exibissem estrutura e geologia consistentes ao longo de toda sua extensão. Entretanto, desde a década de 70, estudos integrados de geologia e geofísica, têm demonstrado que grande parte

das áreas de litosfera continental situada atrás das fossas oceânicas, é composta por uma colagem ou um mosaico de unidades. Estas unidades possuem dimensões variando de umas poucas centenas até milhares de quilômetros quadrados, com geologia e estrutura distintas e diversas, não relacionadas aos regimes de subducção atuais. São conhecidas como Terrenos Suspeitos, Exóticos ou Deslocados e devem esta caracterização ao seu caráter alóctone e ao fato de terem sido acrescidos ao continente em períodos de tempo de longa duração e, em muitos casos, após se deslocarem por grandes distâncias (Coney 1980; Kearey & Vine 1990).

Terrenos são considerados suspeitos porque eles têm paleogeografia desconhecida em relação a miogeoclíneos ou crátons adjacentes. Terrenos suspeitos em cinturões orogênicos são províncias geológicas internamente homogêneas, exibindo feições como a estratigrafia, estrutura, história metamórfica e magmática, faunas, depósitos minerais e assinatura paleomagnética peculiares. Os limites entre terrenos são descontinuidades estruturais que não podem ser explicadas apenas por variações laterais de fácies, mudanças de estilo estrutural ou discordâncias estratigráficas padrão (Williams & Hatcher, Jr. 1983; Zen 1983).

Existem cinco condições geológicas úteis na reconstituição da história de acreção de um terreno composto ou de um grupo de terrenos em uma colagem orogênica. Sequências de recobrimento, plutões de costura, colagem metamórfica, vínculo de proveniência e geohistória (Howell 1989). De particular interesse neste estudo, as sequências de recobrimento se acumulam em sítios deposicionais implantados sobre a sutura entre dois ou mais terrenos juxtapostos tectonicamente. Neste sentido, as sequências de recobrimento constituem marcadores cronoestratigráficos, ou seja, horizonte sedimentar que recobre em *onlap* os terrenos acrescidos, datando a idade mínima do amálgama (Fig. 2.6). O conceito de terrenos é claramente expresso para a Cadeia Cordilheirana do oeste dos EUA, onde 70% do orógeno é constituído por terrenos suspeitos. Muitas destas províncias geológicas são certamente alóctones em relação ao continente norte-americano e parecem ter sido removidos de domínios distantes no Oceano Pacífico, antes da colisão e acreção à margem cordilheirana, principalmente no Mesozóico e início do Cenozóico (Coney *et al.* 1980).

A colisão entre o cráton arqueano da Índia e a margem sul da Eurásia no Terciário Inferior, ilustra de modo claro a acreção de arcos vulcânicos e fragmentos continentais. A acreção da Índia foi um evento catastrófico registrado a nível planetário. No Pacífico, uma fase de reorganização

Figura 2.6- Diagrama hipotético de acreção de terrenos, mostrando exemplos de um plutão de costura (datando a amalgamação dos terrenos A e B), uma sequência de recobrimento (registrando a acreção do terreno composto A+B com o terreno C, colagem metamórfica (registrando a última época em que os terrenos D e E podem ter-se amalgamado e vínculo de proveniência, indicando quando os terrenos exóticos foram justapostos aos terrenos continentais D e E. Notar que tipos similares de rochas de mesma idade em diferentes terrenos, não constituem evidência de que os terrenos eram contíguos (modificado de Howell 1989).

tectônica da placa oceânica em 43Ma, registrada pelo abrupto encurvamento da cadeia de montes oceânicos Hawai-Emperor, parece estar ligada a esta colisão. No Atlântico Norte à mesma época, a cadeia meso-oceânica deslocou-se do mar de Labrador para a Crista Reykjanes a leste da Groelândia. A maioria dos arcos vulcânicos do Pacífico iniciaram seu desenvolvimento há cerca de 50Ma (Tonga, Marianas). A absorção da Índia pela Eurásia é acomodada através de três expressões cinemáticas: encurtamento intracontinental por dobramento e cavalgamento; expulsão de material continental em direção a leste e oeste da cunha da Índia; subducção do tipo A, duplicando a espessura da crosta continental. A margem sul da Eurásia é composta por numerosos terrenos registrando eventos de acreção durante o fechamento de vários oceanos tethyanos, separados por zonas de sutura reativadas como falhas transcorrentes durante a colisão (Howell 1989).

A aplicação pioneira do conceito de terrenos suspeitos em áreas pré-cambrianas na América do Sul e Brasil é relativamente recente (e.g. Ramos 1988; Fragoso Cesar 1990; Fragoso Cesar & Machado 1997). Na área de estudo, os dados de mapeamento geológico, petrografia, geoquímica, geofísica e geocronologia disponíveis até o presente momento, permitem compartimentar o embasamento do Aulacógeno Aguapeí em cinco grandes blocos tectônicos principais. Estas entidades são caracterizadas por homogeneidade interna, continuidade em sua estratigrafia, estilo tectônico, história geológica e são limitados por descontinuidades fundamentais a nível da crosta terrestre: i) **TERRENO SAN PABLO**; ii) **TERRENO PARAGUA**; iii) **TERRENO RIO ALEGRE** e iv) **TERRENO SANTA HELENA** v) **TERRENO JAURU** (Fig. 2.7). Neste sentido, a Bacia Aguapeí representa uma típica Sequência de Recobrimento, constituindo o primeiro *marker* estratigráfico comum a todos os terrenos, recobrando-os indistintamente e estabelecendo a idade mínima de sua acreção. No modelo evolutivo aqui formulado, o Terreno San Pablo é o único não recoberto pela sequência Aguapeí, visto sua acreção à Amazônia ter-se efetivado durante a Orogênese Colisional Sunsas (~1.0Ga). A constituição destes conjuntos petrotectônicos, a interpretação de sua possível natureza em termos genéticos e sua história de acreção ao Cráton Amazônico, é o que será tratado a seguir.

Zonas de Cisalhamento
C: Cabaçal; IL: Indiaval-Lucialva
A: Aguapeí; SC: Santa Catalina
R: Remancito; SD: San Diabo;
RM: RioMercedes; P: Penha

Limite aproximado do Terreno Rio Alegre

Localização do mapa
da figura 2.14

Unidades Pós-Sunsas

Figura 2.7 - Esboço tectônico do sul do Cráton Amazônico mostrando a localização e constituição geral das principais unidades tectônicas e estratigráficas do embasamento do Aulacógeno Aguapeí..

2.4.1. O Terreno San Pablo

A *Serrania Pedregosa*, reflexo em superfície de uma zona de cisalhamento curvilínea a sul do escudo pré-cambriano da Bolívia, representa o limite entre o Terreno San Pablo, a sul, e as unidades do embasamento do Terreno Paragua (Lomas Maneches, Chiquitania e San Ignacio), a norte. A Zona de Cisalhamento San Diablo (Rizzotto & Silva 1997; *San Diablo Front* de Litherland *et al.* 1986; *Zona de Enderezamiento San Diablo* ou *San Diablo Straightening Zone* de Pitfield *et al.* 1979) consiste em uma zona com mais de 5km de largura marcada por fortes lineamentos fotogeológicos e envolvendo metassedimentos (milonitos?) alinhados, tais como a Faixa de Xistos San Diablo. A oeste possui uma orientação ENE, com componente horizontal regional mostrando cinemática sinistral. Sua orientação muda então para E-W e separa gnaisses paraderivados ao sul do Complexo Granulítico a norte, sugerindo uma componente normal com a lapa situada a sul da zona de cisalhamento. A leste, sua orientação passa a SE e, em sua continuidade, possivelmente se encontra com o alinhamento Aguapeí (Litherland *et al.* 1986).

A sul do *Front San Diablo* se desenvolve uma área gnaissica pobremente exposta e em algumas partes virtualmente inacessível, o que torna o Terreno San Pablo o menos estudado dos aqui discutidos. Os gnaisses San Diablo (Litherland *et al.* 1986) ou Grupo Metassedimentar e Paragnaisses Aventura (Pitfield *et al.* 1979) é composto em sua seção tipo por paragnaisses a plagioclásio e granitóides, quartzitos, xistos micáceos e filitos. Os xistos micáceos apresentam aspecto psamítico, feldspatizados localmente, dando origem a porfiroblastos tanto de plagioclásio quanto de K-feldspatos, mas sem evidências de fusão parcial. Outros tipos litológicos registrados nesta unidade são: biotita-gnaisses blastomiloníticos de composição adamelítica com 4-5% de biotita verde oliva e quase 1% de epidoto; xisto filítico com biotita e sericita, localmente granatíferos, dobrados com quartzitos micáceos ou bandas meta-arcósicas.

Em todos os afloramentos é registrada uma foliação orientada SSE com mergulho consistente de ~50° para sul e uma forte e persistente lineação mergulhando para W ou WSW. Não se dispõem de dados radiométricos para este conjunto litológico, admitindo-se contudo, uma idade mais jovem e um nível estrutural mais alto do que os Granulitos Lomas Maneches. Estas rochas mostram feições petrológicas que permitem considerá-las como derivadas de protólitos

representados por uma sucessão de pelitos e pelitos arenosos, grauvas e arenitos vulcanoclásticos (Pitfield *et al.* 1979).

O Terreno San Pablo é afetado pelo desenvolvimento de corpos granitóides, cujas idades K/Ar e relações de campo indicam sua geração durante o intervalo 1.0-0.95Ga (Ciclo Orogênico Sunsas de Litherland *et al.* 1986). O Granodiorito Nomoca é composto por uma suite granitóide com granodioritos e subordinadamente monzonitos e trondhjemitos. O Granodiorito San Pablo é um corpo pós-cinemático de biotita granodiorito médio, com plagioclásio An₄₀ e pequenas quantidades de hornblenda substituindo hiperstênio, indicando um enderbito original. Uma fase marginal da intrusão compreende quartzo-hornblenda microdiorito, com textura porfirítica formada por fenocristais euédricos de plagioclásio e anortoclásio. Na auréola de contato dos plagioclásio-biotita-gnaisses Aventura encontram-se pequenas granadas e regressão local de silimanita a cianita (Litherland *et al.* 1986).

A constituição do embasamento do Terreno San Pablo (paragnaisses e xistos), a natureza calci-alcalina das intrusivas graníticas relacionadas ao Cilco Sunsas, diversa da granitogênese em outros setores do Cinturão Sunsas, e a importante descontinuidade tectônica representada pela Zona de Cisalhamento San Diablo, justapondo rochas de diferentes composições e graus metamórficos (Lomas Maneches X Aventura), permitem interpretar esta entidade tectônica como um possível fragmento de um arco magmático andinótipo amalgamado ao Terreno Paragua em torno de 1.0Ga (Orogenia Sunsas) (Saes & Frago Cesar 1994; 1996).

2.4.2. O Terreno Paragua

Esta entidade tectônica constitui grande parte do escudo pré-cambriano da Bolívia. Está composto por um embasamento paleoproterozóico no qual se destacam rochas granulíticas (Complexo Lomas Maneches), gnáissicas (Complexo Chiquitania) e supracrustais essencialmente meta-sedimentares (Supergrupo de Xistos San Ignacio), afetados por intensa granitogênese calci-alcalina no Mesoproterozóico (Batólito Pensamiento). A denominação de Terreno Paragua aqui adotada corresponde parcialmente ao Cráton Paragua, conforme definido por Litherland & Bloomfield (1981), Litherland *et al.* (1986), Menezes *et al.* (1993) Bezerra (1996) ou ao Bloco Paragua de Sadowski e Bettencourt (1996).

2.4.2.1. Os Complexos Chiquitania e Lomas Maneches

Sob a denominação de Complexo Gnaissico Chiquitania, Litherland *et al.* (1986) definiram no escudo boliviano “uma suíte de gnaisses quartzo-feldspáticos, micáceos, bandados, desprovidos regionalmente de hiperstênio e cordierita metamórficos”. Constituem este complexo gnaisses que os autores consideraram derivados dos xistos San Ignacio (divisão B) e aqueles admitidos como estratigraficamente mais antigos (divisão A) .

Os gnaisses da divisão B são principalmente paragneises ligados geneticamente aos xistos adjacentes, como exemplificado no Cinturão Nuflo de Chavez, onde metapsamitos da unidade arcoseana basal do cinturão de xistos, passam a gnaisses feldspáticos com biotita e a gnaisses granitóides . Os gnaisses retêm horizontes calco-silicáticos diagnósticos e com uma assembléia mineralógica típica, constituída por quartzo, microclíneo, andesina, diopsídeo e epidoto, com ou sem hornblenda, granada, calcita e biotita, associando-se localmente a anfíbolitos.

Os gnaisses da divisão A dominam a porção mais interna da área, mostram grau metamórfico mais alto, com o desenvolvimento de migmatitos indicativos de condições metamórficas mais hidratadas, acompanhadas de fusão parcial. A transição para o Complexo Granulítico é marcada pelo aparecimento de bandas contendo hiperstênio ou cordierita metamórficos, porém sem significativa mudança de composição e características gerais dos gnaisses. A mineralogia consiste de feldspato alcalino, oligoclásio-andesina, quartzo e biotita, com zircão, opacos, esfeno, apatita e alanita acessórios. A ocorrência de muscovita e granada ou o aparecimento de bandas hornblenda-gnaisses e quartzitos é localizada.

No Complexo Granulítico Lomas Maneches, Litherland *et al.* (1986) incluíram rochas granoblásticas portadoras de hiperstênio e granulitos não hiperstênicos, com mineralogia provavelmente estável na fácies granulito, tais como cordierita granulitos, granulitos calco-silicáticos e quartzo-feldspáticos (leptitos).

Algumas partes do Complexo foram descritas como Grupo de Granulitos Lomas Maneches, principalmente nas áreas em que os granulitos formam maciços (Lomas Maneches e Carmen de Ruiz). É considerada a unidade estrutural inferior do embasamento metamórfico, sendo exposta ao longo do traço de anticlinórios hipotéticos, relacionados à orogênese San Ignacio. É constituído por

uma seqüência fortemente inclinada de intercalações de gnaisses e leptitos dos tipos K-feldspato e plagioclásio, com bandas de charnoquitos, hiperstênio granulitos enderbíticos e básicos, granulitos não hiperstênicos básicos e silimanita-cordierita-granulitos. Subordinadamente inclui litologias como quartzitos, mica-xistos, anfíbolitos, anortositos, epidositos, biotita-silimanita-granada-xistos e granulitos e granada-plagioclásio-granulitos.

Uma isócrona Rb/Sr de referência obtida para o Complexo Lomas Maneches forneceu o valor de 1961Ma como idade mínima, correspondendo ao Ciclo Transamazônico em território brasileiro.

2.4.2.2. O Supergrupo de Xistos San Ignacio

O Supergrupo de Xistos San Ignacio aflora sob a forma de cinturões discretos, compostos por quartzitos, metapsamitos feldspáticos, xistos micáceros ou filitos com unidades ferruginosas, calco-silicáticas, metavulcânicas ou grafitosas subordinadas. Estes cinturões exibem contatos transicionais com o Complexo Gnássico na parte sul do escudo boliviano ou ocorrem como megaxenólitos ou tetos pendentes sobre o Complexo Granitóide Pensamiento na porção norte. Não são considerados como verdadeiros análogos dos “*greenstone belts*” arqueanos clássicos, por serem quase certamente mais jovens, principalmente metassedimentares e mostrarem uma variedade de formas individuais devidas ao redobramento de núcleos sinformais durante uma ou mais orogêneses (Litherland *et al.* 1986).

A sua subdivisão, baseada no estudo de áreas selecionadas, inclui: (a) uma unidade basal arcósica (2000-3000m de espessura com calco-silicáticas subordinadas) ; (b) uma unidade intermediária pelítica (2000-3000m de espessura, com unidades ferruginosas e grafitosas, principalmente filitos e xistos, sills e metavulcânicas máficas e calco-silicáticas junto à base) ; (c) uma unidade quartzítica superior (2000-3000m de espessura, com conglomerados e unidades grafitosas em direção à base).

A seqüência San Simon (Fig. 2.8) é composta por cerca de 3000m de litarenitos, sublitarenitos e sub-grauvacas, intercalando em vários níveis quartzitos, quartzo-grauvacas, subarcóseos e grauvacas feldspáticas, siltitos, argilitos e para e ortoconglomerados. O baixo grau

Figura 2.8 – Seções colunares esquemáticas mostrando a sucessão litológica essencialmente sedimentar do Supergrupo de Xistos San Ignacio na Serra de San Simon . Localização na figura 2.5 (modificado de Litherland et al. 1986).

Estratificação cruzada festonada de pequena escala com superfícies basais marcadas por concentrações de minerais pesados em quartzitos da Formação Colorado

Estruturas de sobrecarga de pequena escala na base de camada arenosa, induzida por deformação de de camada pelítica subjacente

Estratificação cruzada tabular em metassubgrauvaca seixosa da Formação Bonanza

Figura 2.9 - Estruturas sedimentares mais comuns e direções das paleocorrentes do Supergrupo de Xistos San Ignacio, na Serra de San Simon (Modificado de Litherland et al. 1986)

metamórfico permite a preservação de estruturas sedimentares como estratificações cruzadas tabulares e festonadas, laminações cruzadas em pelitos, gradação das lâminas frontais das estratificações cruzadas, estruturas de escorregamento e fragmentos pelíticos intraformacionais (Litherland *et al.* 1986), feições fortemente sugestivas de contexto deposicional de águas rasas. As estruturas sedimentares primárias indicam deposição por paleocorrentes predominantemente de norte e leste (Fig. 2.9).

A fração lítica dos litarenitos inclui um conteúdo vulcânico substancial, sendo reconhecidos clastos de felsitos, granófiros, quartzo pórfiro e vulcânicas intermediárias a máficas. E jaspilitos. As litologias descritas por Leal *et al.* (1978) para as vulcânicas Roosevelt, aflorantes cerca de 200km a norte da Sequência San Simon, apresentam forte correlação com os fragmentos mais comuns dos litarenitos. Tal fato levou Litherland *et al.* (1989) a admitir que as bacias San Ignacio receberam material do Cráton Amazônico soerguido, estabelecendo assim um vínculo de proveniência (Fig. 2.6), indicando que o Terreno Paragua deve ter-se justaposto à Amazônia após 1.6Ga e, a julgar pela idade admitida para estas supracrustais, o amálgama é anterior a 1.3Ga. Alternativamente, este conteúdo de minerais e fragmentos indicativos de fontes vulcânicas pode representar a erosão da pilha vulcânica calci-alcalina, expressão subaérea do magmatismo granítico do Batólito Pensamiento.

Rochas verdadeiramente metavulcânicas são raras nos cinturões de xistos bolivianos, destacando-se as lavas basálticas porfiríticas e amigdaloidais da Formação La Honda do cinturão Nuflo de Chaves . Nos cinturões Guarayos, San Ignacio e Cristal, a monótona sequência pelito-psamítica é localmente interrompida por rochas intrusivas máficas e ultramáficas metamorfasadas, sendo as rochas originais admitidas como peridotitos, noritos, troctolitos e gabros (Litherland *et al.* 1986).

2.4.2.3. O Batólito Pensamiento

O embasamento metamórfico do Terreno Paragua foi afetado por intensa granitogênese constituindo uma área de aproximadamente 50.000 km² de afloramentos do grande “mar” de granitos denominado por Litherland & Klinck (in Litherland *et al.*, 1986) de Complexo Granitóide Pensamiento, composto por granitos plutônicos e subvulcânicos, com sienitos, granodioritos,

tonalitos, trondhjemitos e dioritos subordinados, sin a pós-cinemáticos com relação à Orogênese San Ignacio (1400-1280 Ma.).

Os granitóides sin a tardi-cinemáticos são predominantemente hornblenda-biotita monzogranitos foliados e biotita sieno a monzogranitos com foliação incipiente e xenólitos variados. Complexos granofíricos são parte importante do Batólito Pensamiento, formando corpos tabulares a lenticulares (Piso Firme, Cerro Blanco, San Simon de Guarayos), consistindo de três tipos litológicos principais, gradacionais entre si pelo aumento progressivo da granulometria: pórfiros quartzo-feldspáticos granofíricos, granófiros e sieno-granitos.

Granitóides tardi a pós-cinemáticos exibindo contatos abruptos com as encaixantes (San Cristobal, Porvenir, Tres Picos, Orobayaya e Diamantina) são biotita-hornblenda-monzogranitos. O Complexo Alcalino El Tigre constitui-se de nordmarquitos compostos por quartzo em pequenas quantidades (0-5%), pertita, plagioclásio e clinopiroxênio, normalmente envolvido por hornblenda secundária, com opacos, esfeno, apatita e zircão como acessórios. Rochas nefelínicas (pulaskitos), traquíticas e diques de quartzo-sienitos e monzonitos são também registrados.

Os granitos mais antigos do Batólito Pensamiento são considerados granitos anatóticos, autóctones de alojamento profundo e os granitos mais tardios são interpretados como granitos pós-tectônicos, alóctones e de alojamento mais raso, precursores dos complexos acamadados de nordmarquitos. O alto teor em sílica (70-77%), indicando uma fonte rica em SiO₂, os megacristais de K-feldspatos em quase todos os granitóides e a escassez de granitóides ricos em plagioclásio, são aspectos que sugerem a semelhança do Batólito Pensamiento com granitos do tipo S, aqueles derivados de fonte sedimentar. Outras feições como o predomínio de biotita-hornblenda granitos, a presença de xenólitos ou restitos dioríticos ricos em biotita e a presença de esfeno e alanita, favorecem, por outro lado, uma origem a partir de material ígneo pré-existente (Tipo I).

Um grande volume de datações K/Ar em biotitas (Florida, San Cristobal, Padre Eterno) constituem um agrupamento em 1.3Ga, idade consistente com várias isócronas Rb/Sr que fornecem idades entre 1391 ± 70Ma (R.I.= 0.704) e 1.283 ± 43Ma (R.I.= 0.7058) (Litherland *et al.* 1986).

2.4.2.4. Granitóides, migmatitos e pegmatitos relacionados ao Ciclo Sunsas

No final do Mesoproterozóico, a porção sul do Terreno Paragua foi afetada pelo desenvolvimento de corpos graníticos envolvidos por campos de migmatitos e cortado por discretos corpos de pegmatitos (alguns destes apresentando interesse econômico), admitidos por Litherland *et al.* (1986) como relacionados ao Ciclo Sunsas pelos seguintes critérios:

- a) agrupamento compacto de idades K/Ar em torno de 1.0Ga, tornando improvável que sejam granitos mais antigos isotopicamente rejuvenescidos. Apenas um granito (Casa de Piedra) foi datado pelo método Rb/Sr em 1005 ± 12 Ma;
- b) associação dos granitóides sin a tarditectônicos com estruturas geradas no Ciclo Sunsas, como as principais zonas de cisalhamento ou migmatitos discordantes atribuídos ao Ciclo Sunsas;
- c) truncamento das estruturas Sunsas pelos granitóides tardi a pós-tectônicos .

Os granitóides sin a tardicinemáticos mostram uma tendência à elongação segundo a direção WNW das principais zonas de cisalhamento relacionadas à orogênese Sunsas. Em sua maioria são biotita-muscovita sienogranitos de grão médio a grosso com megacristais de K-feldspatos bem desenvolvidos. Admite-se que estejam relacionados à fusão friccional e anatexia local ao longo dos cisalhamentos Sunsas, alguns deles, como o Santa Catalina e Las Palmas afetando o embasamento granulítico.

Os granitóides tardi a póscinemáticos tendem a ser corpos ovóides ou lenticulares, de composição principalmente biotita monzogranitos de granulação média a grossa. Podem apresentar localmente megacristais de K-feldspato e foliação marginal ou cisalhamento. Apresentam abundantes xenólitos e os contatos com as encaixantes são abruptos, gerando auréolas cornubianíticas com formação de porfiroblastos de andaluzita e cordierita em metapelitos. Estes granitóides também afetam as encaixantes como enxames de diques pegmatíticos e aplíticos, feições indicativas de nível crustal mais alto e alojamento mais móvel que os granitos anatéticos e migmatíticos da fase sincinemática.

O reconhecimento dos migmatitos do Ciclo Sunsas é baseado em sua relação discordante com a estrutura estromática concordante dos migmatitos gerados durante a orogenia San Ignacio, os quais se tornam um novo paleossoma. Os migmatitos Sunsas se desenvolvem ao longo de discretas seqüências de cisalhas verticais conjugadas, as quais não são conspícuas em todo o Terreno Paragua

fora do limite norte do Orógeno Sunsas. São reconhecidos vários estágios de migmatização até a total reabsorção e transformação em granitóides homogêneos.

Os cinturões de xistos San Ignacio nos domínios do Orógeno Sunsas são cortados por corpos pegmatíticos, relacionados ao Ciclo Sunsas com base em relações de campo e dados K/Ar. Evidência adicional de sua relação com o Orógeno Sunsas é sugerida pela sua completa ausência nos cinturões de xistos em que não se constata a história tectono-metamórfica Sunsas, a norte dos *fronts* Rio Negro e Santa Catalina. A grande maioria dos pegmatitos têm composição simples com quartzo, K-feldspato e muscovita como minerais essenciais, com turmalina, plagioclásio, biotita, granada e magnetita como acessórios. Os pegmatitos complexos contêm pequenas quantidades de um ou mais minerais como berilo, tantalita, columbita, cassiterita, monazita, scheelita, topázio e fluorita.

As feições relacionadas ao magmatismo que afeta a parte sul do Terreno Paragua durante o Ciclo Sunsas são fortemente sugestivas de ambientes colisionais (Pitcher 1982). Estas incluem: granitos sintectônicos sob a forma de *sheets* concordantes com a foliação das encaixantes e características mineralógicas de granitos de fusão crustal; associação com migmatitos e pegmatitos portadores de B, Be, W, F, Nb, Sn, e Ta; granitos pós-tectônicos formando pequenos stocks, composicionalmente análogos aos anteriores e com altas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, sugestivas de uma gênese a partir de fusão crustal (Saes & Fragoso Cesar 1994).

2.4.3. O Terreno Rio Alegre

Esta denominação corresponde à estreita faixa de metavulcânicas, intrusivas básicas e ultrabásicas metamorfizadas e metassedimentos químico-exalativos (BIF), que se propaga com direção N20W, através do assoalho da Zona Central do Aulacógeno Aguapeí desde a fronteira com a Bolívia, onde é encoberta pelos sedimentos do Pantanal Matogrossense, aflorando esporadicamente como morros isolados nos pantanais do Alto Guaporé (Fig. 2.7). A leste limita-se com o Terreno Santa Helena por falhamentos inversos com sentido de transporte SW-NE e a oeste seus limites são marcados por importantes faixas miloníticas que o separam de gnaisses e rochas granitóides, expostas precariamente no alto curso dos rios Alegre e Aguapeí.

2.4.3.1. Constituição geológica

Figueiredo *et al.* (1974) fizeram a primeira referência e cartografaram no Projeto Alto Guaporé as rochas gabróicas anfibolitizadas, anfibolitos e serpentinitos que assomam na depressão dos rios Alegre e Aguapeí. Englobaram estas ocorrências na unidade informal Intrusivas Básico-Ultrabásicas, correlacionando-as ao Gabro de Indiauí e às vulcânicas máficas dos vales do Jauru e Cabaçal.

Na região de Comodoro, noroeste de Mato Grosso, os corpos máfico-ultramáficos do Morro Sem Boné e Morro do Leme são há muito tempo conhecidos, aflorando como maciços rochosos em *inselbergs* destacados das planícies cenozóicas do Pantanal do Alto Guaporé (Gouvêa & Gouvêa 1980; Nunes 1995). Constituem corpos alongados N-NW, intensamente serpentinizados. Em algumas amostras, é possível reconhecer cristais primários de olivina cúmulus e ortopiroxênio intercúmulus, com cromita e magnetita como acessórios. Níveis ricos em sulfetos são comuns, tanto disseminados como preenchendo fraturas no serpentinito, contendo calcopirita, pirrotita e pirita. Nestes maciços são também registradas reservas de cerca de uma dezena de milhões de toneladas de minério de níquel residual (tipo garnierítico), com teor médio de 1,4% de Ni (Angeli *et al.* 1997).

Na borda oriental da Serra do Salto do Aguapeí, Barros *et al.* (1982), descreveram um corpo serpentinitico como integrante da Suite Intrusiva Rio Alegre, denominação então cunhada para referir-se ao conjunto de plutonitos já anteriormente mencionado por Figueiredo *et al.* (1974) sob a denominação informal de Intrusivas Básico-ultrabásicas. Aqueles autores atribuem a idade de 1250Ma como a provável idade de formação da Suite.

Ferreira & Bizzi (1985) identificaram gabros, noritos, olivina-noritos, leucogabros e anortositos na região do vale do Alegre, aventando a possibilidade desta associação estar vinculada a complexos máfico-ultramáficos estratiformes.

Moraes & Makhoul (1986) em trabalho de mapeamento de semidetalhe (1:50.000) da região da Serra do Salto do Aguapeí, propuseram a denominação de Sequência Vulcano-sedimentar Rio Alegre para a associação supracrustal presente no vale do rio homônimo.

Menezes *et al.* (1991) denominaram de Complexo Granulítico Anfibolítico de Santa Bárbara um conjunto de granulitos básicos a intermediários, justapostos tectonicamente a anfibolitos

em afloramentos esparsos no vale do Rio Alegre. Caracterizam os anfíbolitos do ponto de vista geoquímico e assinalam uma derivação a partir de toleitos com padrão de ETR compatível com basaltos de assoalhos oceânicos modernos N-MORB, ou com o dos arcos insulares imaturos. Estas rochas fortemente deformadas e transpostas podem representar, na opinião dos autores, remanescente de uma paleossutura similar àquelas desenvolvidas em ambientes colisionais fanerozóicos. Quanto à idade, é referida uma datação K/Ar nos anfíbolitos acusando um valor aproximado de 1330Ma, compatível com o principal evento tectono-termal caracterizado na Folha Pontes e Lacerda.

Matos (1994), estudando a região do Rio Alegre, refere-se a metavulcânicas máficas, lavas e tufo dacítico/ riodacíticos e metassedimentos clásticos e químicos, aos quais se associam intrusivas representadas por metagabros, piroxenitos e serpentinitos. Aplica ao conjunto supracrustal a denominação de Sequência Vulcano-Sedimentar Rio Alegre, adotando a proposição de Moraes & Makhoul (1986). Esta sequência é subdividida pelo autor nas formações Minouro (vulcânicas básicas metamorfizadas na fácies xistos verdes), Santa Isabel (metavulcânicas/piroclásticas de composição ácida a intermediária como lavas e tufo de composição dacítica e riodacítica) e São Fabiano (rochas metassedimentares clásticas, químicas e metavulcanoclásticas). As rochas intrusivas são descritas como componentes corpos diferenciados de tendência toleítica, incluindo peridotitos, harzburgitos, gabros e leucogabros. Os serpentinitos da borda oriental da Serra do Salto do Aguapeí evoluíram pelo metamorfismo de dunitos, peridotitos e harzburgitos com texturas cumuláticas de granulação grossa. Cromita acessória e olivina representam as fases cúmulus e principalmente orto e clinopiroxênio, as fases intercúmulus.

Matos & Schorcher (1997) caracterizaram a tendência geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar Rio Alegre, identificando toleitos variando de ricos em Mg e Fe a basaltos, andesitos, dacitos e riodacitos subalcalinos, transicionais para cálcio-alcalinos. Sob o ponto de vista geotectônico, ressaltam para estas efusivas características de magmatismo de fundo oceânico em bacias de retro-arco, constituindo uma associação do tipo *greenstone belt*, equivalente e possível continuação regional do *Greenstone Belt* arqueano do Alto Jauru de Monteiro *et al.* (1986).

A associação dos tipos litológicos descritos no Terreno Rio Alegre e sua distribuição, permitem interpretá-lo como um complexo ofiolítico, com as rochas metavulcânicas máficas documentando a cobertura vulcânica da crosta oceânica. Os gabros, piroxenitos e serpentinitos

representam fragmentos da crosta oceânica plutônica inferior e manto. Os depósitos das Formações Santa Isabel e São Fabiano de Matos (1994) (metavulcânicas e piroclásticas ácidas e metassedimentos clásticos e químicos), são provavelmente remanescentes de bacias de antearco, situadas entre a fossa na qual era consumido o mar Rio Alegre e o arco magmático estabelecido na borda do Terreno Paragua a WSW, o Arco Pensamiento.

2.4.3.2. Estrutura geofísica do Terreno Rio Alegre

A investigação geofísica na região do Alto Guaporé remonta aos trabalhos de aerogeofísica regional da Prospec/CPRM/DNPM (1978) (magnetometria e gamaespectrometria) que culminaram com a definição de uma cadeia de anomalias com altos gradientes magnéticos, propagando-se na direção NW com extensão de aproximadamente 300 km em Mato Grosso. Cultrin *et al.* (1991) interpretaram os dados aeromagnéticos de doze cartas 1:50.000 do Projeto Cabaceiras do Alto Guaporé, abrangendo a região do interflúvio Alegre/Aguapeí, identificando anomalias magnéticas de grande amplitude, bipolares e isoladas, atribuídas à ocorrência de corpos básico-ultrabásicos sotopostos aos aluviões da Formação Guaporé (Fig. 2.10).

Menezes *et al.* (1993) executaram levantamentos terrestres gravimétricos, cintilométricos e magnetométricos, visando o detalhamento geofísico das anomalias aeromagnéticas na Folha Pontes e Lacerda. Com base nestes dados, propõem a existência de uma “rampa de subducção com movimento descendente de SW para NE, envolvendo uma crosta mais densa e delgada de característica oceânica a SW (Cráton Paragua de Litherland *et al.* 1982) e o Cráton Amazônico a NE, este apresentando marcante espessamento crustal e assinatura gravimétrica de crosta tipicamente continental”. Por outro lado, correlacionam a distribuição do Grupo Aguapeí à linha de junção destes dois fragmentos crustais.

Bezerra (1996) descreveu a notável diferenciação do padrão da anomalia Bouguer exibida pelos terrenos pré-cambrianos mapeados na Folha Pontes e Lacerda. A principal feição delineada nesta área se desenvolve longitudinalmente no sentido NW-SE, acompanhando o relevo serrano da faixa metassedimentar do Grupo Aguapeí e delimitando um lineamento a partir do qual o padrão gravimétrico diverge. A oeste do mesmo, os valores Bouguer crescem progressivamente

Figura 2.10 - Distribuição das morfoestruturas do Grupo Aguapeí na região do Alto Guaporé e sua correlação com as anomalias aeromagnéticas que marcam o alinhamento do Terreno Rio Negro sotoposto. Localização dos perfis gravimétricos nas folhas Pontes e Lacerda (1,2,...) e Santa Bárbara (AB,CD,DE). Modificado de Menezes et al. (1993).

configurando uma zona de gradiente de direção NW e variação lateral de 2 mGal/km. Sua largura chega a 30km e encerra magnitudes de 8.0 mGal nos terrenos granulíticos do extremo SW. Para leste da faixa Aguapeí o gradiente é menos acentuado, o contorno gravimétrico mostra padrão sem direção preferencial, as curvas são mais espaçadas e suas intensidades diminuem gradativamente chegando a -60.0 mGal sobre as áreas graníticas da Suite Intrusiva Guapé no limite NE da folha. Bezerra (1996) admite a atuação de uma tectônica dúctil-rúptil sobre o Grupo Aguapeí, que lhe impôs deformações de cisalhamento de alto ângulo, resultado de processos localizados que geraram um cinturão estreito e linear, posicionado em estreita relação espacial com o *trend* gravimétrico. Apresenta um modelo de evolução geológica envolvendo a atuação de mecanismos de subducção e colisão de blocos crustais. A força propulsora da subducção advém da existência de contraste lateral de densidade, evidenciado pela diferenciação no padrão e intensidades das anomalias Bouguer entre os compartimentos litológicos constituídos pelo Cráton Amazônico e Cráton Paragua.

No presente trabalho foram executados perfis gravimétricos na folha de Santa Bárbara, investigando a continuidade para sul deste segmento geofisicamente anômalo e vinculando sua localização geográfica aos dados geológicos levantados por diferentes autores (Figueiredo *et al.* 1974; Matos 1994; Pinho 1990) (Fig. 2.11). Topograficamente a região se caracteriza por monótonas colinas e cerros esculpidos sobre o Granito-gnaiss Santa Helena, por cristas alinhadas N20W correspondendo aos metapsamopsefitos da Formação Fortuna e pela depressão dos vales do Alegre e Aguapeí, esculturada principalmente sobre gabros, basaltos, gnaisses e stocks graníticos

Os perfis obtidos apresentam claramente um par anômalo positivo-negativo, com amplitude de 40mgal (pico a pico), cujo eixo coincide grosseiramente com a Zona de Cisalhamento Aguapeí. Assinaturas gravimétricas semelhantes foram identificadas em zonas de sutura entre paleoplacas no Escudo Canadense por Gibb *et al.* (1983). Os dados gravimétricos regionais confirmam o contraste lateral de gravidade entre as rochas graníticas a leste, constituindo o batólito Santa Helena, marcado por anomalia negativa, ausência de direções preferenciais e uniformidade dos valores medidos. As supracrustais do Grupo Aguapeí, expostas nas serras do Pau a Pique, Salto do Aguapeí e Serrinha se caracterizam gravimetricamente pelo desenvolvimento de um gradiente positivo da ordem de 3mgal/Km, culminando com a anomalia positiva nos domínios do Terreno Rio Alegre (Figs. 2.12 e 2.13)

Figura 2.11 - Esboço geológico de parte das folhas Pontes e Lacerda e Santa Bárbara, com destaque para a Zona de Cisalhamento Aguapeí, limitando as rochas graníticas do Batólito Santa Helena a leste e a associação de gabros, metabasaltos e metassedimentos do Terreno Rio Alegre a oeste. Os perfis gravimétricos e geológicos AB-BC-CD-DE estão representados nas figuras 2.12 e 2.13 (Compilado e modificado a partir de Moraes & Makhoul 1986, Menezes et al. 1991 e Matos 1994).

Legenda

Figura 2.12 - Perfis geológicos e gravimétricos transversais à Zona de Cisalhamento Aguapeí na região das serras do Cágado e Pau a Pique, Folha Santa Bárbara. Localização dos perfis na figura 2.11.

Legenda

GRUPO AGUAPEÍ

Tonalitos/granitos

Metabasaltos

Gabros

Serpentinílos

Fm. Vale da Promissão

Fm. Fortuna

Granito-gnaisse
Santa Helena

Falhas de empurrão

Figura 2.13 - Perfis geológicos e gravimétricos transversais à Zona de Cisalhamento Aguapeí na região das serras do Pau a Pique e Salto do Aguapeí, Folha Santa Bárbara. Localização dos perfis na figura 2.11.

Este comportamento geofísico, associado ao sentido de transporte tectônico (falhas e dobras inversas com vergência para NE), sugerem o consumo de litosfera oceânica em uma rampa mergulhando para SW, por sob as associações constituintes do Terreno Paragua. A assembléia de basaltos, formações ferríferas bandadas, gabros e serpentinitos, aflorante ou indicada pelos dados geofísicos, componentes do Terreno Rio Alegre, está justaposta por cavalgamento e/ou deslocamentos laterais sobre o Granito-gnaiss Santa Helena, sugerindo que sua colocação se deu pelo processo de obducção, conforme preconizado por Coleman (1971). A associação litológica, a linearidade de suas ocorrências, o estilo estrutural e seu posicionamento geotectônico separando terrenos de naturezas geológicas distintas (Santa Helena e Paragua), sugerem que o Terreno Rio Alegre constitui uma associação de rochas representativa de crosta oceânica, tectonicamente alojada ao longo de uma antiga sutura, caracterizando assim uma seqüência tipicamente ofiolítica.

Ofiolitos são uma assembléia de rochas máfico-ultramáficas e ígneas ácidas ricas em sódio subordinadas, caracteristicamente associada a vasas oceânicas pelágicas. Esta assembléia, quando preservada no registro, está tectonicamente colocada em limites de placas. A seqüência inclui basaltos, harzburgitos, lherzolitos e dunitos, variavelmente serpentinizados além de um complexo gabróico, com texturas cumulus e acamadada e menos deformado que o complexo ultramáfico.

Seu mecanismo de formação envolve um ambiente distensional, com fracionamento e efusão subaquosa de um líquido basáltico, com os peridotitos representando o resíduo refratário. As seqüências ofiolíticas se assemelham fortemente à crosta oceânica e manto superior. Normalmente, a litosfera oceânica deve descer através da Zona de Benniohf. Contudo, é fácil especular a ascensão tectônica de remanescentes da litosfera oceânica pelo processo de “obducção”, termo cunhado por Coleman (1971).

Os ofiolitos alóctones cavalgam ou obductam, seja arcos de ilhas como na Nova Caledônia, seja margens continentais como em Papua/Nova Guiné. O interesse pelo mecanismo de colocação dos ofiolitos é justificado, uma vez que só compreendendo este mecanismo, os recursos minerais dos ofiolitos são acessíveis à exploração. Estes recursos incluem:

-cromitas podiformes ou cromitas do tipo alpino : os níveis de cromita podem ter-se assentado como cumulos em uma grande câmara magmática gabróica, situada na crosta inferior, sob dorsais oceânicas.

-lateritas níquelíferas : o profundo intemperismo tropical das porções ultramáficas dos corpos ofiolíticos, pode resultar na formação de coberturas residuais com geometria de blankets (Hutchison 1987).

2.4.4. O Terreno Santa Helena

A mais expressiva manifestação de plutonismo ácido na região sudeste de Mato Grosso é aquela constituída pelo Granito Santa Helena (Saes *et al.* 1984). Sua área aflorante se estende desde o sul de Porto Espiridião a SSE, onde é recoberto pelos depósitos cenozóicos do Pantanal Matogrossense, até fora dos limites da área estudada a NNW, constituindo o embasamento da Formação Fortuna na Serra de São Vicente. A ENE, nos vales do Córrego Brigadeirinho, Rio Brigadeiro e Rio Jauru, limita-se com o complexo gnaisse-migmatítico e metabasaltos da Faixa Quatro Meninas através da Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva (Fig. 2.14). A WSW, faz contato tectônico com rochas básicas, ultrabásicas e vasas pelágicas do Terreno Rio Alegre, ao longo de uma larga zona de cisalhamento (Zona de Cisalhamento Aguapeí), com o desenvolvimento de milonitos e filonitos, facilmente confundíveis com rochas metassedimentares (parte do Complexo Metavulcanossedimentar Pontes e Lacerda de Menezes *et al.* 1991). Interpostos às faixas miloníticas, encontram-se *pods* da rocha granítica original preservada, constituindo zonas de baixo *strain* envolvidas por porções ramificadas, convergentes e anastomosadas de altas taxas de deformação.

Nos arredores da cidade de Jauru, onde foi originalmente definido, o Granito Santa Helena apresenta granulação grossa, cor homogeneamente rosada e foliação persistente resultado do alinhamento das biotitas e anfibólios. Mineralogicamente constitui-se de quartzo, microclíneo e oligoclásio, com biotita e hornblenda como máficos e epidoto, apatita, alanita, rutilo, zircão, esfeno e magnetita (esta frequentemente em fenocristais) como acessórios. Rochas com textura pegmatóide e massas pegmatíticas a quartzo, microclíneo e biotita são comuns em toda a área de ocorrência.

Na Folha Pontes e Lacerda, Menezes *et al.* (1993) designam esta unidade de Granito-Gnaisse Santa Helena, de forma a ressaltar a marcante foliação milonítica, ubíqua em suas ocorrências. São registrados granitos pouco diversificados litologicamente, de tendência alaskítica, foliados, cinza a róseos, médios a grossos, francamente porfiróides. Os estudos geoquímicos

Figura 2.14 - Esboço geológico regional do sudoeste de Mato Grosso, destacando as principais unidades componentes do Terreno Jauru (modificado de Saes et al. 1984 e Monteiro et al.1986).

realizados por estes autores permitiram caracterizar o Granito Santa Helena como pertencente à linhagem dos granitos alcalinos tipo “A”, situado no campo dos granitos intraplaca, de origem profunda ($> 30\text{km}$), posicionado em crosta continental espessada e de ambiência tardi-tectônica. Apresentam uma isócrona de quatro pontos indicando um valor de $1.308 \pm 13\text{Ma.}$, com razão inicial $\text{Sr}87/\text{Sr}86$ ($0,7145 \pm 0,0052$) indicando longa história crustal para seus protólitos e origem relacionada a processos de fusão parcial de crosta continental. Esta isócrona é complementada por Gerald *et al.* (1996) e a idade obtida é de $1318 \pm 24\text{Ma.}$ ($\text{RI} = 0,711$), confirmando a sua derivação a partir de materiais crustais pré-existentes.

Estudos recentes realizados por Gerald *et al.* (1997; 1999) revelaram a existência de rochas tonalíticas e granodioríticas nas porções oeste e noroeste do batólito. Estudos isotópicos Sm/Nd e U/Pb em zircões das rochas deste terreno, levaram os autores a redefinir este batólito como representante da atividade de um arco magmático de *trend* NW-SE com idade entre 1440-1470Ma, sendo parte do complexo composto por crosta juvenil, enquanto outras partes incluem significativa contribuição de crosta mais antiga.

2.4.5. O Terreno Jauru

Este terreno compreende um conjunto de complexos metamórficos e intrusivas de natureza petrológica e idades diversas. Sua individualização e caracterização como um fragmento litosférico suspeito apóia-se na completa impossibilidade de correlação com o contingente lítico que compõe tanto seu bordo NE (predominantemente granitos e granodioritos do Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena) (Tassinari *et al.* 1996, Dall’Agnoll & Macambira 1992 e Dall’Agnoll 1992), como os terrenos a SW (batólito Santa Helena, complexos gnaiss-granulíticos Chiquitania e Lomas Maneches e coberturas metassedimentares San Ignacio) (Litherland *et al.* 1986).

Nas duas últimas décadas foi produzido um acervo relativamente grande de informações sobre a estratigrafia, petrologia, geoquímica e geocronologia das rochas componentes deste terreno, viabilizadas pela facilidade de acesso, pela singularidade de sua geologia e pela potencialidade mineral que encerra. Várias equipes de formandos em Geologia da UFMT, a partir de 1982 tem levantado a cartografia geológica em escala 1:50.000, com a participação do autor como um dos professores orientadores. Constaram destes trabalhos estudos petrográficos, estruturais e

sedimentológicos que resultaram na elaboração de um panorama tectono-estratigráfico bastante diverso daquele anteriormente em voga, com os resultados parcialmente registrados em Saes *et al.* (1984) e vários relatórios de progresso do Convênio DNPM/UFMT (Saes *et al.* 1986).

As melhores exposições do Terreno Jauru encontram-se ao longo do vale do rio homônimo e no vale do Cabaçal. A leste é recoberto pelos sedimentos horizontalizados pericratônicos do Cinturão Paraguai , a norte e sul pelos depósitos fanerozóicos da Bacia do Parecis e cenozóicos do Pantanal Matogrossense, respectivamente. A WSW seu limite coincide com a Zona de Cisalhamento Indaivaí-Lucialva , faixa regional de deformação dúctil-rúptil através da qual faz contato tectônico com o Terreno Santa Helena. Cinco unidades principais constituem o arcabouço deste terreno, a saber: 1) Complexos metavulcano-sedimentares; 2) Complexos gnaiss migmatíticos; 3) Intrusivas básico-ultrabásicas ; 4) intrusivas granitóides; 5) Suite Intrusiva Rio Branco (Fig. 2.14).

2.4.5.1. Complexos metavulcano-sedimentares

A existência de seqüências vulcânicas pré-cambrianas, constituindo importante elemento estratigráfico da porção sul do Cráton Amazônico em Mato Grosso, é reconhecida desde a década passada (Saes *et al.* 1984 ; Jones 1985; Monteiro *et al.* 1986). Com a intensificação dos trabalhos de mapeamento e pesquisa mineral na região acumularam-se informações geológicas e, especialmente, dados geoquímicos obtidos por diferentes autores nos cinturões de rochas metavulcânicas das bacias dos rios Cabaçal e Jauru, denominados faixas Cabaçal, Araputanga e Quatro Meninas (Leite *et al.* 1986; Leite 1989; Ruiz 1992; Toledo 1996; Pinho & Fyfe 1994; Pinho 1996; Toledo 1996 ; Geraldés *et al.* 1996; Geraldés 1997).

As primeiras referências bibliográficas relacionadas a estas rochas estão contidas no trabalho de Cunha (1943), quando considerou os anfibolitos da região do Morro do Cobre, às margem do Rio Jauru, como provenientes de gabros metamorfizados. Figueiredo *et al.* (1974) englobaram os gabros anfibolitizados, anfibolitos e serpentinitos sob a denominação informal de Intrusivas Básico-Ultrabásicas (posteriormente redefinidas como Suite Intrusiva Rio Alegre por Barros *et al.* 1982), delineando as principais áreas de ocorrência de seus litótipos, porém até este momento, associando todos os conjuntos de rochas ígneas máficas metamorfizadas a unidades intrusivas no Complexo Basal .

Figura 2.15 - Seção colunar esquemática mostrando o empilhamento litoestratigráfico das supracrustais componentes dos complexos metavulcano-sedimentares do Terreno Jauru na região sudoeste de Mato Grosso. No canto inferior esquerdo é reproduzida a edificação em ciclos de cada derrame individual da unidade vulcânica máfica (modificado de Monteiro et al. 1986 e Leite 1990).

Figura 2.16 - Mapa geológico do vale do Alto Jauru. Os números nos círculos referem-se a localidades citadas no texto: 1) Sítio Santa Helena; 2) Fazenda Figueira Branca; 3) Fazenda Quatro Meninas; 4) Fazenda São Francisco; 5) Fazenda Alto Jauru (modificado de Saes et al. 1984).

PRANCHA 1 - Associações do embasamento da Bacia Aguapeí no Terreno Jauru: A) metabasaltos com estrutura almofadada da Faixa Quatro Meninas, imediações da Fazenda São Francisco; B) formação ferrífera bandada, alternado níveis de sílex e magnetita; C) xenólitos de metabasalto (Mb) envolvidos por gnaisses (CGM) e intrudido por apófisesdo Granodiorito Água Clara (AC)Fazenda Quatro Meninas nas proximidades de Monterlândia).

As supracrustais vulcano-sedimentares de Mato Grosso estruturam-se em três faixas com orientação geral 25° NW, separadas por blocos siálicos granito-gnaiss-migmatíticos e denominadas “*Greenstone Belt* do Alto Jauru” por Monteiro *et al.* (1986), de leste para oeste, as faixas Cabaçal, Araputanga e Quatro Meninas. Segundo estes autores, o conteúdo lítico destas seqüências inclui : efusivas básicas e subordinadamente ultrabásicas intercalando formações ferríferas bandadas (Fm. Mata Preta /Unidade Máfico-ultramáfica de Leite *et al.* 1986) ; vulcânicas ácidas e sedimentos químicos e terrígenos (Fm. Manoel Leme); lavas básicas e sedimentos clásticos e químicos (Fm. Rancho Grande) (Fig. 2.15). Constituem sinformes dobradas isoclinalmente com vergência geral para NE e paragêneses minerais indicando condições metamórficas do fácies xistos verdes a anfibolito (Fig. 2.16).

Dados radiométricos obtidos pelos métodos Sm/Nd e U/Pb para os metabasaltos da faixa Quatro Meninas (Geraldes *et al.* 1996), e metavulcânicas ácidas da Formação Manoel Leme, Faixa Cabaçal (Pinho, 1996) , embora preliminares, marcam o intervalo de 2.0-1.7 Ga para sua geração, corroborados por dados de campo (intrudidas por plutônicas tonalíticas gnaissificadas e aparentando não assentar sobre embasamento continental mais antigo) (Ruiz 1992 ; Pinho 1996).

O aspecto macroscópico das lavas básicas é muito semelhante nas quatro faixas, havendo contudo, diferenças na associação com outros litótipos , maior ou menor exposição de estruturas ambientalmente diagnósticas ou ainda pelo grau de deformação e metamorfismo. A distribuição das isógrads metamórficas está relacionada à proximidade das encaixantes plutônicas, atingindo aí o fácies anfibolito. Em zonas lineares de recristalização metamórfica, sob condições de severa deformação dúctil, o metamorfismo atinge o fácies anfibolito alto como em quase toda a Faixa Araputanga, onde a preservação das feições primárias das lavas é praticamente nula.

Os metabasaltos são rochas verde escuro, geralmente maciças e afaníticas, exibindo texturas variolíticas, amigdaloidais ou porfíricas. Na Faixa Quatro Meninas onde as estruturas primárias estão melhor preservadas , são comuns lavas almofadadas , brechas de almofadas e brechas de fluxo (PRANCHA 1.A). Os derrames se organizam em ciclos que se iniciam com uma base maciça, passando para lavas almofadadas e lavas brechadas ou amigdaloidais, que marcam o topo do ciclo vulcânico (Leite 1990). Mineralogicamente, as lavas básicas compõem-se de hornblenda/actinolita fibrosa, albita/ oligoclásio e epidoto como minerais essenciais e titanita,

apatita, quartzo, granada, diopsídio, clorita, carbonatos, magnetita e pirita como minerais acessórios ou de alteração. O topo e a base de derrames individuais apresentam texturas porfíricas ou glomeroporfíricas, resultado de rápido resfriamento, com plagioclásio e mais raramente anfíbólios como fenocristais. As amígdalas, a matriz interpillow e as fraturas são invariavelmente preenchidas por uma mistura de epidoto, carbonato, quartzo e granada (Monteiro *et al.* 1986). Esta associação de feições permite interpretar a sucessão de rochas vulcânicas básicas como inteiramente desenvolvida em ambiente subaquoso (Leite *et al.* 1986).

A utilização da litogeoquímica como ferramenta para esclarecer o contexto tectônico em que estas lavas foram extravasadas, remonta aos trabalhos de Pinho (1990) e Leite (1990), até estudos mais recentes como Pinho & Fyfe (1994), Pinho (1996) e Geraldès (1995). As rochas vulcânicas básicas, por serem mais abundantes e isentas de embaraços quanto à caracterização de sua natureza petrológica, mereceram especial atenção por parte dos autores citados, e a investigação de sua química tem permitido caracterizá-las, ora como produto da atividade vulcânica em ambientes compressivos de arcos de ilhas (Faixa Cabaçal, segundo Pinho 1996), ora como resultado de derrames ao longo de zonas de acreção crustal em antigas cordilheiras meso-oceânicas (Faixa Jauru, segundo Leite 1990 e Pinho 1996). As rochas da denominada Formação Manoel Leme deixam dúvidas com relação à real natureza de seu protólito, tendo em vista que as descrições disponíveis na literatura, podem representar faixas ou septos de rochas plutônicas intensamente milonitizadas e hidrotermalizadas ao longo do trend estrutural do Cabaçal.

O Depósito do Cabaçal está hospedado em uma seqüência de tufos e rochas vulcanoclásticas com camadas de chert e chert ferruginoso, constituintes da Formação Manoel Leme (Monteiro *et al.* 1986). A mineralização se apresenta disseminada, bandada, venulada, brechóide e maciça e os mais importantes minerais de minério são sulfetos (calcopirita, pirita, pirrotita, marcassita, esfalerita, cubanita, galena e molibdenita), selenetos, teluretos e ligas Au-Ag e Au-Bi (Pinho 1996; Pinho & Fyfe 1997). Quanto à origem do Depósito do Cabaçal, Monteiro *et al.* (1986), Pinho (1996) e Pinho & Fyfe (1997) formulam um modelo de sulfetos vulcanogênicos maciços (VMS), formados durante a deposição da Formação Manoel Leme em 1724 ± 30 Ma (U/Pb em zircões), afetados por zonas de cisalhamento dúcteis responsáveis pela redistribuição do minério em feições estruturais. Alternativamente, Toledo (1988), com base em estudos isotópicos da mineralização e da alteração hidrotermal, caracteriza o Depósito do Cabaçal como mesotermal epigenético, associado à zona de

cisalhamento, com forte influência do plutonismo tonalítico contemporâneo a sua formação (Tonalito Cabaçal).

2.4.5.2. Complexos gnaiss-migmatíticos

No Terreno Jauru, rochas gnaissicas orto e paraderivadas e migmatitos de fácies metamórfica anfibolito média a alta, polideformados, aflorando nos flancos dos domos que separam as faixas vulcano-sedimentares ou como tetos pendentes nos maciços granitóides (Complexos Alto Guaporé de Menezes *et al.* 1991; Brigadeirinho de Saes *et al.* 1984, Gnaisses Cinzentos de São José dos Quatro Marcos de Carneiro 1985; Complexo Gnaissico Rio Vermelho de Leite 1990; Complexo Alto Guaporé de Menezes *et al.* 1991). A distribuição regional destes litótipos, suas relações de contato intrusivo com as seqüências vulcânicas e os dados geocronológicos disponíveis não parecem justificar a adoção de termos litoestratigráficos locais, quando menos pelo fato de indiretamente sugerirem a duvidosa existência de unidades cronoestratigráficas distintas.

As exposições mais ilustrativas deste conjunto litológico encontram-se às margens do Rio Vermelho, 1km a norte da sede da Fazenda Rancho Grande, no leito do Córrego Brigadeirinho a norte de Jauru e na Fazenda Figueira Branca. Constituem uma associação de gnaisses e migmatitos polideformados, de composição granodiorítica a tonalítica, com bandejamento marcado pela alternância de bandas quartzo-feldspática e hornblêndico-biotíticas.

Na região de São José dos Quatro Marcos, Carneiro (1985) obteve uma isócrona Rb/Sr, apontando o valor de 1971 ± 70 Ma para gnaisses tonalíticos, idade próxima daquela obtida para os gnaisses da Fazenda Quatro Meninas no vale do Rio Jauru, por Leite *et al.* (1998) (Fig. 2.17). Tassinari *et al.* (1996) apresentam uma isócrona Pb/Pb em rocha total, para sete amostras de gnaisses da região do Rio Jauru, com uma idade de 1.717 ± 20 Ma.

2.4.5.3. Intrusivas básico-ultrabásicas

Esta unidade é constituída por uma associação de gabros, noritos, troctolitos, dunitos e anortositos, apresentando localmente estrutura primária acamadada e constituindo corpos de caráter estratiforme. O registro mais completo desta suíte, encontra-se na margem direita do Rio Jauru, nos

Figura 2.17 - Diagramas isocrônicos para gnaisses tonalíticos do Terreno Jauru, no vale do Jauru (Leite et al. 1998) e nas proximidades de São José dos Quatro Marcos (Carneiro 1985)

arredores da Fazenda Figueira Branca (Suite Intrusiva Figueira Branca de Saes *et al.* 1984 e Pinho *et al.* 1997). O Gabro de Indiavaí (Monteiro *et al.* 1986), constitui um maciço composto essencialmente por olivina-gabros e noritos, extensão para SE de um alinhamento de pequenos corpos (entre os quais a Figueira Branca) ao longo do eixo da Faixa Quatro Meninas.

Duas amostras deste gabro foram datadas pelo método K/Ar em plagioclásios, fornecendo uma idade de 2.8Ga. Mais recentemente, Gerald *et al.* (1996) obtiveram uma isócrona Sm/Nd (rocha total, piroxênio e plagioclásio) com idade de 1688 ± 46 Ma, provável época de cristalização e uma idade modelo TDM para rocha total de 1788 ± 252 Ma, indicativa da época de diferenciação magmática. Contudo, a íntima associação espacial destas rochas plutônicas com os complexos metavulcano-sedimentares, principalmente na bacia do Alto Jauru (Fig. 2.16), sugere fortemente que sua evolução esteja ligada a porções da base da crosta oceânica dos arcos insulares que formaram o Terreno Jauru.

Nas proximidades da Mina do Cabaçal, Pinho (1996) descreve um dique-sill de gabro, intrusivo na Formação Manoel Leme, com aproximadamente 10km de comprimento, o qual denomina de Gabro Cabaçal, correlacionando-o temporalmente à Suite Intrusiva Rio Branco (1.1Ga), devido à proximidade geográfica com esta última.

2.4.5.4. Intrusivas granitóides

Rochas intrusivas ácidas e intermediárias, maciças ou orientadas, constituindo pequenos stocks ou massas batolíticas, têm sido mencionadas desde os primeiros relatos sobre a geologia do sudoeste de Mato Grosso. Saes *et al.* (1984), em mapeamentos de semi-detalle com graduandos da UFMT, subdividem o Complexo Xingu de Barros *et al.* (1982), em uma unidade gnaiss-migmatítica (Brigadeirinho) e intrusivas granitóides pela primeira vez individualizadas e com contatos razoavelmente cartografados: o Granodiorito Água Clara e o Granito Santa Helena.

Carneiro (1985) , investigando a região de São José dos Quatro Marcos, discrimina um embasamento constituído de gnaisses tonalíticos, anfibolitos e escassas ocorrências de granulitos, o qual é intrudido por uma seqüência de granitóides foliados precoces (tonalitos e granodioritos) e granitóides maciços tardios (granitos 3a e 3b). Apresenta para os granitóides róseos tardios uma

isócrona Rb/Sr com idade de 1472 ± 70 ma., valor compatível àquele obtido por Leite *et al.* (1998) para o Granodiorito Água Clara.

Trabalhando na porção leste do Terreno Jauru, Monteiro *et al.* (1986; 1988) propuseram a denominação de Tonalito Cabaçal para o extenso corpo intrusivo nas vulcânicas da Faixa Cabaçal, apresentando estrutura gnáissica e cataclástica e mostrando evidências de ser mais jovem que o "Greenstone Belt " e mais antigo que o Granito Alvorada. Este último, constitui um conjunto de corpos intrusivos, graníticos a granodioríticos, homogêneos, localmente porfiríticos e foliados nas bordas. Amostras do Granito Alvorada e de outro, petrograficamente semelhante, situado na Fazenda Alto Jauru, foram datados pelo método Rb/Sr em 1.4 Ga.

O Granodiorito Água Clara foi denominado por Saes *et al.* (1984), que o descrevem como um maciço batolítico com cerca de 160Km² de extensão , intrusivo em vulcânicas básicas e gnaisses na porção central do Terreno Jauru (PRANCHA 1-C). É composto essencialmente por granodioritos, com granitos e tonalitos subordinados, de cor cinza, granulação média a fina, ocasionalmente porfirítico, com fenocristais de oligoclásio. Uma foliação metamórfica concordante com a das encaixantes está presente em todas as exposições desta unidade, manifestada pela orientação e achatamento dos minerais segundo N40W/80SW. As texturas mais comuns são a porfiroclástica e mortiar, associadas à paragênese epidoto/biotita/sericita/clorita desenvolvida nos planos de fluxo milonítico (Saes *et al.* 1984, Monteiro *et al.* 1986, Matos *et al.* 1996). Leite *et al.* (1998) apresentam uma isócrona Rb/Sr com idade de 1400 ± 63 Ma. (R.I. 0.70326) para o Granodiorito Água Clara, o que permite sua cronocorrelação com o evento de granitogênese regional apontado por Carneiro *et al.* (1989) na parte meridional do Cráton Amazônico (Fig. 2.18).

A Suite Intrusiva Guapé (Barros *et al.* 1982) foi individualizada na região de Jauru para referir-se a um conjunto de rochas predominantemente graníticas de caráter cratogênico, as quais apresentam características texturais, estruturais, mineralógicas e granulométricas distintas da associação polimetamórfica a que está associada. É constituída predominantemente por granitos e granodioritos ocorrendo como corpos ovóides isolados, destacando-se por sua extensão o corpo situado na região da Fazenda Guapé. Saes *et al.* (1984) utilizam esta denominação para referir-se a biotita-hornblenda-granitos grosseiros associados a corpos subvulcânicos de micro-granitos porfiríticos, constituindo uma sequência de corpos que se alinham principalmente ao longo da Zona

A

B

C

Figura 2.18 – Diagramas isocrônicos Rb/Sr para as intrusivas granitóides no Terreno Jauru: A) isócrona de referência para os granitos, tonalitos e granodioritos da região de São José dos Quatro Marcos (Carneiro 1985); B) Paleossoma de gnaisses da Fazenda Quatro Meninas e; C) Granodiorito Água Clara, Fazenda Alto Jauru (Leite et al. 1998).

Figura 2.19 - Diagramas isocrônicos para granitos da Suite Intrusiva Guapé. A: Fazenda Guapé (Barros et al. 1982) e B: Fazenda Figueira Branca (Leite et al. 1998).

de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva. Menezes *et al.* (1993) caracterizaram esta suite como composta por duas associações, uma de composição sieno e monzogranítica a alcaligranítica e a outra, bastante subordinada, quartzo-monzonítica. Estas associações mostram uma assinatura geoquímica de transição entre a série calcialcalina/monzonítica (alto K) e alcalina, similar ao registrado em cinturões orogênicos, onde o magmatismo de alto K sucede ao estágio de colisão continental e é resultado da contaminação crustal de magmas calcialcalinos normais. Com relação à idade, são poucos os dados radiométricos disponíveis para o magmatismo granítico Guapé na região sudoeste de Mato Grosso. Teixeira & Tassinari (1984) e Barros *et al.* (1982) apontam valores de 900-835Ma obtidos pelo método Rb/Sr para duas amostras de rochas graníticas. Menezes *et al.* (1993) analisaram cinco amostras de leucogranito pelo método Rb/Sr obtendo uma isócrona com idade de 950±40Ma, interpretada como a época de diferenciação do magmatismo Guapé (Fig. 2.19).

2.4.5.5. Suite Intrusiva Rio Branco

A Suite Intrusiva Rio Branco constitui um corpo hipabissal em forma de um lopólito diferenciado, com gabros e olivina gabros na base passando por dioritos porfiríticos e culminando com quartzo sienitos granofíricos no topo do corpo (Fig. 2.20). O diferenciado basal é composto por rochas grosseiras equigranulares, às vezes com cristais porfiríticos de labradorita-andesina, constituídas por plagioclásio, pigeonita, e subordinadamente olivina, hornblenda, biotita, ortoclásio, quartzo, zircão, esfeno, magnetita, ilmenita, pirrotita, calcopirita e pirita. Coroas de uralitização na pigeonita, serpentinização das olivinas e argilização dos feldspatos são os processos deutéricos de baixa temperatura que atuaram sobre estas rochas.

Na unidade leucocrática do topo predominam rochas avermelhadas finas a médias com fenocristais esbranquiçados de feldspatos e negros de hornblenda. A matriz se caracteriza por intercrescimento gráfico que chega a ocupar até 80% do volume da rocha. Petrograficamente a unidade leucocrática é constituída de proporções variáveis de oligoclásio e ortoclásio, quartzo, hornblenda e biotita, esfeno, zircão, magnetita e pirita. Os testes colorimétricos mostram composição nos campos do quartzo-monzonito, quartzo-sienito e sienito. A alteração deutérica manifesta-se pela cloritização parcial da biotita e hornblenda e pela sericitização dos feldspatos.

Figura 2.20 - Tendência composicional das rochas da Suite Intrusiva Rio Branco obtida a partir de análise colorimétrica (extraído de Leite et al. 1985)

Figura 2.21 - Diagramas isocrônicos Rb/Sr para A: riodacitos (?) (Barros et al. 1982) e B: quartzo-sienitos (Leite et al. 1998) da Suíte Intrusiva Rio Branco.

Barros *et al.* (1982) construíram uma isócrona Rb/Sr indicando a idade de $1.130 \text{ Ma} \pm 72$ e RI de $0,708 \pm 0.0006$ e obtiveram dados isotópicos K/Ar que indicam um resfriamento entre 1.000 e 850 Ma. Valor radiométrico semelhante é obtido por Leite *et al.* (1998) para amostras do quartzo-sienito granofírico coletadas no topo do lopólito (Fig. 2.21).

Geraldes *et al.* (1997) analisaram o quimismo desta suíte, concluindo pelo seu caráter de magmatismo toleítico intraplacas. Geraldes (1997) apresenta a datação U/Pb em zircões de uma amostra de quartzo-sienitos do topo da intrusão, produzindo um diagrama de concórdia de três pontos que indica uma idade de cristalização de $1427 \pm 10 \text{ Ma}$, interpretando as idades em torno de 1.1Ga, como um evento de rehomogeneização isotópica que acompanhou a alteração hidrotermal destas rochas.

3. O AULACÓGENO AGUAPEÍ

3.1. INTRODUÇÃO

As primeiras referências aos metassedimentos que compõem as serras quartzíticas do sudoeste de Mato Grosso devem-se à LASA S/A (1968) que correlacionou estas rochas ao Grupo Cubencranquém de Barbosa *et al.* (1966) . Figueiredo *et al.* (1974) reconheceram o caráter tripartite da denominada Unidade Aguapeí. Escolheram como seção tipo o extremo sul da Serra do Aguapeí/Santa Bárbara, 12 quilômetros a oeste do Destacamento Militar Fortuna , individualizando uma sub-unidade inferior (metaconglomerados oligomíticos e quartzitos), uma sub-unidade média (ardósias, metassiltitos, filitos) e uma sub-unidade superior (metarenitos feldspáticos, metassiltitos e ardósias). Atribuíram ao conjunto uma espessura de cerca de 800m e um ambiente marinho com deposição de uma sucessão transgressiva-regressiva.

Ollivatti & Ribeiro Filho (1976) estenderam a área de ocorrência do Aguapeí às serras de Monte Cristo e Roncador, na região de Rio Branco, anteriormente admitidas por Figueiredo *et al.* (1974), como constituídas por sedimentos da Formação Bauxi.

Souza & Hildred (1978) designaram formalmente as subunidades inferior, média e superior de Figueiredo *et al.* (1974) como membros Fortuna (nome do córrego que nasce no patamar inferior da Serra de Santa Bárbara e atravessa a MT-130, confrontando com o Destacamento Militar de mesmo nome), Vale da Promissão (nome do vale e da fazenda situada na base do patamar intermediário da serra) e Morro Cristalina (morro localizado no patamar superior da serra), respectivamente. Estes mesmos autores (Souza e Hildred 1980) propuseram a elevação da unidade à categoria de Grupo, constituído pelas formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina, representativas de uma seqüência transgressiva-regressiva de plataforma . Admitem um contato por discordância erosiva (tipo *non-conformity*) por sobre as rochas polimetamórficas do Complexo Basal, expondo ainda contatos tectônicos com esta unidade. Descrevem os contatos internos do grupo como predominantemente litológicos transicionais, com interdigitações. A Formação Fortuna é constituída por metarenitos ortoquartzíticos intercalados com níveis lenticulares e difusos de metaconglomerados oligomíticos. Nas encostas do Morro da Boa Vista, na fronteira boliviana foi constatado um espesso metaconglomerado basal, contendo pequenas quantidades de seixos de xistos esverdeados. Descrição similar é feita na porção boliviana desta feição fisiográfica (Cerro Ascencion) e no Cerro Las Petas (extensão boliviana da Serra de Santa Rita) por Pitfield *et al.* (1979), que descrevem a *Formación Conglomerado El Puquio*, composta por conglomerados de matriz filítica com forte desenvolvimento de bandas ricas em hematita, cristais de zircão visíveis a olho nú e estratificações cruzadas ocasionais. A espessura deste pacote basal é estimada em ~200m por Souza e Hildred (1980) e ~700m por Pitfield *et al.* (1979). A Formação Vale da Promissão seria composta por uma seqüência predominantemente argilácea, constituída de metassiltitos, filitos, ardósias e metarenitos de granulação fina, com espessuras estimadas em torno de 250-300m, assentando em provável interdigitação sobre a Formação Fortuna. A Formação Morro Cristalina foi descrita como constituída por metarenitos ortoquartzíticos a feldspáticos e metarcóseos cinza a avermelhados, com níveis conglomeráticos e metassiltitos intercalados. Atribuem a sucessão que sustenta a Serra de São Vicente a esta última formação, admitindo contudo, a dificuldade de reconhecer nesta área as divisões estabelecidas para a Serra de Santa Bárbara/Aguapeí.

Barros *et al.* (1982) destacam o contraste topográfico constituído pelas rochas do Grupo Aguapeí nesta porção do Cráton, discriminando as serras de São Vicente, Borda, Caldeirão, Cágado, Pau a Pique, Salto do Aguapeí, Santa Bárbara e Roncador, atribuindo sua expressão topográfica a

falhamentos e dobramentos. Referem-se ao contato do Grupo Aguapeí com o corpo ígneo de Rio Branco, como de natureza intrusiva (térmico) e tectônico.

Estudando a região de Rio Branco, Leite *et al.* (1985) discutiram as relações estratigráficas entre o lopólito gabro-granofírico que sustenta a serra homônima e os sedimentos do Grupo Aguapeí, apontando diversas evidências de campo (dentre estas a ausência de metamorfismo de contato ou perturbações estruturais nos sedimentos nas proximidades da massa ígnea) sugestivas de um contato por discordância litológica em “*onlap*” do Grupo Aguapeí sobre a Suite Intrusiva Rio Branco.

Litherland & Bloomfield (1981), Litherland *et al.* (1986) e Litherland & Power (1989) em território boliviano na região fronteira com o sudoeste matogrossense, estabeleceram a correlação entre as rochas do Grupo Aguapeí e aquelas mapeadas como grupos Sunsas/Huanchaca, além de delinearem os principais compartimentos geotectônicos da Orogênese Sunsas. Estes setores se refletem diretamente no comportamento estrutural destas coberturas e entre eles destacam-se o *Front* Tectônico Aguapeí e o Cráton Paragua.

Saes *et al.* (1987) aplicam a metodologia de fácies sedimentares ao estudo do Grupo Aguapeí na região de Rio Branco. O arranjo sequencial e distribuição geográfica das fácies , as paleocorrentes e os ambientes deposicionais inferidos neste estudo, permitiram a reconstituição de uma paleogeografia com mares rasos dominados por correntes de marés (Fm. Fortuna) , passando a um contexto marinho mais profundo, com a deposição se processando sob a ação de ondas de tempestades (Fm. Vale da Promissão). Um pacote fluvial encerra a seqüência, com a deposição de areias por correntes drenando áreas emersas a sul-sudeste de da região de Rio Branco (Fm. Morro Cristalina) (Fig. 3.1).

Takahashi *et al.* (1990) e Menezes *et al.* (1993), mapeando a Folha Pontes e Lacerda, identificaram na Formação Fortuna características de deposição em rios entrelaçados e leques aluviais. A implantação de uma transgressão marinha produziria a intercalação de depósitos de planícies de marés e turbiditos neste pacote basal. Descrevem a Formação Vale da Promissão como composta por metapelitos de ambiente lagunar, intercalando turbiditos e atribuem duvidosamente , da mesma forma como o fizeram Souza & Hildred (1980) e Barros *et al.* (1982) , os sedimentos que constituem a serra de São Vicente à Formação Morro Cristalina. Caracterizam esta última como

LITOFÁCIES

Quartzo arenitos seixosos com estratificações cruzadas tabulares, fluidização e dobras recumbentes intraformacionais

Siltitos amarelados laminados

Subarcóseos líticos com estratificações cruzadas por ondas (*hummocky*)

Quartzo arenitos com cruzadas tabulares e *herringbone*. Níveis de conglomerados intraformacionais

Conglomerados extraformacionais monomíticos

SUITE INTRUSIVA RIO BRANCO

Unidade leucrática

Unidade mesomelanocrática

Discordância erosiva regional

Contato transicional interdigitado

Figura 3.1 - Seção colunar composta do Grupo Aguapei na região de Rio Branco-Salto do Céu (modificado de Saes et al. 1987).

Figura 3.2 - Painel litoestratigráfico esquemático mostrando a distribuição das litofácies do Grupo Aguapeí na região da Serra do Amolar (MS). A sedimentação do Grupo Novos Dourados é precedida por uma tectônica de cavalgamentos de NE para SW e se processa em bacias frontais às frentes de cavalgamento (Modificado de Teodorovicz & Câmara 1991).

composta por uma unidade regressiva com metaconglomerados organizados de um leque aluvial distal.

Theodorovicz & Câmara (1991), em trabalho de mapeamento do conjunto de serras da borda ocidental do Pantanal Matogrossense (Planaltos Residuais do Amolar), denominaram de Unidade Amolar e Grupos Novos Dourados a uma seqüência de grauvas, arcóseos, quartzoarenitos, conglomerados petromíticos e pelitos que sustentam esta série de morrarias. Estes litotipos acumularam-se em ambiente aluvial a marinho raso e encontram-se afetados por uma tectônica de cavalgamentos no sentido do cráton a oeste, com o desenvolvimento de largas zonas de cisalhamento e metamorfismo associado, atingindo localmente a Zona da Biotita (Fig. 3.2).

Alvarenga & Saes (1992) e Saes & Leite (1993) integraram os dados geológicos disponíveis sobre as bacias proterozóicas do sul do Cráton Amazônico, estabelecendo a correlação estratigráfica entre as seqüências denominadas Sunsas, Huanchaca e Vibosi na Bolívia (Litherland *et al.* 1986) e o Grupo Aguapeí em Mato Grosso. Estes trabalhos também discutem o padrão regional da deformação e metamorfismo que atuaram sobre esta seqüência, associando sua polaridade em relação ao “*Front Tectônico Aguapeí*” a descontinuidades fundamentais do embasamento da bacia, reativadas termo-tectonicamente durante o Evento Sunsas.

Saes & Fragoso Cesar (1994), denominaram de Aulacógeno Aguapeí a bacia desenvolvida sub-transversalmente à Margem Passiva Sunsas, durante a ruptura continental e expansão de um oceano entre Amazônia e Laurentia no evento Grenvilliano (Neohelikiano ou Sunsas), ao redor de 1.2Ga. Sadowski & Bettencourt (1994) consideraram o cinturão Grenville-Sunsas como evoluído por compressão entre os crátons Amazônico e Superior, com a Grenvillia representando um cinturão colisional e os granitos sintectônicos Sunsas definindo as raízes de um arco magmático grenvilliano. Alternativamente, neste modelo, os clastos das bacias Sunsas e Aguapeí são interpretados como uma assembléia de antefossa ou retroarco (*foreland basin*) parcialmente retrocavalgada sobre o Cráton Amazônico.

A caracterização da Bacia Aguapeí como uma estrutura do tipo aulacógeno adotada neste estudo, justifica a apresentação de uma resenha sobre o histórico deste tipo de bacia, sua distribuição espaço-temporal no planeta e os modelos evolutivos em voga na literatura. Por outro lado, a síntese a seguir tem como propósito comparar os principais traços evolutivos dos aulacógenos mais bem investigados com os dados levantados para a Bacia Aguapeí, abordados nas

seções precedentes quanto à natureza de seu embasamento e tratado nas seções seguintes, com a caracterização de sua evolução sedimentar e tectônica. Na discussão que se segue, torna-se inevitável o comparação entre o modelo formulado por Sadowski & Bettencourt (1994; 1996) (Arco Magmático Sunsas e Bacia de Retroarco Aguapeí) e o aqui apresentado (Cinturão Colisional Sunsas e Aulacógeno Aguapeí).

3.2. O CONCEITO DE AULACÓGENO

3.2.1. Histórico

O denominação aulacógeno foi introduzida na terminologia tectônica por Shatsky (1964) , que reconheceu, descreveu e denominou estas estruturas no curso da exploração petrolífera na plataforma cratônica russa durante a guerra russo-germânica em 1941-45. Na sua concepção original um aulacógeno é uma depressão estreita, alongada e reta que se estende para o interior dos crátons a partir de uma reentrância adjacente a uma bacia ou a um cinturão de montanhas.

As propriedades mais gerais dos aulacógenos incluem: a) extensão a partir de uma reentrância ou deflexão da faixa orogênica, com gradual diminuição de tamanho em direção ao cráton; b) estrutura ativa de longa duração, correspondendo ao período ativo da faixa orogênica relacionada, com uma história precoce como um *graben*, evoluindo para uma bacia mais ampla, afetada por falhamentos posteriores; c) ocorrência de *horsts* internos que influenciam a sedimentação; d) ocorrência de evaporitos e de rochas ígneas, em geral a associação bimodal basalto-riolito, formadas no início da história do aulacógeno. Shatsky era fixista convicto e interpretou a origem dos aulacógenos como resultado da subsidência por aumento da densidade na crosta inferior e/ou no manto superior. Postulou ainda, uma rede planetária de fraturas responsável pela geometria dos aulacógenos e determinando sua orientação e localização. Esta trama seria responsável pelos repetidos rejuvenescimentos (os quais denominou de movimentos póstumos), que em alguns casos levam a um dobramento fraco e algum metamorfismo dos sedimentos que o preenchem.

A partir da definição original de Shatsky para as fossas da plataforma russa, várias outras bacias no mundo foram sendo enquadradas na categoria de aulacógenos, com a inevitável variação e

complementação do conceito. Para Milanovskiy (*apud* Shakhnovskiy 1988), são "elementos tectônicos lineares surgidos no Proterozóico e formados nos crátons antigos, os quais podem ser considerados como pertencentes à categoria de estruturas tipo *rift*. Aulacógeno pode ser considerado um termo sinônimo de uma zona de *paleorift* de um cráton antigo". Shakhnovskiy (1988) acrescenta à definição elementos que considerou essenciais à evolução tectônica e sedimentar destas bacias: "Aulacógenos são *paleorifts* cujo desenvolvimento encerrou-se no Rifeano-Paleozóico e mais tarde foram capeados por um complexo de formações *pós-rift*, complicados por elevações lineares de inversão, herdeiras das direções das falhas profundas dos *grábens* soterrados".

Bogdanov (1962 , *apud* Şengör 1995) distinguiu aulacógenos precoces e tardios, os primeiros correspondendo àqueles que se formam logo após a consolidação de um cráton (p. ex. o Aulacógeno de Pachelma na plataforma do leste europeu) e os últimos, formados substancialmente mais tarde que a formação do cráton (p. ex. a Bacia de Donetz) .

Com o advento da Tectônica de Placas, o conceito passou a incorporar a observação de que os cinturões orogênicos geralmente marcam locais onde oceanos teriam sido abertos e fechados (Wilson 1968). Com esta apreciação, os aulacógenos dispostos transversalmente aos cinturões orogênicos podem ser considerados como *rifts* abortados, nos quais os episódios de abertura e fechamento de oceanos do Ciclo de Wilson estariam registrados (Burke 1977). Este autor recomenda que se limite o uso do termo aulacógeno às estruturas que se enquadrem na definição original de Shatsky, ou seja, a estruturas com espessas seqüências sedimentares dispostas em alto ângulo com relação aos cinturões orogênicos. O termo *rift* abortado (ou braço abortado) está disponível para descrever *rifts* ou complexos de *rifts* que adentram um ângulo alto os continentes a partir de oceanos. A palavra germânica *graben* é útil como um termo descritivo geral, sendo usada também adjetivamente (por exemplo : *Fácies Graben*, para descrever os sedimentos e rochas ígneas típicas dos primeiros estágios do rifteamento)

3.2.2. Estrutura e preenchimento dos aulacógenos

Os mecanismos admitidos como responsáveis pela dissipação do fluxo térmico do interior da Terra estão atuando ao longo dos sistemas de cordilheiras meso-oceânicas, nos sistemas de arcos

vulcano-plutônicos e em menor escala, em pontos quentes (*hot spots*) abaixo da litosfera. A atividade de pontos quentes sob a litosfera continental em condições em que exista pouco ou nenhum movimento relativo entre ambos produz o rifteamento, acompanhado de magmatismo básico e sedimentação clástica, imprimindo um registro inconfundível na geologia da crosta continental (Sawkins 1976).

Os *rifts* do leste africano representam a mais extensiva zona de rifteamento continental ativo da Terra e, como tal, têm sido objeto de inúmeros estudos geológicos e geofísicos, com vistas à compreensão dos processos fundamentais envolvidos na ruptura continental. Ali está disponível um laboratório natural, no qual todos os estágios do rifteamento podem ser reconhecidos, desde a ruptura incipiente até o desenvolvimento de crosta oceânica no Golfo de Aden e Mar Vermelho.

O sistema de *rifts* afro-árabe evoluiu nos últimos 45Ma através de pulsos episódicos: Eoceno (44-38Ma) , Mioceno (16-11Ma) e Pli-Pleistoceno (5-0Ma), produzindo duas estruturas dômicas principais: o Domo Afro-árabe na intersecção do Mar Vermelho, Golfo de Aden e *rifts* da Etiópia e o Domo do Quênia, seccionado pelo *Rift* do Quênia. Em adição ao sistema de *rifts* do leste africano, existem diversos outros centros de atividade vulcânica dentro da placa africana, todos associados com domeamentos localizados sobre plumas mantélicas na base da litosfera africana (Wilson 1989).

O *rift* Gregory, na parte central da zona de *rift* do Quênia é um graben complexo com largura de 60-70km limitado por falhas normais arranjadas *en echelon*. As escarpas bem preservadas destas falhas e a espessura do preenchimento vulcânico e sedimentar do assoalho do *rift*, permitem estimar um rejeito da ordem de 3.000-4.000m para as falhas principais (Baker & Wohlenberg 1971).

Os *rifts* ativos da África oriental recobrem grandes volumes de astenosfera quente parcialmente fundida. As anomalias gravimétricas em áreas dômicas são negativas e atribuídas a deficiência em massa produzida pela astenosfera ascendendo através do manto litosférico e produzindo uma intumescência na crosta continental. Vulcões ocorrem na crista dos domos e sedimentos se acumulam pela erosão dos escarpamentos em seus flancos (cunhas clásticas periféricas). Em sistemas de *rifts* ativos as anomalias gravimétricas positivas são atribuídas a diques axiais (p. ex. o dique básico com cerca de 10km de largura que ocorre na porção mediana do *rift* Gregory, se estendendo pelo seu assoalho por uma distância de cerca de 100km). O excesso de

massa do sistema de diques axiais devido às rochas máficas e ultramáficas, produz a subsidência da porção central do *rift*. Em um *rift* inativo, os diques axiais estão expostos cortando a crosta continental, como exemplificado pelo Grande Dique da Rodésia, sendo, contudo, mais abundantes no manto litosférico. Uma forte anomalia Bouguer positiva marca a posição do dique axial (Burke 1976).

A zona axial da maioria dos *rifts* é caracterizada por um aumento abrupto da espessura sedimentar e uma elevação da descontinuidade de Mohorovicic, resultando no afinamento da parte consolidada da crosta abaixo da zona axial e produzindo a configuração de uma lente bi-convexa. Este afinamento da crosta e elevação de Moho são observados abaixo da zona axial dos aulacógenos de Pachelma e Pripyat-Dnepr na Rússia, bem como na maioria dos *rifts* modernos, como Baikal, Mar Vermelho, Califórnia. De acordo com os dados de sismica profunda, a parte superior do manto abaixo das zonas de *rifts* possui velocidades das ondas longitudinais anormalmente baixas quando comparadas aos terrenos adjacentes. Estas baixas velocidades são interpretadas usualmente como resultado da presença de um alto da astenosfera desdensificada ou um diápiro do manto superior abaixo do *rift*, onde o material encontra-se em um estágio de fusão parcial e consiste em uma mistura crosta-manto (Shakhnovskiy 1988).

Um amplo espectro de composição de magmas caracteriza as zonas de *rifts* ativos, em contraste com os basaltos sub-alcálicos mais uniformes que dominam as províncias de derrames basálticos continentais. Os basaltos variam de sub-alcálicos, álcali-basaltos até basanitos e nefelinitos e em alguns casos, magmas ultra-potássicos como leucititos. Em alguns *rifts*, magmatismo carbonatítico pode se associar com centros vulcânicos mais sub-saturados em sílica. Em certos períodos da evolução do sistema de *rifts* do leste africano, magmas traquíticos e fonolíticos foram extravasados em escala regional (Wilson 1989).

Os domos que precedem a formação dos *rifts* são marcados pelo desenvolvimento de altos estruturais variando de 1km até mais de 2km e expressos em superfície por altos topográficos de em média 2km, com picos ultrapassando 4km como na Etiópia. É possível documentar e datar tais soerguimentos no registro geológico, muito tempo após a erosão de sua expressão topográfica, por intermédio das cunhas clásticas periféricas que eles espalham (Sengor 1995). Por exemplo, na Patagônia, o rifteamento das bacias de Salado, Colorado e San Jorge do Triássico Superior ao Cretáceo Inferior, que mais tarde levaram à abertura do Atlântico Sul, foi precedido de soerguimento

e erosão. Os produtos deposicionais deste processo estão preservados como clásticos fluviais como os da Formação Tralcan e correlativos, hoje recobertos por extensivos derrames de composição intermediária (Uliana & Biddle 1987 , *apud* Sengor 1995) .

Duas seqüências de depósitos formam a cobertura sedimentar dos aulacógenos da plataforma da Europa oriental: uma inferior, *rift* propriamente dita ou *gráben* (seqüência de preenchimento, tafrogênica de Shatsky 1964 e Shakhnovskiy 1988; fácies *gráben* de Dewey & Bird 1970 ou fácies *rift valley* de Burggraf & Vondra 1982, *apud* Sengor 1995) e uma superior *pós-rift* (seqüência de recobrimento, talassogênica). A primeira é uma espessa pilha de formações sedimentares e vulcânicas na estreita zona do *rift*, limitada pelos blocos altos adjacentes onde os depósitos contemporâneos ou não se depositaram ou são substancialmente mais delgados. A segunda é formada pelos depósitos de vastas sinéclises de plataforma, recobrindo tanto os *rifts* quanto os antigos blocos elevados adjacentes a eles. Os trabalhos de Hoffman *et al.* (1974) no Aulacógeno de Athapuscow vinculado à faixa orogênica Coronation no escudo canadense, registraram a existência de um estágio tectono-sedimentar final, no qual o aulacógeno torna-se sítio de falhamentos transcorrentes regionais, com o aparecimento de bacias transtensionais dispersas, nas quais se depositam espessas seqüências de sedimentos aluviais.

3.2.3. Modelos evolutivos

O modelo de evolução dos aulacógenos adotado pelos geólogos russos emanava de premissa essencialmente verticalista e fixista. Estes autores relacionam a evolução dos aulacógenos à ascensão de um alto do manto desdensificado em direção à base da crosta. Quando este astenólito esfria e se solidifica, ocorre a sua contração e diminuição de volume, com a tensão na zona do *rift* se transformando em compressão, acompanhada da formação de soerguimentos invertidos. No início há o estiramento acima do astenólito quente alojado na base da litosfera, formando-se um sistema de falhas ativas por longo tempo (Fig. 3.3). Então, como resultado do fluxo de material do manto em direções opostas na base da crosta, uma zona de *rift* é produzida, na qual blocos móveis são formados, resultando em uma zona linear de subsidência diferencial na superfície do embasamento, preenchida por complexos vulcano-sedimentares. A redistribuição de massas na parte inferior da

**RIFT
INCIPIENTE**

**RIFT
ATIVO**

**FINAL DO
ESTÁGIO RIFT
SUBSIDÊNCIA
GERAL**

**ESTÁGIO
DE
INVERSÃO**

Figura 3.3 - Esquema geral da evolução e preenchimento sedimentar dos rifts intracontinentais segundo Shakhnovskiy (1988).

crosta e manto superior, causa uma mudança irreversível na profundidade da superfície de Moho.

Assim que o astenólito resfria, solidifica e diminui de volume, o rifteamento gradualmente cessa: os processos de tensão são então substituídos por compressão e, dependendo de sua intensidade, as rochas do estágio *rift* são deformadas. O subsequente resfriamento e contração do manto superior abaixo da zona do *paleo-rift* agonizante, conduz à subsidência uniforme da superfície regional. Durante este tempo, sinéclises *pós-rift* superpostas são formadas, recobrindo tanto os *rifts* enterrados como os blocos altos adjacentes. A solidificação e contração finais do astenólito causa a compressão da zona de *paleorift*, com elevações inversas nas seqüências *pós-rift* (Shakhnovskiy 1988).

O s geólogos ocidentais, dentre os quais Burke (1977), Burke & Dewey (1973) e Hoffman *et al.* (1974), adotam um modelo evolutivo baseado na Tectônica de Placas e seus corolários, estabelecendo que a maioria dos *rifts* do mundo, tanto jovens como antigos, iniciaram-se e evoluíram através da seqüência de eventos descrita por Burke & Whiteman (1973) para o sistema de *rifts* do leste africano.

Durante a ruptura continental, três *rifts* (R-R-R) são formados com um ângulo em torno de 120° entre si, na crista de domos induzidos por uma pluma mantélica. É possível documentar e datar este domeamento através das cunhas clásticas periféricas aos domos. Dentro dos *rifts*, fanglomerados, arcóseos e lamitos, localmente evaporitos, formam a denominada *Fácies Gráben*. Os fanglomerados marginais são úteis na análise estratigráfica pois registram os sucessivos níveis de exposição das ombreiras do *gráben*, bem como, os pulsos tectônicos durante a sua evolução (Fig. 3.4).

Dois braços da junção triplíce R-R-R evoluem para um limite divergente de placas, com a expansão produzindo inicialmente oceanos estreitos similares ao Mar Vermelho. O rifteamento do terceiro braço é insuficiente para produzir a separação continental. A expansão dos dois braços ativos do *rift* produzirá uma bacia oceânica mais extensa e as margens continentais passivas e assísmicas formadas resfriam e subsidem, conduzindo ao desenvolvimento de uma assembléia miogeoclinal. Durante este estágio, o braço abortado evolui para uma bacia intracratônica extensa recobrindo a *Fácies Gráben*. Neste evento, as ombreiras do braço abortado, inicialmente soerguidas, revertem e subsidem. Esta reversão pode induzir uma fraca compressão perpendicular ao eixo do *rift*, resultando em suaves dobras com eixos paralelos ao do *rift*.

Figura 3.4 – Modelo evolutivo de um aulacógeno e do cinturão orogênico relacionado segundo Hoffman et al. (1974).

Muitos dos braços abortados estão localizados em reentrâncias da costa e podem capturar grandes redes de drenagem continental, criando espessos depósitos clásticos em sua frente sob a forma de construções deltáicas, como exemplificado pelo Delta do Niger no Golfo da Guiné, na frente do *Rift* de Benue (Burke 1972). Estes grandes deltas pré-orogênicos encontrados na estratigrafia de um cinturão móvel, defronte um *rift* disposto em alto ângulo ao *trend* do orógeno, podem ajudar a identificar o *rift* como um aulacógeno em oposição aos impactógenos (Sengor 1995).

Sengor (1995) apresenta um esquema de classificação baseado nos três principais tipos de *rifts* encontrados no arquivo da história geológica, a saber: aulacógenos, *rifts* colisionais e *rifts* intracontinentais relacionados a transcorrências. Para os aulacógenos o autor estabelece alguns dos principais mecanismos ou processos da Tectônica de Placas que possibilitam o seu desenvolvimento (Fig. 3.5) :

1) Domeação-rifteamento-deriva (A-B-C na figura 3.5): hipótese estabelecida pelos trabalhos de Burke & Wilson 1972, Burke & Dewey 1973 e Burke & Witheman 1973 e cujos principais elementos foram discutidos nos parágrafos precedentes. Os exemplos mais bem documentados são os da Fossa de Benue, os aulacógenos principalmente de idade cretácica da margem continental atlântica da Argentina e os aulacógenos de Donetz e Pachelma na Rússia ;

2) Domeação-rifteamento: aulacógenos podem se formar como *rifts* solitários em consequência da localização fortuita de um *hot spot* na ou próximo a uma margem continental, como exemplificado pelo *rift* cretácico de Sirte no centro-norte da Líbia, formado sobre um ponto quente na margem continental do norte da África, previamente formada;

3) Abandono de uma ponta de *rift* (*rift-tip-abandonment*) (D-E-F na figura 3.5) : a ponta de um *rift* pode se tornar inativa pelo deslocamento lateral do local de extensão, com a formação de um novo *rift*. Se a abertura de um oceano tem lugar, então a ponta do *rift* original pode ser deixada como um aulacógeno se propagando em direção ao continente a partir da reentrância formada pela intersecção falha transforme-dorsal. O melhor exemplo ativo é o *Rift* do Golfo de Suez. No registro antigo, o mais bem investigado aulacógeno deste tipo é provavelmente o *Rift* do Vale do Connecticut, bastante conhecido pelas espetaculares pegadas de dinossauros. Neste *rift* , sedimentos mesozóicos se acumularam em duas bacias (Hartford, ao sul e Deerfield, ao norte),

Figura 3.5 – Blocos diagramas esquemáticos ilustrando os processos de tectônica de placas mais significativos e bem documentados que podem levar à formação dos aulacógenos. A-B-C : domeação-rifteamento-deriva; D-E-F : abandono da ponta de um rift (rift-tip-abandonement); G-H : extensão secundária relacionada a transcorrência; I-J : rotação continental (Modificado de Sengor 1995).

estendendo-se para sul em outro *rift* (New York Bight) que se abre na reentrância formada pelo alinhamento N40° Kelvin, uma antiga margem transforme.

4) Formação de um aulacógeno por *stress* de membrana (B-C e D-F na figura 3.5): as seqüências de eventos mostrados nestes blocos-diagramas podem ser iniciadas pelo *stress* extensional de membrana, associado à variação do raio de curvatura de uma placa continental, resultado de seu movimento longitudinal em uma terra não esférica. Quando uma placa se move do equador em direção aos pólos, seu raio de curvatura deve ficar maior (isto é, a placa deve ficar mais achatada) aumentando assim o comprimento de seu perímetro. Isto induz à tensão ao redor da periferia e compressão em seu centro. Este seria o mecanismo de formação de aulacógenos marginais, comumente sob a forma de rifts solitários adentrando um cráton a partir de uma margem continental. Mais recentemente, Solomon (1987, *apud* Sengor 1995) admitiu o mecanismo de stress de membrana como responsável pelo rifteamento porém, no contexto do resfriamento secular da Terra. Este autor postula que na medida em que a Terra resfia, o seu raio de curvatura se reduz. Este processo teria um efeito equivalente àquele no qual as placas continentais se movessem dos polos para o equador (isto é, seu interior estaria submetido à extensão). Este processo levaria à formação de *rifts* estelares, cujos braços podem se ligar e promover a ruptura de massas continentais, levando à formação de oceanos e aulacógenos.

5) Extensão secundária relacionada a transcorrência (G-H na figura 3.5) : a fragmentação de uma massa continental em seus primeiros estágios pode envolver a abertura de fraturas de extensão que evoluem para rifts, formando diferentes ângulos com a direção das falhas transformes associadas. Os *rifts* do final do Jurássico e Cretáceo Inferior na costa da África do Sul e os *rifts* pós-Triássico das Malvinas, foram provavelmente formados como resultado do amplo cisalhamento ao longo da futura Zona de Fratura Agulhas, tão logo se iniciou a separação da América do Sul e África do Sul.

6) Rotação continental (I-J na figura 3.5) : se um bloco continental se rompe e rotaciona em relação ao continente principal (similarmente à rotação da península ibérica em relação ao restante da Europa com a abertura da Baía de Biscaia), então a cicatriz do *rift* pode ser deixada como um aulacógeno. Burke & Dewey (1974) sugeriram que a Fossa de Benue e o sistema de *rifts* da África Central associado podem ter-se formado em resposta à tentativa abortada do noroeste da

Figura 3.6 - Ilustração esquemática da evolução de aulacógenos durante a colisão continental, relacionada a diferentes ângulos entre o aulacógeno e a margem colisional. Note-se que os aulacógenos mostram diferentes respostas à colisão (variando de extensão renovada em C até compressão segundo seu eixo em A (modificado de Sengor et al. 1978).

África de rifteamento e rotação em relação ao restante do continente, no final do Jurássico e Cretáceo Inferior.

Quando o oceano inicia seu fechamento por subducção em uma fossa, é produzido um arco vulcano-plutônico adjacente. O seu fechamento definitivo resulta em colisão continental e no desenvolvimento de um orógeno colisional. O braço abandonado do *rift* é preservado como um aulacógeno, localizado onde o orógeno desenha uma reentrância no seu antepaís. O aulacógeno é posteriormente assoreado pelos sedimentos provenientes do soerguimento e avanço do edifício orogênico. Seu bloco mediano subside, resultando no estágio final de deformação compressiva e falhamentos, estágio este em que passa a adquirir características similares àquelas das fases iniciais da evolução de um impactógeno. Uma importante diferença entre os regimes sedimentares do *rift* inicial e dos *rifts* de reativação extensional orogênica é que as cordilheiras então formadas constituem uma fonte sedimentar independente e induzem uma direção de transporte oposta àquela dominante durante a fase inicial de formação do aulacógeno. Se o aulacógeno está orientado em ângulo baixo a moderado relativo à direção de convergência do orógeno associado, sua reativação pode acontecer por deformação compressiva (Fig. 3.6). Falhamentos transcorrentes paralelos ou subparalelos ao eixo do aulacógeno podem ser acompanhados de extensão e expressos como reativação transtensional. Se o ângulo entre o aulacógeno e *trend* do cinturão colisional é baixo, pode-se desenvolver uma reativação transpressional importante, deformando e soerguendo a zona de *rift* original com o desenvolvimento de cunhas clásticas pós-colisionais (Sengor *et al.* 1978; Sengor 1995).

3.3. ESTRATIGRAFIA DO AULACÓGENO AGUAPEÍ

3.3.1. Formação Fortuna

Esta unidade abriga os sedimentos da base da sequência Aguapeí no Mato Grosso, sendo correlacionada às formações Arco Íris, Guapama Conglomerate e Lower Psamitic Unit na Bolívia, e a parte basal da Unidade Amolar no Mato Grosso do Sul. Possui ampla distribuição no aulacógeno e mostra caráter de sedimentação continental, especialmente acentuado e diversificado ao longo do alinhamento constituído pelas serras de São Vicente e Salto do Aguapeí até a região de

Santo Corazon e Amolar , onde a intensa movimentação de falhamentos sin-sedimentares se reflete na acumulação de espessas cunhas de fanglomerados, arcóseos, grauvacas feldspáticas e quartzo-grauvacas.

Na Folha Pontes e Lacerda, Takahashi *et al.* (1992) descrevem a Formação Fortuna como constituída por uma associação de metarenitos com cruzadas tabulares , acanaladas e cuneiformes, metaconglomerados ortoquartzíticos, metarenitos com estruturas espinha de peixe e intercalações de metapelitos. Admitem um ambiente deposicional fluvial, com retrabalhamento em ambiente litorâneo durante uma fase transgressiva.

Na região de Santo Corazon, o Conglomerado Guapama é composto essencialmente por seixos de quartzo suportados por uma matriz fíltica ou hematítica. Em Los Tajibos, os conglomerados são anômalos por conterem abundantes clastos de litologias do embasamento tais como mica-xistos, granitóides e quartzitos (Litherland *et al.* 1986). Os arenitos na região de Santo Corazon (Lower Psamitic Unit) são predominantemente sub-arcóseos e arcóseos a microclíneo, texturalmente imaturos.

Meta-grauvacas feldspáticas, meta-quartzo-grauvacas e metarcóseos , por vezes conglomeráticos e com abundantes estratificações cruzadas, compõem a base da denominada Unidade Amolar na região dos grandes lagos no Pantanal Matogrossense. Theodorovicz & Câmara (1991) destacam as características da granulometria, quase sempre grossa a muito grossa, persistente imaturidade mineralógica (abundância de feldspatos) e textural (grãos mal selecionados, angulosos e matriz sericítica) e apoiados na presença de estratificações cruzadas acanaladas e ausência de pelitos de planície de inundação, sugerem para estes sedimentos uma origem a partir de um fluxo unidirecional em um sistema fluvial entrelaçado (*braided*).

Na Serra de São Vicente (Fig. 3.7), a Formação Fortuna compõe-se de cerca de 1200m de sedimentos terrígenos essencialmente continentais, destacando-se quartzo-arenitos médios a grossos com abundantes estratificações cruzadas tabulares e festonadas, indicando transporte para SE, intercalando possantes pacotes de conglomerados e quartzo-grauvacas, além de delgadas camadas pelíticas. Nesta seção, por estar ausente a divisão tripartite do Grupo Aguapeí, o pacote sedimentar foi referido por Barros *et al.* (1982) e Menezes *et al.* (1991) como representante da Formação Morro Cristalina, com base principalmente na presença de conglomerados organizados. O levantamento dos vetores de paleocorrentes na porção central da serra mostrou, contudo, sentido

Figura 3.7 - Arcabouço estrutural da Serra de São Vicente (município de Vila Bela), esculpida em arenitos e conglomerados da Formação Fortuna.. Comparar o comportamento estrutural do Grupo Aguapeí neste setor da bacia com o esquema mostrado na figura 3.6.A.

Figura 3.8 – Seção colunar esquemática e paleocorrentes ($n=58$ medidas) da Formação Fortuna na parte central da Serra de São Vicente.

preferencial de transporte para SE como registrado para a Formação Fortuna em outros setores da bacia e inversamente àquele registrado para a Formação Morro Cristalina (vide item 3.3.3).

Importante feição tectônica da Serra de São Vicente é a Falha do Longa Vida, alinhada N20W paralelamente ao curso do córrego que lhe empresta o nome e admitida como de caráter normal, justapondo lateralmente duas seqüências de feições sedimentológicas e comportamento estrutural distintos e cujas relações estratigráficas estão representadas na figura 3.8 . A leste da falha aflora espessa unidade de quartzo-grauvacas médias, avermelhadas, constituídas por grãos subangulosos de quartzo combinados com até 20% de matriz siltico-argilosa. Este litótipo se organiza em camadas espessas de até 2m com aspecto maciço ou com estratificações cruzadas tabulares tangenciais, não raro, contendo em sua base resíduos conglomeráticos de cerca de 10cm de espessura. Esta unidade se associa a lamitos avermelhados, laminados ou maciços em camadas variando entre 0,2 e 2m. Pacotes espessos de conglomerados ortoquartzíticos também se intercalam à seção, mostrando arcabouço desorganizado , gradação normal ou estratificação cruzada tabular. A fração rudácea, normalmente subarredondada, pode atingir o tamanho de blocos (20cm) sendo mais comuns entretanto, os conglomerados de seixos (5-10cm). Devido ao caráter subesférico da maioria dos seixos, raramente foram observados elementos de paleocorrentes a partir de imbricações. Este conjunto encontra-se deformado por dobras isoclinais apertadas com plano axial mergulhando ~70 para SW, falhamentos de empurrão indicando a mesma vergência para NE e desenvolvimento de clivagem plano axial e de clivagem de crenulação nos pelitos.

O setor a oeste da Falha do Longa Vida (capa) é tipificado por uma associação em que predominam quartzo-arenitos médios, compostos por grãos de quartzo isentos de matriz argilosa e intensamente cimentados por sílica. A estrutura sedimentar mais comum é a estratificação cruzada tabular em *sets* de porte médio (50cm), sendo notável a escassez de intercalações de leitos pelíticos. Bancos de conglomerados com características semelhantes às descritas na outra unidade são comuns, porém apresentando a geometria de lentes de reduzida extensão lateral. Esta associação acha-se deformada em amplas dobras simétricas com flancos mergulhando cerca de 10° sem a instalação de superfícies de clivagem.

Na área de Rio Branco, a deposição só se iniciou nas fases finais deste estágio, com o desenvolvimento mais discreto dos depósitos aluviais e predomínio de sedimentos marinho rasos, que marcam o início da transgressão e a transição para o estágio posterior (Fig. 3.9). O pacote basal

LITOFÁCIES

AMBIENTE DEPOSICIONAL

FORMAÇÃO
VALE DA
PROMISSÃO

Siltitos laminados intercalando arenitos
muito finos

LAMAS DE
PLATAFORMA

Arenitos médios a finos com cruzadas
complexas por ondas e correntes

SEDIMENTOS
RELIQUIARES

F
O
R
M
A
Ç
Ã
O

F
O
R
T
U
N
A

Quartzo-arenitos médios a grossos
com cruzadas tabulares,
festonadas e espinha de peixe

BARRAS
ARENOSAS DE
INTERMARÉS

Lamitos, arenitos finos e
brechas intratormacionais
interestratificadas

INFRAMARÉS
COM
INFLUÊNCIA DE
TEMPESTADES

Figura 3.9 – Seção colunar esquemática e paleocorrentes ($n=72$ medidas) levantadas para a Formação Fortuna na Serra de Monte Cristo (feição cuestiforme da margem esquerda do Rio Cabaçal) e em diversos afloramentos na região de Rio Branco.

com cerca de 40m de espessura, exposto às margens do Rio Cabaçal na subida da Serra de Monte Cristo, é marcado pelo caráter heterolítico, iniciando-se pela alternância cíclica de arenitos grossos a muito finos, contendo frequentemente intraclastos de lamitos, siltitos e camadas de folhelhos cinza, com a espessura dos leitos variando desde alguns centímetros até 2m. Laminação plana e hummocky são as principais estruturas nos arenitos. Singular estrutura de deformação do acamamento primário, se encontra distribuída em algumas camadas pelíticas mais delgadas, como uma rede irregular de gretas preenchidas por arenito muito fino, formando pequenos cilindros acunhados. A ausência de um padrão poligonal contínuo, característico de gretas de ressecção subaérea, leva a admitir que estas estruturas sejam gretas de sinerese, formadas em ambiente subaquoso, semelhantes àquelas descritas em areias e lamas interestratificadas de planícies de intermarés do Cambriano de Newfoundland, leste do Canadá, por Hiscott (1982).

Em Rio Branco, esta unidade basal é recoberta por um pacote arenítico tabular, com espessura de cerca de 200m, composto por areias quartzosas de grão médio a grosso, em geral com uma população secundária de areia muito grossa e grânulos. As estruturas primárias observadas nesta fácies são a estratificação cruzada de porte médio, tabular e mais raramente festonada, produto da extensiva migração tracional de dunas e ondas de areia subaquosas, em regime de fluxo inferior. Feições características destas estratificações cruzadas incluem a bipolaridade do sentido de transporte sedimentar, expressa pelo padrão espinha de peixe observado em alguns afloramentos e nítida na roseta de paleocorrentes obtida para a região de Rio Branco (PRANCHA 2). Laminações cruzadas convexas para cima, marcas onduladas de perfil simétrico, pavimentos de intraclastos pelíticos e superfícies erosivas acanaladas superpostas às mega-ondulações (superfícies de reativação), são comumente observadas.

O topo da Formação Fortuna na região de Rio Branco é composto por um horizonte de cerca de 15m de espessura, caracterizado por arenitos finos a médios mostrando estratificações cruzadas de padrão complexo, combinando feições típicas de tração por correntes (cruzadas festonadas) retrabalhadas por amplas superfícies onduladas e níveis dominados por estratificações *hummocky*. Esta associação transiciona para os siltitos intercalando camadas de tempestitos, característicos da Formação Vale da Promissão. Os depósitos do topo da Formação Fortuna em Rio Branco exibem evidências de desequilíbrio com os processos hidrodinâmicos instalados ao final da deposição Fortuna, similarmente ao que se verifica para os sedimentos relictos ou palimpsesticos, que

PRANCHA 2 - Arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabulares e espinha de peixe (herringbone) da Formação Fortuna na região de Rio Branco. A foto inferior mostra o retrabalhamento de megaondulações por "ripples" de corrente. Afloramentos na estrada Santa Fé-Rio Branco e no Córrego Bracinho em Roncador.

compreendem cobertores arenosos pré-holocênicos depositados em grande parte da plataforma continental atual e que se formaram em águas mais rasas ou no continente durante o rebaixamento do mar que acompanhou a glaciação pleistocênica (Johnson 1978).

As feições acima apontadas sugerem fortemente a deposição destes arenitos em ambiente marinho raso, com sistema de correntes controlado pela ação das marés. A direção predominante de transporte sedimentar foi de NNW para SSE , com vetores secundários para Norte, confirmando a bidirecionalidade periódica, típica de correntes de marés. Esta fácies se assemelha aos cobertores de arenitos que incluem vários corpos arenosos indiferenciados, abundantes no Pré-Cambriano e exemplificados pelo Quartzito Jura na Escócia (Anderton 1976 ; Johnson 1978). Dunas e ondas de areia, durante períodos de correntes normais, migram no sentido da maré vazante. Em condições de intensa agitação por tempestades, desenvolvem-se superfícies erosivas extensas e rasas , recobertas por resíduos conglomeráticos, onde se destaca a concentração de seixos de lamitos, produto do endurecimento e fragmentação subaérea de sedimentos finos, depositados originalmente em planícies lamosas de supramaré. A relação de recobrimento que esta fácies arenosa guarda com a fácies heterolítica (depositada na região de inframarés, abaixo do nível-base de ação das correntes normais) , permite considerá-las conjuntamente como uma sucessão progradacional, desenvolvendo um perfil de granocrescência e estratocrescência ascendentes, típico da gradação de ambientes marinho raso costa afora, até zonas de alta energia na intermarés (Miall 1984).

3.3.2. Formação Vale da Promissão

A unidade intermediária do Grupo Aguapeí consiste de um intervalo essencialmente lamítico com discretas intercalações arenosas em todos os setores da bacia. Na porção sul do aulacógeno está representada pelos sedimentos da Argilaceous Unit de Litherland *et al.* (1986) e provavelmente por aqueles denominados de fácies praial e fácies lagunar da Unidade Amolar de Theodorovicz & Câmara (1991). Exposições mais restritas desta unidade e submetidas a intensa deformação, são observadas ao longo da porção norte da bacia , como nas imediações de Pontes e Lacerda (Garimpo do Onça) , no núcleo dos sinclinais do Caldeirão, Salto do Aguapeí e em afloramentos esparsos, sotoposta aos aluviões do Alto Guaporé, no núcleo do Braquissinclinal da Borda.

Takahashi *et al* (1992) descrevem a Formação Vale da Promissão na Folha Pontes e Lacerda como composta por cerca de 300m de metapelitos com laminação plano-paralela, intercalando metarenitos tabulares apresentando granulometria granodecrescente e contato basal abrupto contendo intraclastos de metapelitos. Interpretam o pacote como tendo se depositado em ambiente lagunar (pelitos) com a interveniência de correntes de turbidez (arenitos tabulares).

Na Zona Marginal Ocidental, a Formação Cuatro Carpas (Litherland & Power 1989) é uma seqüência predominantemente quartzítica, com frequentes intercalações pelíticas e espessuras de 100 a 500m. A sucessão litológica, a distribuição das paleocorrentes , o espessamento do norte para o sul da Serra de Huanchaca e sua provável cronocorrelação aos depósitos de plataforma marinha Vale da Promissão, sugerem a acumulação de sedimentos em construções deltáicas, progradando a margem norte-noroeste da bacia.

A Formação Vale da Promissão encontra-se excelentemente exposta nas serras de Santa Bárbara e de Rio Branco. Na região de Rio Branco, onde foi detalhadamente estudada, está constituída por uma associação de siltitos laminados e arenitos com estratificação hummocky, compondo seqüências granocrescentes cíclicas com espessuras de cerca de 10m, onde são observadas várias escalas de alternância entre os dois litótipos (Fig. 3.10) . Os siltitos são rochas cinza a amareladas, micáceas, apresentam laminação plana milimétrica, ou interestratificação com arenitos muito finos, dando origem a estruturas linsen, wavy e flaser, com indicações de hidrodinâmica oscilatória. Os arenitos são finos a muito finos, acinzentados, vermelhos quando alterados e descritos petrograficamente como subarcóseos, sublitarenitos e subarcóseos líticos segundo a classificação de McBride (1963) (Tab. 1).

Os ciclos granocrescentes preservam uma combinação completa de estruturas de uma seqüência ideal de um tempestito (Della Fávera 1984) (PRANCHA 3). Nas porções mais inferiores do ciclo, delgadas camadas de arenito muito fino assentam abruptamente sobre siltitos que dominam o intervalo. As camadas arenosas se iniciam com laminação plana, passando a microlaminação cruzada por oscilação, frequentemente cavalgante, sendo finalmente capeada por pelitos (Tp e Tx de Dott & Bourgeois 1982). O topo dos ciclos é constituído por bancos de cerca de 3m de espessura de arenitos finos cinza-esverdeados, assentados em superfícies erosivas onduladas, geralmente contendo em sua base pavimentos de intraclastos, sulcos e escavações como marcas de sola. Estes corpos arenosos se amalgamam lateralmente como lentes e a estrutura

Figura 3.10 – Seção colunar esquemática composta levantada para a Formação Vale da Promissão em afloramentos na região de Rio Branco e Salto do Céu. GD : grano-decrescência ascendente; EC : estratocrescência ascendente

PRANCHA 3 – Associação de siltitos laminados e arenitos muito finos com ondulações truncadas da Formação Vale da Promissão nas proximidades do Vila de Roncador, região de Rio Branco. A: Estratificação cruzada "hummocky" em subarcóseos líticos muito finos; B: Lentes arenosas com estratificações "hummocky" intercaladas aos siltitos com laminação plana; C: contato basal abrupto de uma barra de tempestade sobre os pelitos depositados na plataforma em tempos normais; D: diapirismo dos pelitos na base de um horizonte tempestítico.

A **B** **C** **D**

primária típica é a estratificação *hummocky* com comprimento de onda de até 3m e amplitude máxima de 50cm. O caráter episódico de curta duração da deposição destas areias é atestado pelas freqüentes estruturas diapíricas, resultado de reajustes internos de pressão entre drapes de lama saturados de água e areias inconsolidadas, rapidamente depositadas, possivelmente no intervalo de algumas horas.

As feições acima descritas, permitem traçar um panorama paleogeográfico caracterizado por uma plataforma marinha rasa, dominada pela deposição de lamas e periodicamente afetada pelo aporte de areias finas imaturas, transportadas em suspensão por fluxos de alta energia (retorno da onda de tempestade) e acumuladas como barras sob o efeito do fluxo oscilatório da lâmina d'água. A relação de contato transicional que a Formação Vale da Promissão guarda com a Formação Fortuna na região de Rio Branco, permite supor que estas duas unidades constituam uma seqüência contínua de eventos deposicionais de tendência transgressiva (Fig. 3.11), resultado da subsidência regional da superfície do cráton que caracteriza este intervalo .

3.3.3. Formação Morro Cristalina

Este intervalo litoestratigráfico abriga as unidades denominadas Formação Morro Cristalina (Souza & Hildred 1980), Upper Psamitic Unit (Litherland *et al.* 1986), Buena Vista Formation (Litherland & Power 1989), Grupo Novos Dourados Theodorovicz & Câmara (1991) e muito provavelmente as seqüências vagamente descritas como Grupo Vibosi por Litherland *et al.* (1986), devido a sua constituição litológica (arcóseos e quartzo-arenitos) e continuidade física com o Grupo Novos Dourados.

Na porção sul da Zona Central são registradas as maiores espessuras deste estágio, atingindo mais de 1400m na região de Santo Corazon. Segundo Theodorovicz & Câmara (1991) o Grupo Novos Dourados é composto por uma fácies de leques aluviais (Fm. Mandioré) e outra com características compatíveis com as de turbiditos proximais (Fm. Córrego do Palmital) .

Este pacote exhibe feições estruturais e deposicionais que permitem concluir que sua sedimentação foi sinorogênica, relacionada a uma tectônica compressiva (cinturão de empurrão ativo). Sua deposição teria se processado em bacias frontais às frentes de cavalgamento que afetaram as rochas da Unidade Amolar. Os conglomerados dos leques Mandioré incorporam seixos e

Figura 3.11 - Modelo deposicional de desenvolvimento da sequência Fortuna/Vale da Promissão na região de Rio Branco no qual, areias de planícies costeiras passam em direção à bacia para areias transgressivas de plataforma, retrabalhadas por marés e tempestades. O suprimento de areias para a plataforma se dá principalmente através de transgressão erosiva e retrabalhamento por um regime hidráulico de alta energia na plataforma.

Figura 3.12 - Seção colunar esquemática mostrando a associação de litologias, estruturas sedimentares e paleocorrentes obtidas pelas estratificações cruzadas da Formação Morro Cristalina em suas exposições ao norte de Salto do Céu.

SSE

NNW

PRANCHA 4 - Arenitos grossos seixosos da Formação Morro Cristalina nos arredores de Rio Branco. Estratificações cruzadas tabulares com lâminas frontais indicando sentido de transporte persistente para NNW e estratificações cruzadas fluidizadas e intensamente deformadas como dobras recumbentes intraformacionais corrente abaixo

até matacões angulosos, cuja natureza predominantemente de metarenitos e metassiltitos indicam como fonte a Unidade Amolar.

Na Serra de Huanchaca, a Formação Buena Vista é composta por arenitos finos com estratificações cruzadas tabulares e festonadas, por vezes gigantes (certamente dunas eólicas) e com direções de paleocorrentes opostas (SE- NW) àquelas levantadas para as unidades subjacentes (Arco Íris e Cuatro Carpas) (Litherland & Power 1989).

Na região de Rio Branco este conjunto essencialmente arenoso se destaca na morfologia por capear os principais altos topográficos, desenvolvendo extensa superfície sub-horizontal, com suaves mergulhos e aumento gradual de espessuras na direção NNE, até ser recoberto pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parecis. Está composto por quartzo-arenitos seixosos, com estratificações plano-paralelas e superposição de seqüências de cruzadas tabulares tangenciais de porte médio, com níveis residuais centimétricos de conglomerados na base (Fig. 3.12). Dobras recumbentes corrente abaixo e laminações convolutas são freqüentes, afetando o topo das lâminas frontais e sua associação conspícua com superfícies erosivas, sugere cisalhamento induzido por fortes correntes, transportando importante carga de tração de fundo e atuando sobre uma interface arenosa inconsolidada (Reineck & Singh 1980 ; Harms 1962), processo semelhante ao descrito por Coleman (1969) para estruturas equivalentes nos depósitos de canal do rio Brahmaputra (PRANCHA 4).

Similarmente ao registro da Serra de Huanchaca, na região de Rio Branco as paleocorrentes desta seqüência mostram deposição influenciada por nítida inversão do paleodeclive em relação às unidades inferiores, com o sentido preferencial do transporte sedimentar se processando de SE-SW para NW-NE. Do mesmo modo, o padrão unimodal dos vetores de paleocorrentes verificados tanto na área de Rio Branco, como na Serra de Huanchaca/Ricardo Franco, reforça a interpretação de deposição por fluxo unidirecional a partir de áreas continentais emersas situadas a SW-SE. Por outro lado, a proveniência dos clastos em certos setores da bacia, cuja principal fonte são os sedimentos dos estágios prévios, evidencia um caráter autofágico da sedimentação, similar àquele observado em depósitos molássicos (Saes & Fragoso Cesar 1994).

3.4. EVOLUÇÃO DO AULACÓGENO AGUAPEÍ

3.4.1. Compartimentação tectônica sinsedimentar

O Aulacógeno Aguapeí evoluiu como uma bacia tectonicamente compartimentada desde os primórdios de sua individualização, até a submergência e emergência final. Saes & Leite (1993) interpretaram sua evolução como uma depressão originada por estiramento de crosta continental no interior de uma massa cratônica parcialmente estabilizada (Bacia Cratônica Interior de Klein 1987 ou Sinéclise Interior Continental de Kingston *et al.* 1983). Assinalaram contudo, em alguns setores da bacia, feições indicativas da atuação de falhamentos sinsedimentares, como a espessura anômala e imaturidade dos sedimentos . A compartimentação aqui discutida é a proposta por Saes & Frago Cesar (1994), que dividiram transversamente a bacia em três zonas : Zona Central, Zona Marginal Ocidental e Zona Marginal Oriental (Fig. 3.13).

Na Zona Central os sedimentos são mais espessos e imaturos e foram afetados por intensa e complexa deformação em um cinturão de cisalhamento transpressivo dextral (Zona de Cisalhamento Aguapeí), metamorfizados no fácies xistos verdes, atingindo localmente a zona da biotita e afetados por intenso hidrotermalismo, que origina o alinhamento de inúmeras ocorrências auríferas ao longo de seu *trend* . A coincidência entre a Zona Central e um embasamento marcado por importantes anomalias geofísicas, posicionamento de complexos ígneos básico-ultrabásicos e marcantes diferenças na constituição geológica dos terrenos a NE e SW da mesma, levou autores recentes a admitir que a instalação de seu depocentro linear, se deu sobre uma paleo-sutura colisional (Terreno Rio Alegre neste trabalho) que limita províncias geológicas evoluídas separadamente (crátons Guaporé e Paragua de Menezes *et al.* 1993 ; terrenos Jauru e Paragua de Saes & Frago Cesar 1996 ; Terrenos Santa Helena e Paragua nesta tese).

Em direção às zonas marginais , observa-se um aumento gradativo da maturidade dos sedimentos e redução das espessuras , metamorfismo e deformação . Nas serras de Rio Branco e Huanchaca, o Grupo Aguapeí consiste de uma pilha com espessura de aproximadamente 500m , deformado em amplos dobramentos com flancos mergulhando menos que 10° e metamorfismo nulo, exceto nas imediações de sills e diques de diabásio, que produzem estreitas auréolas cornubianíticas .

Figura 3.13 - Principais elementos tectônicos do Orógeno Sunsas e compartimentação tectônica sinsedimentar do Aulacógeno Aguapeí na porção sul do Cráton Amazônico. Os números se referem às seções colunares das figuras 13.14 e 13.15 (modificado de Saes & Fragoso Cesar 1994)

3.4.2. Estágios deposicionais

A registro sedimentar do aulacógeno pode ser dividido em três episódios deposicionais, (*RIFT*, *SINÉCLISE* E *INVERSÃO*) rastreados com bastante segurança nas zonas marginais (Rio Branco, Santa Bárbara) e bem representados nas porções mais profundas da bacia como em Santo Corazón e na Serra do Amolar. Ao longo da Zona Central , os três estágios são de difícil reconhecimento, e o Estágio de Inversão está ausente nas serras de São Vicente e Aguapeí.

3.4.2.1. O Estágio Rift

É o estágio mais bem representado em todos os setores da bacia, compondo-se principalmente de clásticos grosseiros acumulados em sistemas continentais , costeiros passando a marinho raso no topo. Ao longo da Zona Central este conjunto apresenta sua maior expressividade, como documentado pelos possantes pacotes de sedimentos imaturos que compõem a Serra de São Vicente (Figs.3.14 e 3.15), e a abundância de cunhas de fanglomerados persistentes ao longo do seu alinhamento (Conglomerado El Puquio, Guapama Conglomerate, fácies *braided* da Unidade Amolar). Nas zonas marginais, o desenvolvimento mais discreto de fanglomerados, a maior maturidade dos depósitos e o predomínio de ambientes costeiros a marinho raso, sugerem que a instalação deste estágio se deu em época tardia em relação à Zona Central, provavelmente acompanhando o início da reversão dos soerguimentos das ombreiras do aulacógeno que marcaram a fase *rift*.

3.4.2.2. O Estágio Sinéclise

Esta etapa sedimentar do Aulacógeno Aguapeí, representa o reflexo da definitiva instalação de um limite divergente da placas e expansão de um oceano entre 1.3-1.0Ga, no sudoeste do Cráton Amazônico. A bacia submerge e se expande lateralmente sobre uma superfície profundamente erodida e aplainada durante o estágio precedente. A sedimentação é marcada por um trato de sistemas deposicionais costeiro (deltas Cuatro Carpas), marinho raso (Vale da

Figura 3.14 - Seção estratigráfica transversal ao Aulacógeno Aguapeí, utilizando como datum o topo da fase rift e destacando a evolução tectônica, de distensiva nos estágios rift e sinéclise a transpressiva no estágio de inversão. Note-se o desenvolvimento de espessuras anômalas para o estágio rift e a não preservação dos outros estágios deposicionais da bacia ao longo de sua Zona Central (Serra de São Vicente). Os números correspondem às localidades da figura 3.13.

Figura 3. 15 - Seção estratigráfica esquemática composta do Aulacógeno Aguapeí, utilizando como datum a discordância regional que marca o topo da Fase Sinéclise. Note-se a sensível redução das espessuras em direção às ombreiras e zonas marginais do rift bem como o espessamento da seção na região de Santo Corazon, configurando a provável abertura do aulacógeno em uma bacia oceânica (modificado de Saes & Fragozo Cesar 1994).

Promissão) e marinho profundo (Argilaceous Unit) , cuja distribuição espacial das fácies é controlada pelo depocentro na região de Santo Corazon .

A expansão lateral da superfície de deposição neste estágio, recobrimdo os depósitos mais restritos da fase tafrogênica inicial , produz a configuração de cabeça de boi (*bovine head*) (McKenzie 1978; Chang et al. 1991; Sengor 1995), bem ilustrada nas figuras 3.14 e 3.15. Ao estiramento, afinamento crustal e falhamentos normais que marcaram o estágio *rift* , segue-se agora um estágio tectônico de subsidência mecânica, de caráter regional e marcado pela flexura das bordas da bacia.

A espessa seção de pelitos intercalando leitos tabulares de arenitos com acamamento gradacional de Santo Corazon (Argilaceous Unit) pode, alternativamente, ter evoluído como uma construção deltaica, progradando sobre a reentrância deixada pela fragmentação na margem continental, à semelhança dos depósitos deltaicos pré-colisionais da maioria dos aulacógenos (Sengor et al. 1978; Sengor 1995).

3.4.2.3. O Estágio de Inversão

Está composto por sedimentos essencialmente continentais, marcadamente distintos dos precedentes, no que diz respeito à proveniência dos clastos e direções de paleocorrentes. Esta sequência assenta em discordância erosiva sobre os depósitos do Estágio Sinéclise, caracterizada como paraconformidade nas zonas marginais e discordância angular na porção sul da Zona Central, na região da Serra do Amolar (Theodorovicz & Câmara 1991).

3.4.3. Evolução paleogeográfica

A análise sequencial das unidades litofaciológicas que compõem o Grupo Aguapeí em Mato Grosso e seus correlativos na Bolívia e Mato Grosso do Sul, revelam a existência de um ciclo deposicional completo (com os três estágios preconizados por Kingston et al. 1983, para o desenvolvimento de cunhas sedimentares transgressivas-regressivas) , incorporando uma fase de individualização bacinal (estágio *rift*), uma fase de submergência, marcada pelo avanço de mares epicontinentais, afogamento das áreas fontes e deposição da unidade pelítica intermediária (estágio

sinéclise) e uma fase de emergência final da bacia com o desenvolvimento de discordâncias e erosão de parte das unidades precedentes (estágio de inversão).

O exame do Aulacógeno Aguapeí, tendo como base a abordagem integrada das relações estratigráficas (tendências isópacas, contiguidade lateral e vertical das litofácies, natureza dos contatos), da sedimentologia (inventário das feições primárias passíveis de fornecer elementos de diagnose paleoambiental), estruturação paleogeológica de seu embasamento e dados de paleocorrentes (Fig. 3.16), permitem a elaboração de uma síntese paleogeográfica seqüencial, ilustrando a evolução da bacia através do tempo, eventos tectônicos e variações do nível do mar. Os mapas da figura 3.17 são essencialmente interpretativos, os dados descritivos estando muito generalizados ou omitidos.

As variações de espessura e fácies e a distribuição das paleocorrentes do estágio inferior, permitem admitir uma vocação de subsidência segundo faixas alongadas na mesma direção herdada da estrutura do embasamento, com o preenchimento dessas calhas se processando principalmente segundo um padrão longitudinal, por sistemas fluviais entrelaçados, leques aluviais proximais e distalmente transmutando-se em um sistema estuarino, no qual a sedimentação se dá sob influência das marés. Este estilo de preenchimento pode ser comparado ao modelo 6 definido por Miall (1981) em sua classificação dos sistemas deposicionais aluviais, no qual os ambientes proximais de leques aluviais e planície aluvial preenchem a depressão transversalmente, passando para ambientes medianos de rios longitudinais e distalmente a ambientes costeiros (estuários) e marinho rasos (barras arenosas de marés).

A ascensão relativa do nível do mar produz um trato de sistemas de mar alto, no qual deltas discretos progradam uma plataforma siliciclástica rasa dominada por tempestades, com empilhamento de inúmeras parasseqüências como ilustradas na figura 3.10. Na porção sul do aulacógeno, o registro de espessa coluna de pelitos intercalando arenitos com acamadamentos gradacionais (Litherland *et al.* 1986 ; Theodorovicz & Câmara 1991) sugerem a construção de leques submarinos, provavelmente como resposta a eventos periódicos de regressão marinha durante o estágio, com conseqüente erosão da plataforma e deposição de turbiditos abaixo do nível base de ação das ondas de tempestades.

O Estágio de Inversão é composto por depósitos marcadamente distintos dos anteriores, dos quais é separado por discordância erosiva. As paleocorrentes e proveniência dos clastos mostram

Figura 3.16 - Mapa de distribuição das paleocorrentes dos grupos Aguapeí e Huanchaca na porção norte do Aulacógeno Aguapeí, destacando a inversão geral do sentido de transporte sedimentar registrada nas formações Morro Cristalina e Buena Vista (extraído de Saes & Leite 1993).

ESTÁGIO	SISTEMA DEPOSICIONAL	LITO ESTRATIGRAFIA
INVERSÃO	dunas eólicas	Fms. Morro Cristalina, Buena Vista, Upper Psamitic Unit, Grupo Novos Dourados
	fluvial entrelaçado
SINÉCLISE	leques deltáicos	Fms. Vale da Promissão, Cuatro Carpas, Argillaceous Unit, Unidade Amolar
	barras de plataforma (tempestitos)
	leques submarinos (turbiditos)
RIFT	leques aluviais	Fms. Fortuna, Arco Iris, Guapama Conglomerate, Lower Psamitic Unit
	fluvial entrelaçado
	centros magmáticos

Figura 3.17 – Esbôço da evolução paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí estampando os tratos de sistemas deposicionais associados a cada estágio tectono-estratigráfico da bacia.

uma reestruturação da bacia, com as áreas fontes situando-se a SE e transporte dos sedimentos para NW em sistemas de leques aluviais e planícies aluviais de padrão entrelaçado, localmente retrabalhados por dunas eólicas. Digno de nota, também, é a distribuição dos sedimentos deste estágio nas porções mais proximais da bacia, restrita às zonas marginais não afetadas por tectônica muito severa. A sua completa ausência na Zona Central do aulacógeno, corrobora a hipótese da natureza autofágica desta sedimentação, e permite supor que sua deposição é contemporânea e/ou pós-data os principais eventos diastróficos relacionados ao Ciclo Sunsas no sudoeste do Cráton Amazônico.

3.4.4. Petrografia e considerações paleoclimáticas

As unidades arenosas principais do Grupo Aguapeí na região de Rio Branco, refletem um nítido fracionamento textural/mineralógico dos detritos carreados das áreas fontes (Tabela 1). As diferenças texturais e mineralógicas entre os quartzo-arenitos da Formação Fortuna e os sub-arcóseos líticos da Formação Vale da Promissão resultam de diferentes modos de transporte operando em ambientes deposicionais adjacentes, haja vista a forte interdependência de tamanho das partículas e composição mineralógica (Davies & Ethridge 1975). Por outro lado, a completa ausência de carbonatos, especialmente na seção marinha (Vale da Promissão) e o predomínio de clásticos oligomíticos (fragmentos ricos em SiO_2), sugerem a atuação de rigoroso intemperismo químico sobre um substrato essencialmente granítico, promovendo eficiente decomposição dos silicatos menos estáveis (como os feldspatos).

Estudos realizados em areias fluviais holocênicas derivadas do mesmo tipo de fontes cristalinas, mas submetidas a distintas condições climáticas (úmido/temperado e árido/semi-árido), mostram composições distintas, indicando que o intemperismo de uma rocha fonte específica, determinado em grande parte pelo clima, é um dos controles primários da composição das areias (Suttner et al. 1981). Experimentos simulando a maturação composicional das areias demonstram que nos primeiros 75km de transporte fluvial não se observa modificação significativa da composição primária das areias, climaticamente imposta. Entretanto, a deposição em ambientes de maior energia como praias, dunas costeiras ou sob condições de fortes correntes de intermarés, tende a destruir a

impressão climática da composição das areias, o que, segundo Condie (1982), é o fator determinante da grande quantidade de quartzo-arenitos nas sucessões proterozóicas.

As considerações acima sugerem que a deposição do Grupo Aguapeí foi desenvolvida a partir da erosão de espessos mantos de solo, evoluídos em clima úmido e temperado e envolvendo um prolongado período de estabilidade tectônica *pré-rift*. Durante este período, as rochas cristalinas do embasamento, foram submetidas a extensiva peneplanização. Adicionalmente, a ausência de cobertura vegetal que promovesse a estabilização do manto intempérico propiciou a recorrência de sucessivos episódios de reciclagem em sítios deposicionais transitórios, resultando na progressiva maturação textural e composicional dos clastos.

UNIDADE	Morro Cristalina	Vale da Promissão	Fortuna
PETRO FÁCIES	Qz-arenitos médios seixosos com cruzadas tabulares	Sub-arcósios líticos com oscilações truncantes	Qz-arenitos méd/grossos com cruzadas tabulares e festoon
Mz(mm)	0,29	0,14	0,52
%Q	97,5	67	96
%F	0,5	5,6	-
%R	0,12	5,4	0,2
%M	-	6,4	1,6
%Mat	-	11,4	-
Arred. Quartzo	Arr / MBArr	Subang / Subarr	Arr /Subarr
Nº de lâminas descritas	21	11	28

TABELA 1 - Atributos texturais/mineralógicos médios dos arenitos do Grupo Aguapeí na região de Rio Branco; Mz - Diâmetro médio; %Q - quartzo; %F - Feldspato; %R - Fragmentos líticos; %M - Micas; %Mat - Matriz; Arredondamento do Quartzo.

3.5. TECTÔNICA MODIFICADORA DA BACIA

Os principais elementos tectônicos relacionados ao Ciclo Sunsas no sul do Cráton Amazônico estão claramente associados à evolução de uma margem passiva, passando a colisional e o reflexo desta colisão no rift intracontinental, com importantes repercussões ao nível de seu embasamento.

O Cinturão de Cisalhamento Sunsas, sugerido por Rizzotto & Silva (1997), possui dimensões de aproximadamente 600x130km, tendo sido originado pelo evento ocorrido por volta de 1.0Ga, caracterizado por um regime de cisalhamento compressivo, não-coaxial, dúctil, manifestado por transcorrências de alto ângulo, com cavalgamentos subordinados, imprimindo feições miloníticas anastomosadas nas mais diferentes litologias. Este Cinturão é composto por várias zonas de cisalhamento, entre as quais, a Zona de Cisalhamento San Diablo, cujo registro estrutural na Serrania Pedregosa é constituído por quartzitos, filitos e xistos, intensamente deformados, chegando a gerar ultramilonitos. Nesta área, a foliação milonítica se orienta E-W, com mergulho subvertical, lineações de estiramento e mineral subhorizontais e cinemática sinistral.

De acordo com Pitfield *et al.* (1979), a *Zona de Enderezamiento San Diablo (San Diablo Straightening Zone)* constitui uma faixa de refoliação com 5-10 km de largura, provocada por uma transcorrência maior, na qual rochas do embasamento são transformadas em milonitos, blastomilonitos e gnaisses miloníticos. Estes mesmos autores descrevem nas serras de Lucma e Tajibos, quartzitos e filitos, cisalhados por mecanismo dúctil-rúptil, com desenvolvimento de foliação sigmoidal, recristalização e alongação do quartzo e alinhamento de micas, com paragêneses metamórficas do fácies xistos-verdes.

Na Serra do Amolar, Theodorovicz & Câmara (1991) descrevem a deformação que atua sobre as rochas da Unidade Amolar e Grupo Novos Dourados, como vinculada a amplas zonas de cisalhamento dúctil em regime transpressivo (transcorrências sinistrais com cavalgamentos associados), produzindo zonas de altas taxas de deformação (*shear zones*), dentre as quais destaca-se com maior expressão a da Penha, e porções de todo preservadas (*pods*).

Em Mato Grosso, as zonas de cisalhamento Cabaçal e Indiavaí-Lucialva mostram evidências estruturais e geocronológicas (Leite *et al.* 1998) de que foram afetadas por este evento, enquanto que a Zona de Cisalhamento Aguapeí, teve sua evolução diastrófica vinculada à movimentação

dextral de uma zona tectonicamente instável, localizada no limite entre terrenos de evoluções distintas e separadas no espaço e no tempo, amalgamados no Mesoproterozóico (Fig. 2.7).

A nível regional, a deformação que afeta as supracrustais que preenchem o Aulacógeno Aguapeí em Mato Grosso é descontínua, comportando coberturas sub-horizontalizadas a oeste nas serras de Ricardo Franco/Huanchaca e Santa Bárbara e a leste nos extensos homoclinais de mergulhos menores que 10 na região de Rio Branco (Fig. 3.18 e 3.19), só localmente exibindo dobras abertas, provavelmente induzidas por movimentação de falhas em seu embasamento. A polaridade tectônica se manifesta pelo incremento da deformação para NE em direção ao limite com o terreno Jauru, estabelecendo-se dobras abertas simétricas, passando para um domínio de dobras assimétricas e falhas inversas com vergência para NE, bem ilustrado na Serra de São Vicente. A deformação atinge sua maior intensidade nas serras do Pau a Pique, Salto do Aguapeí e Santa Rita, com dobras isoclinais invertidas apresentando flancos rompidos por falhas inversas, foliação plano-axial penetrativa, clivagem de crenulação e lineações de estiramento mergulhando com altos valores para W-NW.

As isógradas metamórficas progridem no mesmo sentido, com seqüências isentas de metamorfismo nas zonas marginais, passando a anquimetamórficas e atingindo condições de fácies xistos verdes no flanco leste da Zona Central. Neste setor verifica-se a intensa cristalização de muscovita, com o desenvolvimento de texturas lepidoblásticas e flaser, frequentemente associadas a sombras de pressão em porfiroclastos de quartzo.

Na Serra de São Vicente, Silva e Chemale Jr. (1997) identificaram metamorfismo de fácies xistos verdes inferior a anquimetamorfismo em metarenitos e metaconglomerados, estruturados em dobras regionais, isoclinais, fechadas. Interpretam a atual vergência tectônica para E como resultado de vários pulsos de empurrão de E para W, com rotação anti-horária colinear aos eixos dos dobramentos, interpretação corroborada pela observação de zonas miloníticas 2km a leste da cava da mina e em furos de sondagem que alcançaram esta zona de deformação dúctil no contato cobertura-embasamento em profundidade.

Fernandes (1998), estudando a área do depósito do Pau a Pique, denomina a Zona de Cisalhamento Corredor, descrevendo-a como um cinturão milonítico disposto em faixas anastomosadas segundo NNW-SSE, que justapõe os metaconglomerados da Formação Fortuna e os granito-gnaisses Santa Helena. A análise dos indicadores cinemáticos na região do depósito do Pau

Figura 3.18 - Seções geológicas regionais do sudoeste de Mato Grosso, destacando a compartimentação do embasamento do Aulacógeno Aguapei em relação com seu comportamento estrutural geral nas diversas áreas de ocorrência

Domínio Estrutural

Localização dos domínios

Figura 3.19 - *Compartimentação tectônica da porção norte do Aulacógeno Aguapeí em Mato Grosso, evidenciando o confinamento da deformação mais severa na Zona Central da bacia, instalada sobre o limite entre os terrenos Paragua e Santa Helena (Terreno Rio Alegre).*

a Pique revela uma componente de cisalhamento transcorrente de cráter dextral, combinado com movimento de cavalgamento. Este autor identifica ainda o transporte tectônico de SW para NE, à diferença daquele descrito por Menezes *et al.* (1993) na Folha Pontes e Lacerda (de NE para SW) a norte do depósito do Pau a Pique.

Na região a sul de Pontes e Lacerda, especialmente na área do Depósito da Lavrinha, arenitos e conglomerados da Formação Fortuna absorvem a deformação através de rampas frontais de baixo ângulo, com o desenvolvimento de possantes horizontes de milonitos e filonitos que acompanham as superfícies de acamamento nos sedimentos, ou ao longo de superfícies de descolamento na interface embasamento/cobertura.

3.6. O OURO NO GRUPO AGUAPEÍ

As primeiras descobertas de ouro na bacia do Alto Guaporé remontam ao século XVIII, como consequência do êxodo provocado pelos altos tributos que a corôa portuguesa impunha sobre a produção das minas da Baixada Cuiabana . Em 1734 , a bandeira dos irmãos Paes de Barros descobre ouro nos aluviões do Rio Galera e em 1948 são descobertas as minas da Chapada de São Francisco Xavier, no cume da Serra de São Vicente (Siqueira *et al.* 1990).

Embora existam vestígios da exploração do minério primário pelos bandeirantes, apenas com a exaustão dos depósitos aluvionares mais acessíveis, iniciada no final dos anos 80, se tornaram atrativas as ocorrências de ouro em veios de quartzo que cortam as rochas do Grupo Aguapeí e seu embasamento , sendo então melhor conhecidas as mineralizações da Lavrinha, Pau a Pique, São Francisco Xavier e São Vicente. Na bacia do Alto Guaporé, o Grupo Aguapeí sustenta as elevadas serras conhecidas pelos nomes locais de São Vicente/da Borda, Azul, Pau a Pique e Salto do Aguapeí . Está intensamente deformado ao longo da Zona de Cisalhamento Aguapeí, faixa de cerca de 20km de largura, extensa desde a extremidade norte da serra de São Vicente, até a região de Santo Corazon na Bolívia e Serra do Amolar em Mato Grosso do Sul , com direção geral N20°W.

Ao longo desta Zona de Cisalhamento se alinham as principais ocorrências auríferas da região, resultado do hidrotermalismo durante o Evento Sunsas (1.0 Ga) e alojadas em uma complexa combinação de trapas estruturais/estratigráficas de natureza e orientações diversas (Fig. 3.20).

OCORRÊNCIAS DE Au

- 1 - Rio Galera/São Vicente
- 2 - Ruínas São Francisco Xavier
- 3 - Rio Sararé
- 4 - Incra
- 5 - Córrego da Onça
- 6 - Lavrinha
- 7 - Bananal / Rio Alegre
- 8 - Pau a Pique
- A-A' e X-X' - Seções geológicas da fig. 3.22

TERRENO
PARAGUA

TERRENO
RIO
ALEGRE

TERRENO
SANTA
HELENA

Complexo
Granítico
Santa Helena

TERRENO
JAURU

Suite Intrusiva
Rio Branco

Embasamento
metamórfico

Cobertura pós-Aguapeí

Grupo Aguapeí

Figura 3.20 - Mapa de localização das principais ocorrências auríferas da Província Guaporé

Saes *et al.* (1991) discutem os fatores condicionantes das mineralizações, denominando a Província Aurífera do Alto Guaporé, originada pela mobilização de duas fases hidrotermais geometricamente relacionadas à deformação. Silva & Rizzotto (1994) estendem este alinhamento de mineralizações até as imediações de Ariquemes na Rondônia, renomeando-o de Província Aurífera do Guaporé, vinculada a importante feição geotectônica, denominada de Cinturão de Cisalhamento Guaporé. Segundo estes autores, este cinturão, parcialmente condicionador das mineralizações, é caracterizado por um sistema de cavalgamentos oblíquos e frontais, gerados por uma tectônica colisional no Proterozóico Médio.

O minério em geral é constituído de quartzo, pirita e ouro e a zona de alteração hidrotermal contém quartzo, sericita, pirita e magnetita. Calcopirita, galena e arsenopirita ocorrem no depósito do Córrego do Onça. As sericitas dos depósitos da Lavrinha, Ernesto e Japonês foram analisadas pelo método K/Ar, com resultados caindo no intervalo 964±42 Ma e 918±10Ma, valores que, na ausência de evidências de eventos termo-tectônicos pós-mineralização ($T > 350^{\circ}\text{C}$), devem coincidir com a idade de formação do minério (Gerald *et al.* 1996).

A Mina de São Vicente, na parte norte da serra homônima, é uma exploração a céu aberto de veios de quartzo sulfetados auríferos alojados em zona de cisalhamento de alto ângulo, afetando arenitos e conglomerados anquimetamórficos da Formação Fortuna . A evolução tectônica proposta por Scabora (1992) admite que a deformação do pacote de conglomerados e arenitos se deu em uma primeira fase por empurrões de SW para NE , com transcorrências subordinadas NW (eixo X do elipsóide de deformação). Ao longo dos planos de fluxo milonítico desenvolvem-se zonas cloríticas acompanhadas por soluções ricas em sílica, sulfetos e ouro em nível estrutural profundo. Após o encurtamento máximo do pacote por dobramento, já num nível estrutural mais raso, tem início a abertura de fraturas de extensão oblíquas às paredes das cisalhas principais, progressivamente preenchidas por uma segunda geração de soluções silicosas, ricas em sulfetos e ouro e provavelmente, em parte remobilizadas das zonas cloríticas (Fig. 3.21). O ouro nas zonas cloríticas é caracteristicamente fino e apresenta teores em torno de 0.6gr/ton, enquanto que nas fraturas de extensão, a granulometria é grossa e os teores atingem a média de 1.0gr/ton.

São Francisco Xavier situa-se no altiplano da porção centro-sul da Serra de São Vicente e seus depósitos residuais, constituídos por uma superfície recoberta por fragmentos de veios de quartzo sulfetados e auríferos, foram extensivamente explorados no período colonial, propiciando a

Figura 3.21 - Esboço da tipologia da mineralização aurífera do Morro de São Vicente, município de Vila Bela da Santíssima Trindade (modificado de Scabora 1992 e Passos Jr. et al. 1997)

fundação do arraial e a construção de inúmeras obras de apoio à atividade mineira, como trilhas pavimentadas com blocos de quartzitos e tanques para armazenar a água, sobremaneira escassa no tôpo do planalto. A mineralização principal situa-se ao longo da charneira da Anticlinal de São Francisco, controlada por planos de cisalhamento afetando arenitos e conglomerados da Formação Fortuna (seção A-A' nas figuras 3.20 e 3.22).

Na área da Lavrinha, a mineralização é condicionada por espesso pacote de milonitos hidrotermalizados alojando veeiros de quartzo aurífero, no fechamento da Anticlinal do Cágado. Esta denominada “trapa superior”, teve sua evolução em 0,95 Ga, como resultado da movimentação de rampas de cavalgamento de NW para SE, progredindo através de superfícies intraestratais da Formação Fortuna (seção X-X' nas figuras 3.20 e 3.22).

Ainda na área da Lavrinha, as ocorrências do Ernesto e Pombinhas, consistem de veios de quartzo sulfetados e auríferos alojados na superfície de descolamento embasamento (granitóides)/ cobertura (metarenitos e metaconglomerados da Formação Fortuna) intensamente milonitizada em cavalgamento de E para W (trapa inferior) e de W para E (Pombinhas). Costa Neto (1997) associa as mineralizações da Lavrinha a veios de quartzo em zonas de cisalhamento geradas por uma tectônica compressiva, tangencial de baixo ângulo, em regime dúctil-rúptil. O ouro está associado à pirita e à magnetita e a assembléia mineral de alteração inclui: epidoto, rutilo, clorita e carbonato que ocorrem de modo restrito, sendo a sericitização a mais pervasiva alteração hidrotermal. Segundo este autor, as condições de temperatura em que ocorreu o processo hidrotermal foram estimadas em 303-335° C, utilizando-se o geotermômetro da clorita.

No denominado Garimpo dos Antigos, o minério encontra-se em veeiros de quartzo encaixados em metarenitos e metaconglomerados da Formação Fortuna, verticalizados e afetados por falha direcional sinistral de direção NS.

O Garimpo do Pau a Pique, foi intensamente explorado entre 1987 e 1991, produzindo aproximadamente 1000 Kg de Au, com teores médios recuperados de 4g/ton e teores anômalos de até 20gr/ton . A mineralização está condicionada a uma zona de cisalhamento com orientação N10W / 70SW, associada a empurrões de SW para NE, que justapõem rochas tonalíticas do embasamento a arenitos e conglomerados da Formação Fortuna, ambos intensamente milonitizados. Os veios de quartzo aurífero possuem espessuras de 2-50cm, ocupam fraturas de tensão pós-cisalhamento com padrão ramificado ou anastomosado, desenvolvendo halos de alteração

Figura 3.22 - Seções geológicas esquemáticas A-A' e X-X' da figura 3.20, apontando o nítido controle estrutural das principais ocorrências auríferas primárias da região do Alto Guaporé (modificado de Saes et al. 1991).

hidrotermal com cubos de pirita centimétricos, turmalina, magnetita e sericita (Weber & Fernandes 1996). Fernandes (1998) destaca a estreita relação espacial entre a localização do Depósito do Pau a Pique e a zona de cisalhamento rúptil dúctil regional, denominada de Zona de Cisalhamento Corredor, que marca o contato entre os metaconglomerados proterozóicos do Grupo Aguapeí e os granito-gnaisses Santa Helena. Os veios de quartzo aurífero e disseminações nas encaixantes estão relacionados a estruturas subsidiárias à zona de cisalhamento, tais como falhas inversas e fraturas D, R, R' e T.

4. EVOLUÇÃO TECTÔNICA E FORMAÇÃO DO **RODÍNIA**

As associações petrotectônicas , os dados geocronológicos (Litherland *et al* 1986; 1989; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari *et al.* 1996, Carneiro *et al.* 1992) , geoquímicos (Pinho *et al.* 1997) e a análise das bacias proterozóicas do sudoeste da Amazônia, permitem inferir que a evolução geotectônica da região está relacionada à acreção de terrenos alóctones à porção sul da paleoplaca Amazônia (Saes & Frago Cesar 1996) .

O Terreno Jauru é constituído por complexos metamórficos paleoproterozóicos, cujas associações de rochas sugerem geração por aglutinação de antigos arcos de ilhas intraoceânicos, parcialmente migmatizados (complexos gnaiss migmatíticos) e afetados por plutonismo tonalítico (Tonalito Cabaçal) em torno de 1.7Ga (Tassinari *et al.* 1996; Geraldés *et al.* 1999). Sua acreção à Placa Amazônia deve ter ocorrido em 1.55-1.50 Ga , considerando os dados geocronológicos obtidos em granitóides calci-alcalinos da região de São José dos Quatro Marcos que o intrudem (Fig. 4.1). A estabilização do Terreno Jauru aparentemente se completou há cerca de 1.45Ga culminando com a manifestação ígnea estratiforme da Suite Intrusiva Rio Branco, típica representante de magmatismo toleítico intraplaca (Geraldés *et al.* 1997; 1999).

Figura 4.1 - Modelo esquemático da evolução tectônica do sul do Cráton Amazônico ilustrando a história de acreção dos terrenos alóctones Jauru, Santa Helena, Rio Alegre, Paragua e San Pablo à Amazônia e o desenvolvimento da seqüência de recobrimento representada pelo Aulacógeno Aguapeí.

O Terreno Santa Helena é interpretado como um fragmento crustal que registra a atividade de um arco vulcano-plutônico do qual estão preservadas as raízes, e, a julgar pela distribuição de seus termos menos diferenciados, restritos ao seu bordo oeste, sugere a existência de uma rampa de subducção de oeste para leste considerando sua posição geográfica atual (Geraldes *et al.* 1999).

O Terreno Paragua (Cráton Paragua *sensu* Litherland *et al.* 1986) possui embasamento Paleoproterozóico (e/ou mais antigo), constituído por rochas granulíticas (Complexo Lomas Maneches), gnáissicas (Complexo Chiquitania) e supracrustais essencialmente sedimentares (Supergrupo San Ignacio), afetados por intensa granitogênese calci-alcalina a alcalina do Complexo Pensamiento. Considerando a distribuição geográfica das idades, razões iniciais Sr87/Sr86 e análises geoquímicas extraídas deste batólito por Litherland *et al.* (1986), pode-se interpretá-lo como a raiz de um arco magmático cordilherano, gerado pela subducção de litosfera oceânica com sentido de NE para SW por sob seu embasamento entre 1.4-1.3 Ga e consequente justaposição ao Terreno Santa Helena. A sutura colisional entre estes terrenos, é marcada por um lineamento milonítico regional (Zona de Cisalhamento Aguapeí), ao longo do qual estão preservadas fatias de uma associação de serpentinitos, metabasaltos com pillow lavas e formações ferríferas bandadas, entidade tectônica aqui denominada Terreno Rio Alegre. As anomalias geofísicas, o padrão estrutural e as mineralizações associados a este terreno sugerem uma natureza de complexos ofiolíticos, alojados por cavalgamentos (e/ou transcorrências) de litosfera oceânica, em ~1.3Ga, sobre as associações do Terreno Santa Helena.

Após a colisão do Terreno Paragua com o Terreno Santa Helena a região adquire condições de estabilidade, sendo afetada apenas por rifteamento no Mesoproterozóico tardio com o desenvolvimento de duas bacias intimamente relacionadas: (i) a Margem Passiva Sunsas, instalada na borda sul do Terreno Paragua, e (ii) o Aulacógeno Aguapeí, cobrindo os terrenos acrescidos e compartimentado tectonicamente desde os primórdios de sua evolução. O depocentro linear do aulacógeno (Zona Central) coincide com a zona de sutura anteriormente estabelecida (Terreno Rio Alegre). Nas zonas marginais a sedimentação evolui mais tardiamente em relação à Zona Central e apresenta depósitos mais delgados e maduros.

O aulacógeno evoluiu através de três estágios deposicionais, que refletem no interior continental as fases do Ciclo de Wilson, com a abertura e fechamento de um oceano entre 1.2-1.0Ga na porção sul do Cráton Amazônico (Oceano Grenville). A fase rifte é marcada pela

acumulação de fanglomerados e areias imaturas, depositados principalmente ao longo da Zona Central do aulacógeno e configurando um padrão de preenchimento principalmente longitudinal, com a dispersão dos sedimentos se dando de NNW para SSE. Ao final da fase rifte, a sedimentação migra em direção às zonas marginais do aulacógeno, como resultado da transição do regime de estiramento crustal e subsidência mecânica, para um regime de subsidência flexural. Na fase sinéclise subsequente, a bacia subside e acomoda espessa seção de sedimentos marinho rasos (tempestitos) em sua porção mais proximal , passando distalmente a marinho profundo na região de Santo Corazon (turbiditos), marcando provavelmente a região onde o rift intercepta a margem continental e se abre em uma bacia oceânica em expansão.

O final do Mesoproterozóico (~ 1.0Ga) é marcado pelo fechamento do oceano grenvilliano e pela colisão do sul da Amazônia com a Laurentia, resultando na amalgamação final do Supercontinente de Rodínia. Esta colisão se refletiu no interior do antepaís, reativando por transpressão dextral a zona de sutura, e, por consequência, deformando, metamorfizando e afetando por intenso hidrotermalismo os depósitos da Zona Central do Aulacógeno Aguapeí. Nas zonas marginais do aulacógeno, este evento (Fase de Inversão) é marcado pela deposição de areias e cascalhos em sistemas aluviais e eólicos, com paleocorrentes dirigidas para WNW e proveniência dos soerguimentos da porção central do aulacógeno, constituindo assim típicas cunhas clásticas pós-colisionais (Sengor *et al.* 1978). Neste estágio a bacia comportou-se como um impactógeno ou antefossa molássica , disposta em ângulo menor que 90° em relação ao *front* colisional, com sua Zona Central soerguida por compressão e constituindo-se em área fonte para a sedimentação Morro Cristalina, o que pode explicar a sua completa ausência nas porções deformadas da bacia .

Na Margem Passiva Sunsas, a orogênese colisional resultou em deformação , metamorfismo, migmatização, granitogênese peraluminosa e geração de pegmatitos mineralizados a Sn, Be, Ta, Nb, F, W e B. No modelo ora proposto, o Terreno San Pablo, situado a sul da Zona de Cisalhamento San Diablo é o mais provável registro da paleoplaca situada a sul da Amazônia ao final do Mesoproterozóico, tendo em vista a constituição de seu embasamento (paragneisses e xistos) e à natureza calci-alcalina dos granitóides relacionados ao Ciclo Sunsas que o afetam (granodioritos Nomoca e San Pablo) (Litherland *et al.* 1986; Saes & Frago Cesar 1994; 1996).

Diques e sills de diabásio (Suite Dolerítica Huanchaca-Marrimia) assomam em toda a porção sul do Cráton Amazônico em ~0.9Ga, provavelmente refletindo a tectônica distensional que

acompanhou a abertura dos oceanos do Ciclo Brasileiro e o início da fragmentação do Supercontinente Rodínia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M; NOGUEIRA Fº, J.U. 1959.** Reconhecimento geológico do Rio Aripuanã. Div. Geol. Mineral. DNPM. Rio de Janeiro, 43p. (Boletim 199)
- ALMEIDA, F.F.M. 1974.** Evolução tectônica do Cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. Revista Brasileira de Geociências. **4**, 191-204.
- ALVARENGA, J.C.S. ; SAES, G.S. 1992.** Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudoeste do Cráton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências. **22** (4): 493-499.
- AMARAL, G., 1974.** Geologia pré-cambriana da região amazônica. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 212p.
- ANDERTON, R. 1976.** Tidal shelf sedimentation: an example from Scottish Dalradian. Sedimentology, **23**: 429-458.
- ANGELI, N.; GREGO, M.I.B.M.; VIDIGAL, F.G.; CARVALHO, S.G. 1997.** Pesquisa de platinóides e ouro no maciço metamáfico/ultramáfico do Morro do Leme, Mato Grosso. Anais do VI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, p. 49-51, Cuiabá .
- BAKER, B.H. ; WOHLBERG, J. 1971.** Structure and evolution of the Kenia Rift Valley. Nature, **229**: 538-545.
- BARBOSA, O. 1966 .** Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. DGM-DNPM, Monografia 19, Rio de Janeiro, 94p.
- BARROS, A.M.; SILVA, R.M.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA, J.J.; RIVETTI, M. LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982 -** Folha Cuiabá (SD-21) Projeto Radambrasil . Levantamento de Recursos Naturais, N 26
- BETTENCOURT, J.S.; DALL'AGNOL, R.; YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; DE PINHO, O.G.; SILVA, R.F.; CARNEIRO Fº, L. 1987.** The rondonian tin-bearing granites and associated mineralization. International Symposium on Granites and associated mineralizations. Excursion Guide: p. 49-87, Salvador.
- BEZERRA, P.E.L. 1984 .** Cronoestratigrafia das coberturas proterozóicas do Cráton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazônia Legal). Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia , **3**: 2125-2138.

- BEZERRA, J.R.L. 1996** . Significado geológico e tectônico de anomalias gravimétricas na Folha Pontes e Lacerda (MT). XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, p. 367-369 , São Paulo.
- BRITO NEVES, B.B. ; CORDANI, U.G. 1991**. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- BRITO NEVES, B.B. 1992**. O Proterozóico Médio no Brasil: Ensaio do conhecimento e seus problemas. *Revista Brasileira de Geociências* **22** (4) : 449-461.
- BRITO NEVES, B.B. 1993**. De Rodínia a Gondwana. São Francisco/Congo: Placa, continente/ península, cráton e antepaís. *Anais do II Simp. do Cráton do São Francisco*, p. 33-34, Salvador
- BROWN, L.F.Jr.; FISHER, W.L. 1977**. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins: In C.E. Payton (Ed.), *Seismic stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir: **26**, 213-248.
- BURKE, K.; WHITEMAN, A.J. 1973**. Uplift, rifting and the breakup of Africa. In: Tarling & S.K.Runcorn (Eds.) : *Implications of continental drift to the earth sciences*. Academic Press, London: p.735-755.
- BURKE, K, & DEWEY, J.F. 1973**. Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *Journal of Geology*, **86**: 406-433.
- BURKE, K. 1976**. Aulacogens and continental breakup. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. **5**: 371-396.
- CARNEIRO, M.A. 1985**. Contribuição à geologia da região de São José dos Quatro Marcos, MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 156p.
- CARNEIRO, M.A.; ULBRICH, H.H.G.J.; KAWASHITA, K. 1992**. Proterozoic crustal evolution at the southern margin of the Amazonian Craton in the state of Mato Grosso, Brazil: evidence from Rb/Sr and K/Ar data. *Precambrian Research*, **55**: 263-282.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O; BENDER, A. A.; MELLO, U.T. 1991**. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. In: Raja Gabaglia , G.P. & Milani, E.J. (Coordenadores). *Origem e evolução de bacias sedimentares*, Petrobrás, p.49-71.

- COLEMAN, S.M. 1969** . Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, **3**: 129-239.
- COLEMAN, R.G. 1971**. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journal of Geophysical Research*, **76**: 1212-1222.
- CONDIE, K. C. 1982**. Early and Middle Proterozoic supracrustal sucessions and their tectonic settings. *American Journal of Science*, **282**: 341-357.
- CONEY, P.J.; JONES, D.L.; MONGER, J.W.H. 1980**. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288** (27): 229-233.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1992**. Aspectos tectônicos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(4): 481-486.
- CULTRIN A.O. MIRANDA Jr. M.V.; USSAMI N. 1991**. Contribuição de dados aeromagnéticos para o conhecimento da geologia do Alto Guaporé-MT. *Anais do III Simp. Geol. Centro-Oeste*, p. 263-269, Cuiabá.
- DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B. 1992**. Titanita-biotita granitos do baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **22** (1): 3-14.
- DALL'AGNOL, R. 1992**. Titanita-biotita granitos do baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: geoquímica e petrogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, **22** (1): 15-28.
- DALZIEL, I.W.D. 1992**. On the organization of american plates in the Neoproterozoic and the Breakup of Laurentia. *Geological Society of America Today*, **2**: 237-241.
- DALZIEL, I.W.D. 1997**. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypotesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, **109**: 16-42.
- DAVIES, D.K.; ETHRIDGE, F.G. 1975**. Sandstone deposition and depositional environment. *American Association of Petroleum. Geologists Bulletin*, **59** (2): 239-264.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1984**. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, **2**: 239-264,.
- DOTT, Jr., R.H.; BOURGEOIS, J. 1982**. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, **93**: 663-680.

- FERNANDES, C.J. 1999.** Geologia do depósito Pau-a-Pique e guias prospectivos para ouro no Grupo Aguapeí, sudoeste do estado do Mato Grosso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 134p.
- FERREIRA Fº, C.F.; BIZZI, L.A. 1985.** Caracterização dos cumulos máficos granulitizados de Rio Alegre-MT. Anais do II Simp. Geol. Centro-Oeste: 239-245, Goiania.
- FIGUEIREDO, A.J.A.; OLIVATTI, O. 1974.** Projeto Alto Guaporé. Goiania, DNPM/CPRM (Relatório Final Integrado): 173p.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1990.** Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base nos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. Workshop de geoquímica isotópica e litoquímica das regiões sul e sudeste do Brasil, Boletim de Resumos Expandidos: p.8-16.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R. 1997.** Neoproterozoic terranes of the Gaúcho Shield (southern Brazil and Uruguay). South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts, Campos do Jordão: p.65-67.
- GERALDES, M.C. 1996.** Estudos geoquímicos e isotópicos das mineralizações auríferas e rochas associadas da região de Pontes e Lacerda (MT). Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Dissertação de Mestrado, 104p.
- GERALDES, M. R.; TOLEDO, F.H.; FIGUEIREDO, B.R. ; TASSINARI, C.C.G. 1996.** Contribuição à geocronologia do sudoeste do Cráton Amazônico. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos ,V.2: p.554-557.
- GERALDES, M.C.; KOZUCH, M.; TEIXEIRA, W.; VAN SCHMUS, W.R. 1997.** U/Pb constraints on the origin of Mesoproterozoic granites of Pontes e Lacerda region, SW of Amazon Craton. South American Symp. on Isotope Geology. Anais, p. 126-1128.
- GERALDES, M.C.; MATOS, J.B.; TEIXEIRA, W. 1997.** A diferenciação magmática da Suíte Intrusiva Rio Branco: Aspectos petrológicos e geoquímicos. VI Simp. Geol. Centro-Oeste, Cuiabá. Anais, p. 15-16 .
- GERALDES, M.C. 1997.** Geoquímica e geocronologia do plutonismo mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Exame de qualificação, 89 p..

- GERALDES, M.C.; BETTENCOURT, J.S.; TEIXEIRA, W.; VAN SCHMUS, W.R.; MATOS, J.B. 1999.** The mesoproterozoic Rio Branco Suite, SW Amazon Craton, Brazil: A reconnaissance isotope study on a bimodal magmatic complex. Hutton Symposium, no prelo.
- GERALDES, M.C.; RUIZ, A.S.; MATOS, J.B.; FETTER, A.H.; KOZUCH, M.; VAN SCHMUS, W.R.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W. 1999.** U/Pb constrains on Proterozoic magmatic arcs in SW Amazonia Craton, Brazil. II Symposium on Isotope Geology, Cordoba, no prelo.
- GIBB, R.A., THOMAS, M.D., LAPOINTE, P.K.; MUKHOPADHYAY, M. 1993 .** Geophysics of proposed proterozoic sutures in Canada. *Precambrian Research*, **19**: 349-384.
- GOUVÊA, C.A.T.; GOUVÊA, J.G.B. 1980.** Prospeção geoquímica do corpo serpentínico do Morro Sem Boné - Vila Bela, Mato Grosso. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, **3** : 1525-1539, Camburiú.
- HARMS, R.N. 1962.** Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. *Journal of Geology*, **71**: 566-580.
- HISCOTT, R.N. 1982.** Tidal deposits of the Lower Cambrian Rramdom Formation, eastern Newfoundland: facies and palaeoenvironments. *Canadian Journal of Earth Science*, **19**: 2028-2042.
- HOFFMAN, P.F. DEWEY, J.F.; BURKE, K. 1974.** Aulacogens and their relations to geosynclines, with a proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. In: Dott, R.H.jr. & Shaver, R.H. (Eds): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *SEPM Esp. Publ.* **19**: p.38-55
- HOFFMAN, P.F. 1991.** Did the breakup of Laurentia turn Gondwana inside-out? *Science*, **252**: 1409-1412.
- HOWELL, D.G. 1989.** Tectonics of suspect terranes: Montain buildind and continental growth. Chapman & Hall: 231p., London
- HUTCHINSON, C.S. 1987.** Economic deposits and their tectonic setting. Macmillan Education Ltda.: 365p., London.
- ISSLER, R.S.; LIMA, M.I.C. 1987.** Amazonic Craton (Brazil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Revista Brasileira de Geociências* **17 (4)**: 426-441.

- JOHNSON, H.D. 1980.** Shallow siliciclastic seas. In **READING, H.G. (ed.)** : Sedimentary facies and environments . Blackwell Scientific Pub., p. 207-258., London.
- JONES, J.P. 1985.** The southern border of the Guaporé Shield in western Brazil and Bolivia: na interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, **28**: 111-135.
- KAREY, P.; VINE F.J. 1990.** Global tectonics. Blackwell Scientific Publ., 301p., London.
- KINGSTON D.R.; DISDHROON C.P.; WILLIAMS P.A. 1983.** Global basin classification system. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67 (12)**: 2175-2193.
- KLEIN; G.V. 1987** – Current aspects of basin analisys. *Sedimentary Geology*, **50**: 95-118.
- LASA – ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A 1968.** Levantamento fotogeológico do Centro-Oeste de Mato Grosso. LASA, Relatório 153: 77p., Rio de Janeiro.
- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; DOS SANTOS, D.B.; TEIXEIRA, W.; DE LIMA, M.I.; FERNANDES, C.A.C.; PINTO, A. 1978.** Geologia da Folha SD20, Porto Velho. DNPM, RADAMBRASIL, V.16: 184p.
- LEITE, J.A.D. ; SAES, G.S. ; WESKA, R.K. 1985.** A Suite Intrusiva Rio Branco e o Grupo Aguapeí na serra de Rio Branco, MT. *Anais do II Simp. Geol. Centro-Oeste.* p. 247-255, Goiania.
- LEITE, J.A.D., SAES, G.S.; RUIZ, A.S. 1986.** Sequências supracrustais do tipo “Greenstone Belts” na porção sul do Cráton Amazônico, Mato Grosso. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, p. 98, Camburiu.
- LEITE, J.A.D. 1990.** Contexto geológico e geoquímica das lavas máficas da Sequência vulcano-sedimentar Quatro Meninas, Município de Indiavaí. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 83p.
- LEITE, J.A.D.; SAES, G.S.; TASSINARI, C.C.G. 1998.** Geologia e Geocronologia do Terreno Jauru, porção sul do Cráton Amazônico no sudoeste do estado de Mato Grosso: uma revisão (em preparação).
- LITHERLAND, M.; BLOOMFIELD, K. 1981.** The proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research* **15**: 157-179
- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R.N.; APLLETON, J.D.; BERRANGÉ, J.P.; BLOOMFIELD, K.; BARTON, C.C.J.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAMKINS, M.P.; KLINK, B.A.; LLANOS, A.; MITCHELL, W.I;**

- O'CONNOR, F.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G.; WEEB, B.C. 1986.** The geology and mineral resources of the bolivian precambrian shield. Bri. Geol. Surv. (Overseas Memoir 9) 153p.
- LITHERLAND, M.; POWER, G. 1989.** The geologic and geomorphologic evolution of Serrania Huanchaca, eastern Bolivia: the legendary "lost word". Journal of South American Earth Sciences, 2: 1-17.
- LOCKZY L.; LADEIRA E.A. 1976.** Geologia estrutural e introdução à geotectônica. Ed. Edgard Blucher Ltda., 528p., São Paulo.
- McKENZIE, D. 1978.** Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters. 40: 25-32.
- MATOS, J.B. 1994.** Contribuição à geologia da porção meridional do Cráton Amazônico : região do Rio Alegre, MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado , 110p.
- MATOS, J.B.; SCHORSCHER, H. 1997.** Geologia da região do Rio Alegre – MT. VI Simp. Geol. Centro-Oeste , Anais: p.85-88, Cuiabá.
- MATOS, J.B.; SOUSA, M.Z.A.; RUIZ, A.S.; SILVA, C.H.; SOUSA, F.J. 1996.** Caracterização petrográfica preliminar do Granodiorito Água Clara no Distrito de Farinópolis (Araputanga-MT). XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos: p. 62-64, Salvador.
- Mc BRIDE, E.F. 1963.** A classification of common sandstones. Journal of Sedimentary Petrology, 33: 664-669.
- MENEZES, R.G. ; SILVA, P.C.S.; SILVA, L.C.; LOPES Jr., I.; BEZERRA, J.R.L.; TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G. 1991.** Geologia arqueano-proterozóica da Folha Pontes e Lacerda – Estado de Mato Grosso (SD.41.Y.C.II). III Simp. Geol. Centro-Oeste, Anais: p.131-143, Cuiabá.
- MENEZES, R.G. ; SILVA, L.C. ; TAKAHASHI, A.T. ; LOPES Jr.,L. ; BEZERRA, J.R.L. 1993.** Pontes e Lacerda - Folha SD-21-Y-C-II . Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. DNPM/CPRM, 113p.

- MIALL, A.D. 1981.** Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: A.D. Miall (Ed.), Sedimentation and tectonics in alluvial basins. Geological Association Canadian Paper 23: 1-33.
- MIALL, A.D. 1984 .** Principles of sedimentary basin analysis. Springer Verlag, 480p., New York.
- MONTALVÃO, R.G.M.; BEZERRA, P.E.L. 1980.** Geologia e tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônica (parte da Amazônia Legal) . Revista Brasileira de Geociências, 10: 1-27.
- MONTALVÃO, R.M.; BEZERRA, P.E.L.; DRAGO, V.A.; CUNHA, B.C.C. 1984.** Cobertura de plataforma da Amazônia, sua sedimentação e evolução tectônica. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, p.2101-2114, Rio de Janeiro.
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P.M.; SILVA, M.D.; MORAES, A.A.; MARCHETO, C.M.L. 1996.** O *Greenstone Belt* do Alto Jauru. Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, V.2, p.630-647, Goiania.
- MONTEIRO , H.; MACEDO, P.M.; MORAES, A.A.; MARCHETTO, C.M.L.; FANTON, J.J. & MAGALHÃES, C.C. 1988.** Depósito de Ouro Cabaçal I, Mato Grosso. In: Schobbenhaus C. & Coelho, C.E.S. (coordenadores) - Principais depósitos minerais do Brasil (Vol. III) MME/DNPM, p. 535-545.
- MORAES, I.R.; MAKHOUL, E.R.O. 1986.** Contribuição à geologia da Serra do Salto do Aguapeí- sub-área I. Cáceres MT. Trabalho de Graduação UFMT, 86 p.
- NUNES, N.S.V. 1995.** Pesquisa de platina no Oeste de Mato Grosso. Anais do V Simp. Geol. Centro-Oeste, p. 57-58, Goiania.
- OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, W. 1976.** Revisão da geologia dos projetos Alto Guaporé, Centro-Oeste e Serra Azul. DNPM/CPRM, Goiania: 51p.
- PASSOS Jr., G.G.; SILVA, J.A.; RAMARI, M.A.; MARTINS, S.C. 1997.** Domínios estruturais do Grupo Aguapeí na Mina de São Vicente e seu relacionamento com as mineralizações auríferas, Vila Bela, MT. Trabalho de Graduação UFMT, 54p.
- PINHO, F.E.C. 1996.** The origin of Cabaçal Cu-Au deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil. PHD thesis. University of Western Ontario, 211p.
- PINHO, F.E.C.; FYFE, W.; PINHO, M.A.S.B. 1997.** Early Proterozoic evolution of the Alto Jauru Greenstone Belt, southern Amazonian Craton, Brazil. International Geology Review, 39: 220-229.

- PINHO, M.A.S.B., 1990.** Geologia, petrologia e geoquímica das rochas ocorrentes ao longo do rio Aguapeí, sudoeste do Cráton Amazônico. Pontes e Lacerda - MT. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 119p.
- PINHO, M.A.S.B.; FYFE, W. 1994.** A evolução do conhecimento geoquímico das vulcânicas máficas-ultramáficas toleíticas da Formação Mata Preta, Greenstone Belt do Alto Jauru-Mato Grosso. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, p. 32-35, Camburiu.
- PINHO, M.A.S.B.; LEITE, J.A.D.; MORAES, C.F.; ARRUDA, R.C.C.; GUIMARÃES, F.T. 1997.** Associação básico-ultrabásica estratiforme no sudoeste de Mato Grosso, porção sul do Cráton Amazônico. VI Simp. Geol. Centro-Oeste, Resumos expandidos: p.28-29, Cuiabá.
- PITFIELD, P.E.J. 1979.** La geología y potencial mineral del area Las Petas-San Matias (Cuad. SE 21-1 com parte de SE 21-2) Servicio Geologico de Bolivia. Proyecto Precambrico, informe 4: 116p.
- POTTER, P.E. 1959.** Facies models conference . Science, **129**: 1292-1294
- PRIEM, H.N.A; BOM, E.H.; VERDURMEN; E.A.TH.; BETTENCOURT, J.S. 1989.** Rb-Sr cronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian craton) Brazil. Journal of South American Earth Sciences, **2**: 163-170.
- PROSPEC/CPRM/DNPM 1978.** Projeto Cabeceiras do Rio Guaporé: Levantamentos aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos, Mato Grosso – Relatório Final, Rio de Janeiro: 87p.
- REINECK, H.E.; SINGH, K.B. 1980.** Depositional sedimentary environments (2ª ed.). Springer Verlag, 450p., New York.
- RIZZOTTO, G.J.; SILVA, C.R. 1997.** Caracterização lito-estrutural das rochas mesoproterozóicas do oriente boliviano: Parte I . VI Simp. Geol. Centro-Oeste , Resumos expandidos :p. 96-98, Cuiabá.
- RIZZOTTO, G.J.; SILVA, C.R. 1997.** Proposta para o quadro tectônico do Pré-Cambriano na região limítrofe Brasil-Bolívia: Parte II.VI Simp. Geol. Centro-Oeste . Resumos expandidos: p. 90-92, Cuiabá.
- RUIZ, A.S. 1992.** Contribuição à geologia do Distrito de Cachoeirinha, MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 98 p.

- SADOWSKI, G.R.; BETTENCOURT, J.S. 1994.** Amazon and Laurentia, former neighbours. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, p.210, Camboriú.
- SADOWSKI, G.R.; BETTENCOURT, J.S. 1996.** Mesoproterozoic tectonic correlations between east Laurentia and western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76: 213-227.
- SAES, G.S.; VILAS BOAS, G.S. 1983.** Fácies sedimentares da Formação Lagarto, Pré-Cambriano Superior no extremo nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(4): 263-270.
- SAES, G.S.; VILAS BOAS, G.S. 1989.** Depósitos de leques costeiros (fandeltas) e de plataforma marinha rasa do Grupo Estância, Proterozóico Superior (Bahia e Sergipe). *Revista Brasileira de Geociências*, 19 (3): 343-349.
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D.; WESKA, R.K. 1984.** Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III) : Uma síntese dos conhecimentos. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, V. 5: p. 2193-2204, Rio de Janeiro.
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D.; ALVARENGA, C.J.S.; FERREIRA FILHO, C.F.; MATOS, J.B. 1986.** Projeto Jauru-Reserva do Cabaçal, MT. Relatório final. Convênio DNPM/UFMT. Cuiabá: 23p.
- SAES, G.S.; ALVARENGA, C.J.S.; CUNHA, J.E. 1987.** Depósitos de plataforma marinha rasa dominada por marés e tempestades do Proterozóico Médio da região de Rio Branco, MT. *Anais do I Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano*, p. 1-15, Ouro Preto.
- SAES, G.S.; PINHO, F.E.C; LEITE, J.A.D. 1991.** Coberturas meta-sedimentares do Proterozóico Médio no sul do Cráton Amazônico e suas mineralizações auríferas. *Anais do III Simp. Geol. Centro-Oeste*, p. 37-46, Cuiabá.
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D. 1993.** Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e oriente boliviano. *Revista Brasileira de Geociências* 23 (1) : 31-37.
- SAES, G.S.; FRAGOSO CESAR, A.R S. 1994.** The Aguapeí basin : A Grenville age aulacogen of the Sunsas orogen . XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, p. 207-209, Camburiu.

- SAES, G.S.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1996.** Acresção de terrenos mesoproterozóicos no SW da Amazônia. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, p.124-126, Salvador.
- SAWKINS, E.J. 1976.** Widespread continental rifting: some considerations of timing and mechanism. *Geology*, 4: 427-430.
- SCABORA, J.A. 1992.** Mineração Santa Elina, Vila Bela. Relatório Interno:23p.
- SENGOR, A.M.C.; BURKE, K.; DEWEY, J.F. 1978.** Rifts at high angle to orogenic belts. Tests for their origin and the Rhine Graben as an example. *American Journal of Science*, 278: 24-40.
- SENGOR, A.M.C. 1995.** Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (Eds.) *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, p. 53-117, Cambridge.
- SHAKHNOVSKIY, I.M. 1988.** Aulacogens of the east european craton: their structure and oil and gas potential. *International Geology Review*, 30(12):1313-1323.
- SHATSKI, N. 1946.** Basic features of the structures and development of the east European platform. *Akad. Nauk SSR Izv. Geol. Ser.*, nº 1: p.5-62.
- SHIRAIWA, S.; LIBERALESKO, P.R.C. 1997.** Sistema gerenciador de dados gravimétricos. VI Simp. Geol. Centro-Oeste, Resumos expandidos, p.194-196, Cuiabá.
- SILVA, J.J.F.; CHEMALE Jr., F. 1997.** Geologia estrutural e química mineral da Mina de São Vicente, Oeste de Mato Grosso. VI Simp. Geol. Centro-Oeste. Resumos expandidos, p. 53-58, Cuiabá.
- SIQUEIRA, E.M.; COSTA, L.A.; CARVALHO, C.M.C. 1990.** O processo histórico de Mato Grosso. Ed. Guaicurus, 150p. Cuiabá.
- SOUZA, E.P.; HILDRED, P.R. 1978.** Reconhecimento geológico da Folha SE-21-V-A: operação 473/78. Goiania (Rel. Interno Radambrasil).
- SOUZA, E.P.; HILDRED, P.R. 1980.** Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí em Mato Grosso. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, V.2: p. 587-598, Camburiu.
- SUTTNER, L.J.; BASU, A.; MACK, G.H. 1981.** Climate and the origin of quartz arenites. *Sedimentary Geology*, 54: 1235-1246.

- TAKAHASHI, A.T.; SILVA, P.C.S.; MENEZES, R.G. 1990.** Aspectos dos ambientes de deposição do Grupo Aguapeí na área da Folha Pontes e Lacerda (SD-21-Y-C-II). Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia.V.1: p.290-299, São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BETTENCOURT, J.S.; TAYLOR, P.N. 1996.** Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, **38**: 161-175.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G. 1984.** Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. Anais do II Symposium Amazônico , p. 87-101, Manaus.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989.** A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- THEODOROVICZ, A.; CÂMARA M.M. 1991.** Geologia da região da Serra do Amolar. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM, 68p, Brasília.
- TOLEDO, F.H. 1998.** O depósito de ouro do Cabaçal, Mato Grosso: estudos isotópicos aplicados à mineralização. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Dissertação de mestrado, 88p.
- WEBER, F.; FERNANDES, C.J. 1996.** Mapeamento litoestrutural da Serra do Pau a Pique com enfoque à mineralização a ouro. Trabalho de graduação, UFMT: 67p.
- WILLIAMS, H.; HATCHER Jr. 1983.** Appalachian suspect terranes. *Geological Society of America Memoir* **158**, p. 33-53.
- UNRUG, R. 1997.** Rodinia to Gondwana: The geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today*, **7 (1)**: 1-6.
- ZEN, E-an 1983.** Exotic terranes in the New England Appalachians-limits, candidates, and ages: A speculative essay. *Geological Society of America Memoir* **158**, p. 55-81.