UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DA FORMAÇÃO AQUIDAUANA
(NEOPALEOZÓICO, BACIA DO PARANÁ) NA
PORÇÃO CENTRO-NORTE DO ESTADO DE
MATO GROSSO DO SUL**

ANA LÚCIA DESEZENZI GESICKI

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Claudio Riccomini
Examinadores:	Prof. Dr. Armando Marcio Coimbra
	Prof. Dr. Max Brandt Neto

SÃO PAULO
1997

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DA FORMAÇÃO AQUIDAUANA
(NEOPALEOZÓICO, BACIA DO PARANÁ) NA
PORÇÃO CENTRO-NORTE DO ESTADO DE
MATO GROSSO DO SUL**

Ana Lúcia Desenzi Gesicki

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005004

SÃO PAULO
1996

Instituto de Geociências - Biblioteca
2385

*Ao Jon,
meu companheiro
de todos os momentos*

RESUMO

Este trabalho resulta da investigação das rochas sedimentares da Formação Aquidauana (Carbonífero-Permiano) em Mato Grosso do Sul sob a abordagem da análise de fácies sedimentares, visando o reconhecimento dos principais sistemas deposicionais e respectiva disposição paleofisiográfica, de forma a contextualizar a deposição da unidade dentro da glaciação gondvânica neopaleozóica. As estruturas tectônicas ocorrentes tanto nas rochas paleozóicas quanto nos depósitos coluviais e aluviais cenozóicos da área foram também alvo deste estudo no sentido de delinear pioneiramente o tectonismo deformador pós-Paleozóico, de caráter rúptil, atuante na configuração da atual borda oeste da Bacia do Paraná.

A subdivisão estratigráfica informal da Formação Aquidauana em três intervalos - inferior, médio e superior - resultou no reconhecimento de onze associações de fácies sedimentares representativas de distintos sistemas deposicionais. O **intervalo inferior** é caracterizado por sistemas deposicionais aluvial e fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico localizado, dispostos lateralmente a ambiente subaquático raso (provavelmente marinho *shoreface* e *offshore*), onde a sedimentação foi resultante de retrabalhamentos durante tempestades episódicas e de intensa ressedimentação confinada ou não-confinada, possivelmente promovida por avanços e/ou proximidade das geleiras ao ambiente sedimentar.

O **intervalo médio** é marcado pelo afogamento generalizado do sítio sedimentar, quando se instala deposição essencialmente pelítica procedente de correntes de turbidez de baixa densidade, num cenário de melhoria das condições climáticas, que teria permitido a proliferação de organismos bentônicos, configurando fase interglacial.

A retomada de sedimentação subaquática, progressivamente mais rasa e resultante de fluxos trativos de maior energia, caracterizam a base do **intervalo superior**. Nela, o topo do intervalo médio é intensamente retrabalhado pela instalação de fluxos gravitacionais de sedimentos de diversos graus de coesão, que assinalam a retomada dos avanços de geleiras à bacia e um novo ciclo sedimentar. Esta fase de ressedimentação foi seguida pela instalação de sucessões *shoaling upward*, num contexto de linha de costa progradante assolada por tempestades, pelo avanço de *braid deltas* e pela ampliação das áreas de exposição subaérea. Neste cenário, durante os picos de glaciação (*stadial maxima*), os avanços de glaciares promoveram substancial aporte de sedimentos rudáceos à bacia, que foram progressivamente ressedimentados por ocasião dos seus recuos, tanto em condições subaéreas quanto subaquáticas, devido às oscilações do nível d'água do corpo aquoso antes retraído. As indicações sedimentares apontam para condições climáticas

bastante severas (há indícios de que o substrato sedimentar tenha estado congelado) e de acentuada aridez (predomínio de sedimentação eólica).

O topo do intervalo superior registra significativa ampliação das áreas de sedimentação eólica e não exhibe mais nenhum indício da proximidade de geleiras. O sistema deposicional eólico é caracterizado por depósitos de dunas de médio porte e amplas áreas de deposição de *sand sheets*, nos quais se desenvolveram depósitos lacustres terrígenos e carbonáticos (bancos oolíticos), com discretos indícios de precipitação de sais. Acredita-se ter este conjunto sedimentar se formado já num cenário pós-glacial, regido por condições climáticas tão áridas quanto nas outras associações de fácies da Formação Aquidauana, mas possivelmente mais quentes. Seria correlato, em termos estratigráficos e paleoambientais, à Formação Dourados.

A análise das paleocorrentes deposicionais revela que a migração dos fluxos canalizados e fluxos gravitacionais foi voltada para NW e SW, exceto no conjunto sedimentar correlato à Formação Dourados, marcado por significativo transporte fluvial para SE. O regime de ventos variou de uma constante direção de migração de NW para SE, no intervalo inferior, para uma distribuição bimodal no intervalo superior, caracterizando ventos predominantes provenientes de SW e Sul. Os pavimentos estriados pelo gelo indicam que o avanço das geleiras neopaleozóicas foi de SSE para NNW, provenientes das mesmas áreas-fontes de geleiras admitidas para o Grupo Itararé na borda leste da Bacia do Paraná.

O tectonismo deformador do pacote sedimentar paleozóico na borda oeste da bacia está relacionado a cinco fases distintas: a) **fase de extensão E-W**, sin-deposicional ao topo do pacote sedimentar neopaleozóico (possivelmente Formação Dourados), acompanhada de abalos sísmicos; b) **fase de transcorrência dextral**, pós-Jurássica, associada a binário de direção E-W, com eixo de máxima compressão (σ_1) de direção NW-SE e de máxima extensão (σ_3) de direção NE-SW; c) **fase de compressão E-W**, neotectônica, reconhecida através famílias de juntas conjugadas de cisalhamento que afetam indistintamente depósitos coluviais quaternários e sedimentos paleozóico-mesozóicos; d) **fase de compressão NE-SW**, neotectônica, provavelmente associada a binário sinistral de direção E-W, identificada através de falhas direcionais que foram reativadas posteriormente, na **fase de extensão E-W**, como falhas normais que afetam, além dos sedimentos paleozóicos, depósitos aluviais quaternários de baixos terraços.

ABSTRACT

Neopaleozoic glaciation in western Gondwana covered more than 1,000,000 km² of the Paraná Basin in Brazil. Along the western border of this basin, in Mato Grosso do Sul State, glacial deposits are encompassed within the Carboniferous-Permian Aquidauana Formation. Facies analysis of this unit has permitted the recognition of eleven facies associations grouped in three stratigraphic intervals.

The lower interval is characterized by an alluvial fan and fluvial-braided system with minor aeolian reworking. These deposits grade laterally to marine shoreface and offshore deposits related to storm-dominated reworking and expressive confined and unconfined resedimentation possibly caused by glacial advance.

The middle interval represents an interglacial phase marked by extensive flooding with fine sedimentation caused by low-density turbidity processes. At this time, a warmer climate favoured proliferation of benthic organisms.

The lower part of the upper interval is marked by shallow-water conditions with high energy tractive flows and intense resedimentation of material reworked from the top of the middle interval. These flows indicate a new phase of glacier advance into the basin and a new sedimentary cycle. This interval is characterized by shoaling-upward successions in a context of progradational shoreline under storm-dominated conditions, by the advance of braid deltas and by increasing subaerial exposition.

In this scenario, during the peaks of glaciation (stadial maxima), glacier advances increased the clastic supply to the basin, and this material was progressively submitted to subaerial and subaqueous resedimentation during glacier retreat as a consequence of fluctuating base level. A very cold, severely arid climate is suggested by evidence for frozen ground and the predominance of aeolian sedimentation.

The top of the upper interval records widespread aeolian sedimentation without evidence of ice activity. The aeolian system of this interval is characterized by medium-sized barchan-like dunes, sand sheets and minor fluvial-braided streams, as well as small saline lakes under conditions of high evaporation. This part of the upper interval is correlated with the Dourados Formation.

Paleocurrent analysis reveals that migration of channelized and gravity flows was towards the NW and SW, except at the top of the upper interval, correlated with the Dourados Formation, where fluvial transport was towards the SE. Paleowind directions, despite some variations, show wind blowing from the S-SW. Ice-striated pavements

indicate glacier migration from SSE to NNW, showing the same source-area of glaciers as recognized along the eastern border of the Paraná Basin (Itararé Group).

Analysis of brittle structures indicates that the Paleozoic rocks of the western border of the Paraná Basin in Mato Grosso do Sul State were subject to multiple deformations related to five phases of tectonic movements: 1) E-W synsedimentary tectonism, evidenced by clastic dykes related to seismic activity during the deposition of the top of the upper interval (Dourados Formation); 2) a post-Jurassic NW-SE compression and NE-SW extension associated with an E-W right-lateral transcurrent binary; 3) an E-W probably neotectonic compression recorded by families of shear-joints in Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic (Quaternary) deposits; 4) a NE-SW neotectonic compression, probably associated with an E-W left-lateral transcurrent binary; 5) an E-W extension that affects Paleozoic, Mesozoic, as well as Holocene colluvial and alluvial deposits.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos às várias pessoas que auxiliaram de diversas maneiras e em distintas fases do desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini pela dedicada e atenciosa orientação, que se dispôs a se aprofundar na ainda pouco conhecida geologia sulmatogrossense. Agradeço ainda ao Prof. Dr. Armando M. Coimbra e ao Paulo C. Boggiani pelo fundamental e constante apoio nas etapas de campo, no tratamento dos dados e discussão dos resultados.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro a todas as etapas desta pesquisa e à Universidade Federal de Mato Grosso do Sul (UFMS) pelo essencial apoio logístico durante os trabalhos de campo.

Dos professores e funcionários do IGUSP, aos que auxiliaram em diversas etapas de conclusão deste trabalho: os Profs. Drs. João Moreschi e Jorge Kazuo Yamamoto, os funcionários Dalton M. da Silva, Edemir de Oliveira, Henrique Martins, Claudionor Barbosa, Claudio Hopp e, especialmente, Rita Parisi Conde e Márcia Cristina da Ponte pela incomparável disponibilidade, paciência e atenção. Agradeço, ainda, a colaboração das geólogas Sandra M. Gabas e Gabriela Fronzaglia (Laboratório de Caracterização Tecnológica - LCT, DEM/POLI-USP) durante a fase de tratamentos laboratoriais e do Prof. Dr. Max Brandt Neto (IBILCE-UNESP) pela obtenção de parte das imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura. Da Universidade de Mato Grosso do Sul (UFMS), deixo registrado o prestativo apoio e dedicação dos motoristas Luiz Piccini e Edivaldo Pereira.

Da convivência diária com colegas do Curso de Pós-Graduação do IGUSP surgiram vários amigos e diversificado aprendizado, em especial os amigos Fernando Mancini, Jorge Hachiro, parceiro de proveitosas discussões, Sérgio L. F. de Matos, Elizete D. Salvador, Lucy G. Sant'Anna, Harumi Takiya e Sandra F. Oliveira.

SUMÁRIO

Página

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 INTRODUÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	3
1.3 ÁREA DE ESTUDOS	3
1.4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	4
CAPÍTULO 2 - MÉTODOS E NOMENCLATURAS	8
2.1 ANÁLISE DA DOCUMENTAÇÃO CARTOGRÁFICA	8
2.2 TRABALHOS DE CAMPO.....	8
2.3 TRABALHOS DE LABORATÓRIO	9
2.3.1 <i>Análise petrográfica</i>	9
2.3.2 <i>Análise por Difração de Raios X e MEV</i>	9
2.4 TRABALHOS DE GABINETE.....	10
2.4.1 <i>Tratamento dos dados de estruturas tectônicas rúpteis</i>	10
2.4.2 <i>Paleocorrentes deposicionais</i>	13
2.5 NOMENCLATURA DE FÁCIES SEDIMENTARES	14
CAPÍTULO 3 - TRABALHOS ANTERIORES	17
3.1 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A FORMAÇÃO AQUIDAUANA NA BACIA DO PARANÁ	17
3.1.1 <i>Trabalhos pioneiros sobre a geologia do centro-oeste brasileiro</i>	17
3.1.2 <i>A Formação Aquidauana nos estados de MT e MS</i>	18
3.1.3 <i>A Formação Aquidauana no contexto da Bacia do Paraná</i>	20
3.2 LITOLOGIAS E AMBIENTES DEPOSICIONAIS	24
3.3 CONTEÚDO FOSSILÍFERO E IDADE.....	27
3.4 OS ELEMENTOS ESTRUTURAIS DA BACIA DO PARANÁ E EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR NO NEOPALEOZÓICO	28
CAPÍTULO 4 - FÁCIES SEDIMENTARES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS.....	33
4.1 ASPECTOS CONCEITUAIS	33
4.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES SEDIMENTARES	34
4.2.1 <i>Intervalo inferior</i>	34
Associação <i>Ai1</i>	34
Associação <i>Ai2</i>	37
Associação <i>Ai3</i>	42
4.2.2 <i>Intervalo médio</i>	47
Associação <i>Am1</i>	47
Associação <i>Am2</i>	54

4.2.3. Intervalo Superior	56
Associação As1	56
Associação As2	62
Associação As3	68
Associação As4	71
Associação As5	75
Associação As6	79
4.3 Paleocorrentes deposicionais	85
4.3.1 Direção de movimento do gelo	88
CAPÍTULO 5 - ANÁLISE ESTRUTURAL	89
5.1 ESTRUTURAS TECTÔNICAS RÚPTEIS	89
5.1.1 Falhas	89
5.1.2 Juntas	93
5.1.3 Diques clásticos	97
5.2 FASES DE DEFORMAÇÃO TECTÔNICA	98
5.2.1 Fase 1 - Extensão E-W	98
5.2.2 Fase 2 - Transcorrência Dextral	99
5.2.3 Fase 3 - Compressão E-W	99
5.2.4 Fase 4 - Compressão NE-SW	100
5.2.5 Fase 5 - Extensão E-W	100
CAPÍTULO 6 - PETROGRAFIA E MINERALOGIA DAS FÁCIES SEDIMENTARES	101
6.1 PETROGRAFIA DAS FÁCIES PSAMÍTICAS	101
6.2 NATUREZA E MINERALOGIA DAS FÁCIES PELÍTICAS	106
6.3 ASPECTOS DA DIAGÊNESE DA FORMAÇÃO AQUIDAUANA	109
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES: EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	111
7.1 SISTEMAS DEPOSICIONAIS E PALEOGEOGRAFIA	111
7.1.2 Efeitos da glaciação continental Neopaleozóica na deposição da Formação Aquidauana ..	114
7.2 TECTONISMO DEFORMADOR	116
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Página

Figura 1.1 - Esboço geológico do Estado de Mato Grosso do Sul e localização da área de estudos. .2	
Figura 1.2 - Situação da área de estudos com as principais localidades e acidentes geográficos mencionados no texto.6	
Figura 1.3 - Disposição do campo de tensões em diferentes estruturas tectônicas rúpteis, onde σ_1 corresponde ao eixo de máxima compressão, σ_2 ao eixo de compressão intermediária e σ_3 ao eixo de máxima extensão. 11	
Figura 1.4 - Método dos diedros retos para tratamento de dados estruturais proposto por ANGELIER & MECHLER (1977). 12	
Figura 3.1 - Coluna estratigráfica da seção Paleozóico e Mesozóico da Bacia do Paraná modificada de FRANÇA & POTTER (1988), MILANI <i>et. al.</i> (1994) e MATOS (1995)..... 23	
Figura 3.2 - Quadro comparativo das seqüências deposicionais da Bacia do Paraná..... 30	
Figura 3.3 - Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná e de seu embasamento... 32	
Figura 4.1 - Principais tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos, respectivos processos deposicionais envolvidos e mecanismos de sustentação de sedimentos, exibindo os perfis sedimentares ideais para cada tipo de fluxo e as possíveis gradações entre um fluxo e outro..41	
Figura 4.2 - Comparação entre as sucessões verticais de fácies dos modelos de tempestitos de granulação fina e grossa, que compõem termos extremos, respectivamente, de condições distais e proximais de deposição. 45	
Figura 4.3 - Seção estratigráfica da associação Am1 no ponto 74. Estrada Cipolândia - Morro Boa Sorte, leito do Córrego Água Boa, 54 km a nordeste de Cipolândia. 50	
Figura 4.4 - Seção estratigráfica da associação Am1 no ponto 34. Estrada Palmeiras - Cipolândia, 15 km ao norte de Palmeiras. 51	
Figura 4.5 - Seção estratigráfica da associação Am1 no ponto 81. Estrada Cipolândia - Ponte do Grego, 14 km a leste de Cipolândia. 52	
Figura 4.6 - Seção estratigráfica da associação Am2 no ponto 63. Estrada Rochedo - Taboco, 28 km a noroeste de Rochedo. 55	
Figura 4.7 - Seção estratigráfica das associações As1 e As2 no ponto 116. Estrada Fala Verdade - Rio Negro, 15 km a oeste de Fala Verdade. 60	
Figura 4.8 - Perfil sedimentar do terço superior da seção estratigráfica levantada no ponto 116 (figura 4.7), onde a associação As1 (exposição da fácies Prh na base do croqui) encontra-se sobreposta pela associação As2 (fácies Agg, AfS, Afc e Afh).. 63	
Figura 4.9 - Seção estratigráfica da associação As2 no ponto 82. Estrada Cipolândia - Ponte do Grego, 21 km a leste de Cipolândia. 65	
Figura 4.10 - Seção estratigráfica da associação As2 no ponto 16. Estrada Palmeiras - Cipolândia, base do Morro Seio de Moça, 10 km ao norte de Palmeiras..... 66	

Figura 4.11 - Modelo de geração de depósitos de arenitos com HCS ou SCS e depósitos turbidíticos em ambiente marinho raso devido à ação de tempestades, proposto por HAMBLIN & WALKER (1979).....	67
Figura 4.12 - Seção estratigráfica da associação As3 nos pontos 02 e 03. Perfil da Serra do Paxixi até a Antena da Telems, 4 km ao norte de Camisão.	69
Figura 4.13 - Seção estratigráfica da associação As5 no ponto 107. Estrada Ponte do Grego - Fazenda Barretina, 7 km a noroeste da Ponte do Grego.	77
Figura 4.14 - Seção estratigráfica da associação As6 no ponto 52. Estrada Rochedo - Corguinho, 11 km ao norte de Rochedo.	82
Figura 4.15 - Seção estratigráfica da associação As6 no ponto 96. Estrada Corguinho - Fala Verdade, 2 km ao sul de Fala Verdade.	83
Figura 4.16 - Mapa com a distribuição dos vetores de paleocorrentes deposicionais da Formação Aquidauana na área de estudos.....	87
Figura 5.1 - Falhas de direção E-W a ENE-WSW que afetam sedimentos da Formação Aquidauana.	90
Figura 5.2 - Falhas de direção NNW-SSE a NW-SE que afetam sedimentos das formações Furnas (B,F) e Aquidauana (A,C,D,E).....	91
Figura 5.3 - Falhas de direção NNE-SSW a NE-SW que afetam sedimentos das formações Furnas (A) e Aquidauana (B,C).	92
Figura 5.4 - Projeção estereográfica Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) dos polos das famílias de juntas conjugadas de cisalhamento e dos contornos das linhas de isofrequência.	94
Figura 5.5 - Projeção estereográfica Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) dos polos de juntas de extensão e contornos das linhas de isofrequência.	97
Figura 6.1 - Espectros de difração de raios X da fração granulométrica menor que 2 μm e respectiva imagem obtida por MEV.....	107
Figura 7.1 - Evolução paleogeográfica da Formação Aquidauana na área de estudos.	113
Figura 7.2 - Disposição das principais direções de tensão horizontal máxima ($Sh_{\text{máx}}$) na América do Sul, compiladas por ASSUMPÇÃO (1992).	118

FOTOS

Página

Foto 1.1A - Bordas escarpadas, voltadas para oeste, do compartimento inferior do Planalto de Maracaju-Campo Grande (Serra de Maracaju) na altura da Cidade de Aquidauana.	7
Foto 1.1B - Vista do Morro Boa Sorte, que atinge altitudes superiores a 600 m.	7
Foto 1.1C - Borda da Serra Negra, que faz parte de um <i>front</i> cuestiforme descontínuo, de direção NNE.	7
Foto 1.1D - Extremidade noroeste da Serra da Ventania.	7
Foto 1.1E - Cerro Quebrado visto da estrada Cicolândia - Ponte do Grego, 17 km a leste da primeira.	7
Foto 4.1A - Arenitos grossos a conglomeráticos, de composição sublítica, do sistema fluvial entrelaçado. Estrada Aquidauana - Cicolândia, ponto 25.	36
Foto 4.1B - Arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabulares de médio porte da fácies Amt (associação <i>Ai1</i>). Estrada Aquidauana - Cicolândia, ponto 25.	36
Foto 4.1C - Arenitos médios a finos com estratificações cruzadas tabulares de médio porte da fácies Amt (associação <i>Ai1</i>). Estrada Aquidauana - Cicolândia, ponto 25.	36
Foto 4.2A - Seixos multi-facetados e estriados de diversas litologias da fácies Plm e Acm (associação <i>Ai2</i>), provenientes dos pontos 27, 65 e 80.	39
Foto 4.2B - Relações de contato entre as fácies Plm e Acm da associação <i>Ai2</i> no ponto 70.	39
Foto 4.2C - Arenitos finos maciços da fácies Afm (associação <i>Ai2</i>). Estrada Rio Negro - Taboco, ponto 122.	39
Foto 4.2D - Arenitos médios maciços, com raros clastos polimíticos rudáceos e, localmente, feições de fluidificação (seta). Fácies Acm (associação <i>Ai2</i>), ponto 15, Estrada Palmeiras - Cicolândia.	39
Foto 4.3 - Arenitos médios a grossos subarcoseanos e sublíticos com <i>Hummocky Cross Stratification</i> (HCS). Exposição da fácies AmS (associação <i>Ai3</i>) no leito do Rio Aquidauana, na Cidade de Palmeiras (ponto 18).	44
Foto 4.4A - Ritmitos avermelhados com <i>climbing ripples</i> da fácies Prc (associação <i>Am1</i>), reconhecidos originalmente por ALMEIDA (1954) e BEURLEN (1956) como "Camadas Paxixi". Estrada Aquidauana - Piraputanga, próximo ao Córrego Piraputanga (ponto 09).	48
Foto 4.4B - Detalhe das <i>climbing ripples</i> supercríticas da fácies Prc, com as camadas frontais mergulhando para NW. Estrada Aquidauana - Piraputanga, leito do Córrego Paxixi (ponto 10).	48
Foto 4.4C - Fotomicrografia dos ritmitos da fácies Prc do ponto 10, exibindo estratos centimétricos de típico perfil granodecrescente. Nicóis cruzados.	48
Foto 4.4D - Pistas fósseis sobre os estratos mais finos dos ritmitos da fácies Prc.	48
Fotos 4.5A e B - Camadas de arenitos e ritmitos deformados imersos na matriz de lamitos arenosos da fácies Plm (associação <i>As1</i>). Ponto 29, Jazida de argila da Cerâmica Volpini em Piraputanga.	58
Foto 4.5C - Arenitos maciços deformados, ocorrendo na forma de camadas retorcidas e rompidas em meio à matriz lamítica da fácies Plm. Estrada Cachoeirão - Rio Aquidauana, ponto 41.	58

Foto 4.6 - Pacote de lamitos arenosos com clastos (fácies Plm) sobre os quais foi reconhecido pavimento estriado por geleiras. Estrada Fala Verdade - Rio Negro, ponto 120.....	61
Foto 4.7A - Clasto de quartzito de 40 cm de diâmetro isolado na matriz dos arenitos lamosos da fácies Acm (associação As4). Estrada Cipolândia - Ponte do Grego, ponto 47.	73
Foto 4.7B - Lamitos avermelhados com clasto de rocha granitóide da fácies Plm (associação As4), cuja matriz é carente de areia. Estrada Cipolândia - Ponto de Grego, ponto 46.....	73
Foto 4.7C - Corpo de arenito deformado de grandes dimensões imerso na matriz dos lamitos arenosos da fácies Plm (associação As4). Estrada Pte. do Grego - Faz. Barretina, ponto 109.	73
Foto 4.7D - Arenitos da fácies Amm (associação As4) com feições de fluidificação, que apresentam também concentração de grânulos localizada. Estrada Fala Verdade - Rio Negro, ponto 114. .	73
Fotos 4.8A e B - Extenso pavimento estriado, com estrias e sulcos retilíneos pouco profundos de direção N25W, sobre arenitos lamosos com clastos da fácies Acm (associação As4). Estrada Ponte do Grego - Cipolândia, ponto 47.....	74
Foto 4.8C - Detalhe da foto 4.8A.....	74
Foto 4.9A - Arenitos médios a finos com estratificações cruzadas tabulares de grande porte da fácies AmT (associação As5). Estrada Rochedo - Morro Boa Sorte, ponto 89.	76
Foto 4.9B - Arenitos finos com estratificações cruzadas tabulares de médio porte da fácies Aft (associação As5), com superfície de truncamento subhorizontal. Estrada Ponte do Grego - Fazenda Barretina, ponto 108.	76
Foto 4.10A - Arenitos médios a finos com estratificação cruzada de médio a grande porte da fácies AmT (associação As6). Leito do Rio Aquidauana na Cidade de Rochedo, ponto 50.....	81
Foto 4.10B - Arenitos médios com estratificação subhorizontal da fácies Amh (associação As6). Estrada Rochedo - Morro Boa Sorte, ponto 84.	81
Foto 4.11A - Camada decimétrica de calcário oolítico silicificado da fácies Co (associação As6). Estrada Fala Verdade - Rio Negro, ponto 113.	84
Foto 4.11B - Clasto de arenito médio a grosso da fácies Amh (associação As6) com feições sugestivas de sais precipitados (evaporitos), atualmente substituídos por sílica. Proximidades do leito do Rio Aquidauana em Baianópolis, ponto 95.....	84
Foto 5.1A - Falha dextral de direção ENE em arenitos finos da Formação Aquidauana. Leito do Rio Aquidauana, 1,9 km a oeste da Ponte do Grego (ponto 100).....	95
Foto 5.1B - Falha sinistral de direção NNE e baixo ângulo de mergulho, com componente inversa, desenvolvida sobre superfície irregular em arenitos finos da Formação Furnas. Estrada Aquidauana - Cipolândia, ponto 21.....	95
Foto 5.1C - Detalhe da foto anterior, que exhibe superfície de falha com estrias e degraus indicativos do sentido de movimento do bloco para a esquerda (seta).....	95
Foto 5.1D - Falha normal de direção NNW em lamitos arenosos da Formação Aquidauana. Estrada Aquidauana - Piraputanga, ponto 13.	95
Foto 5.2A - Juntas conjugadas de direção NNW a NE que afetam depósitos aluviais de baixos terraços. Córrego João Dias, próximo à Reserva Indígena Limão Verde (ponto 20).	96

Foto 5.2B - Famílias de juntas conjugadas de cisalhamento que afetam arenitos da Formação Furnas. Estrada Taboco - Cipolândia, Córrego Lambari, 11 km a sudoeste de Taboco.	96
Foto 5.2C - Famílias de juntas conjugadas geradas por uma compressão de direção NW-SE que afetam arenitos da associação As6. Estrada Baianópolis - Fala Verdade, ponto 96.....	96
Foto 5.2D - Famílias de juntas conjugadas de mesma geração das juntas exibidas nas fotos B e C. Estrada Taboco -Cipolândia, ponto 124.	96

FOTOMICROGRAFIAS

	Página
Fotomicrografia 6.1A - Arenitos subarcoseanos e sublíticos da fácies AmS (ponto 18) que exibem vários grãos de feldspatos com sobrecrecimento secundário eodiagenético. Nicois paralelos.	102
Fotomicrografia 6.1B - Arenitos subarcoseanos da fácies Amm (ponto 12) que apresentam feldspatos alcalinos com lamelas sobrecrescidas que envolvem quase completamente a superfície original dos grãos. Nicois paralelos.	102
Fotomicrografia 6.1C - Arenitos subarcoseanos e sublíticos da fácies Amm (ponto 14) com feldspatos com lamelas neoformadas, já bastante corroídas pelo intemperismo superficial atual. Nicois paralelos.....	102
Fotomicrografia 6.2A - Arenitos subarcoseanos da fácies Amm (ponto 12) que apresenta carapaças argilosas alaranjadas (setas) revestindo os espaços intergranulares remanescentes da compactação mecânica. Seção delgada, nicois cruzados.....	104
Fotomicrografia 6.2B - Imagem de Microscópio Eletrônico de Varredura mostrando a constituição das carapaças argilosas por esmectitas neoformadas que envolvem grão detrítico (g). Amostra de arenito subarcoseano da fácies Afm, ponto 91. Aumento de 2390X.	104
Fotomicrografia 6.2C - Detalhe da imagem de MEV anterior onde nota-se o aspecto esponjoso e sutilmente achatado das esmectitas autigênicas. Aumento de 4540X.	104
Fotomicrografias 6.3A e B - Arenitos subarcoseanos da fácies Amm (ponto 36) exibindo cimentação tardia de calcita poiquilotópica (c) que preenche os espaços intergranulares e intragranulares remanescentes de um evento prévio de dissolução. Nicois cruzados.....	105
Fotomicrografia 6.4A - Matriz de esmectitas detríticas em lamitos arenosos da fácies Plm (ponto 30). Imagem de MEV, aumento de 24320X.	108
Fotomicrografia 6.4B - Esmectitas neoformadas, de aspecto crenulado, revestindo grão detrítico (g). Lamitos arenosos da fácies Plm (ponto 30). Imagem de MEV, aumento de 5000X.	108
Fotomicrografia 6.4C - Imagem de MEV exibindo matriz de micas detríticas (Mi) de lamitos arenosos da fácies Plm (ponto 29) com caolinitas prismáticas (K) euhedrais neoformadas. Aumento de 24920X.....	108

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 Introdução

A porção planáltica oriental do Estado de Mato Grosso do Sul é sustentada por exposições de rochas sedimentares da Bacia do Paraná (figura 1.1), compondo a Serra de Maracaju, onde a seção paleozóico-mesozóica é constituída pelos grupos Paraná (formações Furnas e Ponta Grossa), Itararé (Formação Aquidauana), Guatá (Formação Palermo), São Bento (formações Botucatu e Serra Geral) e Bauru/Caiuá. Alguns autores têm admitido a presença de unidades pré-Furnas, atribuídas ao Grupo Rio Ivaí (ASSINE *et al.* 1994), aflorantes nas porções superiores da escarpa da Serra de Maracaju, nas bordas da Planície do Pantanal Sulmatogrossense.

A Formação Aquidauana é reconhecida como a expressão do Grupo Itararé na borda ocidental da Bacia do Paraná, nos estados de Mato Grosso do Sul, onde foi originalmente definida, Mato Grosso e Goiás. É caracterizada por espesso pacote sedimentar com litologias essencialmente arenosas e típica cor vermelha. Embora sua deposição seja admitida dentro do evento de glaciação gondvânica neopaleozóica, a sucessão sedimentar da Formação Aquidauana sempre foi considerada distinta, em termos de fácies e ambientes sedimentares, das unidades correlatas dentro do Grupo Itararé. A falta de elementos estratigráficos de correlação regional, o escasso conteúdo fóssilífero, a grande variação lateral e vertical de fácies, além dos poucos trabalhos de detalhe, marcaram a tendência de associar a deposição da Formação Aquidauana a uma evolução sedimentar marginal, suprida por áreas-fonte de sedimentos e de geleiras distintas daquelas atribuídas ao Grupo Itararé na borda leste da bacia.

Alguns pontos de controvérsia ainda persistem. Entre estes podem ser listados: a influência direta das geleiras na sedimentação, ou mesmo sua proximidade ao sítio deposicional; o aparente paradoxo entre a cor vermelha dos sedimentos e o ambiente sedimentar glacial; a instabilidade tectônica sin-sedimentar e a idade das rochas. Não se tem a pretensão de tê-los esclarecidos em definitivo; antes disso, espera-se que os dados trazidos à luz a partir da investigação de uma área preterida de pesquisas por 15 anos venham contribuir com novas informações, enriquecer as discussões e despertar o interesse para futuras investigações.

Figura 1.1 - Esboço geológico do Estado de Mato Grosso do Sul e localização da área de estudos. (Compilado de ARAÚJO *et al.* 1982 e DEL'ARCO *et al.* 1982)

1.2 Objetivos

Visando contribuir com os conhecimentos estratigráficos e sedimentológicos sobre a Formação Aquidauana disponíveis até o momento, este trabalho tem por objetivos delinear os principais mecanismos de deposição e associações de fácies sedimentares, que permitem vislumbrar a disposição espacial dos sistemas deposicionais vigentes à época de sedimentação da unidade. Além da definição dos sistemas deposicionais e reconstrução da paleogeografia Aquidauana, apoiada em dados de superfície, foi investigado o arcabouço estrutural das unidades aflorantes na área de estudos, de forma que a evolução tectônica pós-paleozóica da borda oeste da Bacia do Paraná fosse melhor compreendida.

1.3 Área de Estudos

Em Mato Grosso do Sul (MS), a área de exposição da Formação Aquidauana apresenta-se como uma faixa orientada na direção NNE-SSW, de largura média de 40 km e extensão de aproximadamente 300 km, que corta praticamente todo o estado e mostra continuidade geográfica ao norte, para o Estado de Mato Grosso, e ao sul, para o Paraguai, onde é designada de Formação Aquidabán.

A área de estudo localiza-se na porção centro-norte do estado (figura 1.1), sendo os limites sul e norte, respectivamente, os paralelos 20° 30' e 19° 30' de latitude Sul, coincidindo, aproximadamente, com as cidades de Aquidauana e Rio Negro; o limite oeste constitui o contato com as formações Furnas e Ponta Grossa, às margens da planície do Pantanal, e o limite leste coincide aproximadamente com o curso do Rio Aquidauana.

Para avaliação das estruturas tectônicas rúpteis, as unidades sobrejacentes e subjacentes foram também investigadas visando a obtenção do maior número de dados possível, o que resultou na pesquisa de uma área bem mais abrangente que a das exposições da Formação Aquidauana, desde o meridiano 54°30' W até o extremo oeste da borda da Serra de Maracaju (figura 1.1).

1.4 Aspectos Geomorfológicos

Toda a borda ocidental da Bacia Sedimentar do Paraná, em Mato Grosso do Sul, configura relevo de planalto com bordas escarpadas, constituindo *cuestas*, condicionada ao Planalto de Maracaju-Campo Grande (domínio meridional do Estado de Mato Grosso do Sul) e também ao Planalto do Taquari-Itiquira (porção nordeste de Mato Grosso do Sul e sudoeste do Mato Grosso), definidos por FRANCO & PINHEIRO (1982). A denominação "Serra" de Maracaju para este conjunto geomorfológico é informal e será utilizada apenas para fazer referência à porção planáltica oriental do Estado.

O Planalto de Maracaju-Campo Grande pode ser individualizado em três compartimentos, compondo patamares escalonados com bordas escarpadas voltadas para o oeste: compartimentos inferior (altitudes entre 200 e 450 m), intermediário (300 a 600 m) e superior (500 e 700 m), respectivamente, de oeste para leste (e. g. FRANCO & PINHEIRO 1982). O compartimento inferior é marcado por frentes de *cuestas* a oeste, limitando a Depressão do Rio Paraguai (terrenos sedimentares não inundáveis, segundo ROSS & SANTOS 1982) e os Pantanaís Matogrossenses (terrenos sujeitos a inundações periódicas definidos por FRANCO & PINHEIRO 1982). Neste compartimento ocorrem, da borda para o interior do Planalto (de oeste para leste), rochas do Grupo Cuiabá (sopé de frente de *cuesta*), exposições localizadas de unidades ordovicianas-silurianas do Grupo Rio Ivaí, além das formações Furnas (frente de *cuesta*), Ponta Grossa e Aquidauana (reverso de *cuesta*). O compartimento intermediário, onde dominam formas de relevo erosivo tabulares com bordas escarpadas (entre outras, as serras de Aquidauana, Ventania e Negra), é constituído por rochas avermelhadas da Formação Aquidauana; os reversos das frentes escarpadas, próximo ao sopé da escarpa basáltica (compartimento superior), são constituídos por arenitos da Formação Botucatu, que desenvolvem feições de relevo mais suaves. O patamar superior apresenta amplas formas de relevo tabular sustentadas por basaltos da Formação Serra Geral, por sedimentos da Bacia Bauru e por coberturas detrítico-lateríticas cenozóicas.

Os patamares do Planalto Maracaju-Campo Grande apresentam marcante alinhamento NNE das bordas escarpadas. Esta conformação geomórfica proporciona boas áreas de exposição da Formação Aquidauana na porção central do estado, nas proximidades da cidade homônima, associadas a relevo escarpado, com desníveis da ordem de duas a três centenas de metros, feição esta que se torna mais suave e menos evidente (feições de relevo erosivo menos dissecado) em direção ao norte e sul do estado.

A área de estudos está inserida totalmente no Planalto Maracaju-Campo Grande, genericamente denominado na toponímia regional por Serra de Maracaju. O termo serra, embora incorretamente empregado (os perfis de relevo são tipicamente assimétricos), é bastante difundido na literatura e será utilizado informalmente neste trabalho, apenas para situar o leitor quanto às principais localidades geográficas da área de estudos.

As formas de relevo sustentadas por sedimentos da Formação Aquidauana são do tipo de topo convexo ou tabular pouco dissecadas, de altitudes mais baixas (200 a 350 m), mais comuns às margens das escarpas das serras de Aquidauana, da Ventania e Negra, resultantes do entalhamento dos rios Taboco e Negro. O relevo cuestiforme e tabular com bordas escarpadas, associado a formas de dissecção aguçadas (fotos 1.1A a F), é típico destas serras na porção oriental e sul da área de estudo, formando um *front* descontínuo de direção NNE. Os processos de erosão em recuo até as escarpas basálticas teria permitido o desenvolvimento destas formas residuais, muitas vezes compondo morros isolados (Seio de Moça, da Divisa, Água Boa e Boa Sorte, figura 1.2), com altitudes entre 400 e 600 m, onde estão expostos os intervalos estratigráficos médio e superior da Formação Aquidauana.

Figura 1.2 - Situação da área de estudos com as principais localidades e acidentes geográficos mencionados no texto.

Foto 1.1A - Bordas escarpadas, voltadas para oeste, do compartimento inferior do Planalto de Maracaju-Campo Grande (Serra de Maracaju) na altura da Cidade de Aquidauana. Vista obtida a partir do topo da Serra do Paxixi.

Foto 1.1B - Vista do Morro Boa Sorte, que atinge altitudes superiores a 600 m.

Foto 1.1C - Borda da Serra Negra, que faz parte de um *front* cuestiforme descontínuo, de direção NNE. Vista a partir da rodovia Corguinho - Rio Negro, 30 km ao norte da primeira.

Foto 1.1D - Extremidade noroeste da Serra da Ventania. Vista a partir da estrada Cipolândia - Taboco, 10 km ao norte da primeira.

Foto 1.1E - Cerro Quebrado visto da estrada Cipolândia - Ponte do Grego, 17 km a leste da primeira.

N45W

S45E

A

NNW

SSE

B

WNW

ESE

C

SE

NW

D

SE

NW

E

CAPÍTULO 2 - MÉTODOS E NOMENCLATURAS

2.1 Análise da documentação cartográfica

Para a análise da documentação cartográfica, foram utilizados, como mapas-base, os mapas geológicos na escala 1:1.000.000 de ORDAKOWSKI *et al.* (1980), ARAÚJO *et al.* (1982) e DEL'ARCO *et al.* (1982), e em escala 1:500.000 de CORRÊA *et al.* (1979). Não há mapas geológicos da região disponíveis em escala de maior detalhe. As bases topográficas utilizadas para locação dos pontos de descrição de afloramentos em campo foram as folhas Aquidauana, Palmeiras, Serra de Maracaju e Rochedo, na escala 1:100.000, e folhas Aquidauana, Campo Grande e Camapuã, na escala 1:250.000 (disponíveis também como imagens de radar e satélite).

A análise de produto de sensor remoto visou a confecção de mapa de lineamentos sobre produto fotográfico preto & branco do satélite TM-Landsat, na escala 1:250.000 (cena 25/774, banda 4), que foi auxiliar na compreensão do arcabouço estrutural e na distribuição dos tipos de deformações tectônicas rúpteis ocorridas em épocas pós-Paleozóicas.

2.2 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo consistiram da realização de perfis regionais ao longo das principais estradas e rodovias da área de estudos, com descrição de pontos de afloramentos das rochas da Formação Aquidauana e de outras unidades estratigráficas da Bacia do Paraná ocorrentes na área de estudos. Foi enfatizada a descrição das principais litologias aflorantes visando o reconhecimento de fácies sedimentares, procurando já identificar os possíveis mecanismos de deposição e ambientes de sedimentação dos depósitos.

As fácies sedimentares foram caracterizadas a partir do levantamento de seções colunares e perfis estratigráficos, extraindo-se informações sobre litologias, forma, espessura e extensão das camadas, tipos de contato entre elas, estruturas sedimentares presentes e investigação do eventual conteúdo fossilífero. Efetuou-se, ainda, a medição de paleocorrentes deposicionais em estratificações cruzadas e outras estruturas sedimentares apropriadas para este fim, além da coleta de amostras representativas das diferentes unidades litológicas para posterior análise em laboratório.

Nos locais propícios, foram coletados dados de paleocorrentes deposicionais que, tratados posteriormente em histogramas circulares do tipo rosácea, indicaram a distribuição e o vetor médio do paleofluxo.

Os dados de estruturas tectônicas rúpteis (falhas e juntas) foram obtidos em afloramentos da Formação Aquidauana, em unidades estratigráficas mais antigas (formações Furnas e Ponta Grossa) e mais jovens (Formação Botucatu e depósitos cenozóicos) presentes na área de estudos e imediações, tendo sido convenientemente tratados por métodos gráficos convencionais à análise estrutural.

2.3 Trabalhos de laboratório

2.3.1 Análise petrográfica

A análise petrográfica consistiu da caracterização textural e mineralógica dos litotipos da Formação Aquidauana em seções delgadas. As descrições de seções delgadas auxiliaram a caracterização das fácies sedimentares quanto aos aspectos de geometria interna. As feições microscópicas relevantes descritas neste tipo de análise foram: estruturas sedimentares, granulometria, mineralogia, grau de arredondamento e seleção, relações intergranulares (porosidade, crescimento secundário, tipos e fases de cimentação) e intragranulares (porosidade, substituição mineral).

O reconhecimento de feições de autigênese de minerais (feldspatos e quartzo) e diferentes tipos de relações intergranulares foram importantes para determinar a cronologia relativa dos eventos diagenéticos a que os sedimentos da Formação Aquidauana foram submetidos.

2.3.2 Análise por Difração de Raios X e MEV

As amostras de rochas sedimentares pelíticas (lamitos, folhelhos e siltitos) foram submetidas à análise por difração de raios X e à Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) para identificação dos principais grupos de argilominerais presentes, sua natureza (detritica ou neoformada) e delineamento das principais relações intergranulares (recobrimento de grãos, preenchimento de poros, etc.).

As difrações de raios X foram realizadas em duas etapas: amostra total (*range* do ângulo 2θ de 2° a 60°) e fração menor do que $2\ \mu\text{m}$ (2θ de 2° a 15°), esta última analisada sob condições normais, glicolada e aquecida a 500°C por 18 hs, que permitiram uma identificação mais segura dos argilominerais presentes. Utilizou-se difratômetro Phillips, modelo PW1710.

Para a avaliação visual sob Microscópio Eletrônico de Varredura, separou-se uma pequena parte da amostra *in natura*, que foi posteriormente recoberta com película de carvão e ouro. Quando necessário, os argilominerais sob avaliação na imagem obtida no MEV foram submetidos à análise pontual por EDS (*Energy Dispersion Spectrometry*), que fornece a composição química elementar semi-quantitativa e permite uma identificação mais segura do argilomineral, principalmente no caso de cristais detríticos. O equipamento utilizado foi um Microscópio LEO, modelo F440, que fornece imagens por elétrons secundários.

2.4 Trabalhos de gabinete

2.4.1 Tratamento dos dados de estruturas tectônicas rúpteis

A análise integrada das estruturas tectônicas rúpteis - principalmente falhas e juntas - permite a reconstituição dos campos de esforços atuantes a pequenas profundidades na crosta terrestre. Quando integrada ao controle estratigráfico, é possível hierarquizar distintos campos de tensões no espaço e no tempo. Valendo-se destas informações e da identificação do caráter das estruturas rúpteis, pode-se reconstituir os padrões de deformação tectônica a que uma área foi submetida e como estes se sucederam no tempo.

Os elementos físicos planares e lineares são investigados de forma a reconstituir o respectivo estado de tensões através de tratamento gráfico adequado, delineando-se, assim, a disposição dos eixos de tensão principais: σ_1 (tensão principal máxima), σ_2 (tensão principal intermediária) e σ_3 (tensão principal mínima).

Na figura 1.3 estão representadas as principais estruturas tectônicas rúpteis e respectivos indicadores de tensão. Conforme o regime tectônico no qual foram geradas, as estruturas podem ser divididas em três tipos: estruturas extensionais (juntas de extensão, veios e juntas ou fraturas preenchidas por sedimento), compressionais (estiliólitos) e de cisalhamento (juntas conjugadas, falhas). O tratamento gráfico das estruturas medidas em campo visa justamente a reconstituição do campo de tensões implícito.

Os dados de falhas foram tratados por método gráfico dos diedros retos proposto por ANGELIER & MECHLER (1977) (figura 1.4), para identificação dos principais componentes de esforços na área de estudos. Segundo este método, a geometria de cada falha individualmente (superfície de falha mais estria) permite a reconstituição da disposição espacial do campo de tensões, a princípio, como uma primeira aproximação; quanto maior a população de dados homogêneos (relacionados a um mesmo campo de tensões), maior a consistência dos resultados (ANGELIER 1994).

Figura 1.3 - Disposição do campo de tensões em diferentes estruturas tectônicas rúpteis, onde σ_1 corresponde ao eixo de máxima compressão, σ_2 ao eixo de compressão intermediária e σ_3 ao eixo de máxima extensão. (a) juntas de extensão; (b) juntas conjugadas de cisalhamento; (c) juntas penadas; (d) diques clásticos. (Extraído de DUNNE & HANCOCK 1994)

Figura 1.4 - Método dos diedros retos para tratamento de dados estruturais proposto por ANGELIER & MECHLER (1977). **A** - Princípio teórico do método: (a) bloco diagrama de uma falha e respectiva projeção estereográfica (b) em diagrama Schmidt-Lambert (hemisfério inferior), mostrando as projeções do plano de falha (F) e respectiva estria (E). Um plano auxiliar (A), ortogonal ao plano de falha e à estria, é traçado utilizando-se a estria como polo. Os planos definem quatro diedros retos, dois em compressão (campos pintados em preto) e dois em extensão (campos em branco), opostos entre si. (c) e (d) exibem o posicionamento dos diedros retos de máxima compressão (vertical em (c) e horizontal em (d)) e máxima extensão em falhas normais (c) e falhas reversas (d). **B** - As áreas coincidentes de diedros de várias falhas de mesma geração possuem maior probabilidade de conter os eixos de esforços principais máximo e mínimo, respectivamente, σ_1 e σ_3 .

As medidas de planos de juntas de extensão e de juntas conjugadas de cisalhamento tiveram os polos plotados em estereograma Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Sempre que possível, foi obtida a população de uma centena de medidas por afloramento para tratamento estatístico. Foi utilizado, para estes fins, o programa Artg50 desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT.

2.4.2 Paleocorrentes deposicionais

As medidas de paleocorrentes deposicionais foram obtidas a partir de estruturas sedimentares direcionais, principalmente estratificações cruzadas planares e acanaladas, laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) e, em menor escala, dobras convolutas de fácies com feições de deformação hidroplástica e superfícies estriadas pelo gelo.

Segundo a proposta de McKEE & WEIR (1953), posteriormente modificada por FERNANDES (1992), as estratificações cruzadas podem ser hierarquizadas em três classes, conforme a espessura dos *sets*: 1ª ordem, ou de grande porte, (*sets* com mais de 3m de espessura); 2ª ordem, ou médio porte (*sets* entre 0,3 e 3m); e 3ª ordem, ou pequeno porte (*sets* com menos de 0,3 m de espessura). As estruturas de grande porte estão relacionadas, geralmente, a feições regionais. Segundo FERNANDES (1992), as medidas de paleocorrentes desta classe teriam representatividade regional mesmo relacionadas a uma população pequena (1 a 6 medidas), embora a Estatística Clássica considere que somente uma população de no mínimo 7 medidas (amostras pequenas) tenha valor estatístico. A confiabilidade e validade do tratamento estatístico de medidas de paleocorrentes é proporcional ao porte das estruturas sedimentares. Estruturas de 2ª e 3ª ordens devem ser tratadas a partir de populações, preferencialmente, entre 7 e 30 medidas (2ª ordem) e maiores que 30 medidas (3ª ordem).

As estruturas sedimentares obtidas neste estudo são, basicamente, de médio e pequeno portes. Os vetores médios calculados a partir das estratificações cruzadas de médio porte, em geral, podem ser encarados como paleocorrentes confiáveis para populações de 7 medidas ou mais. Os vetores de populações pequenas (menores que 7 medidas), são aqui considerados como indicativos do paleofluxo, exceto no caso de estruturas de grande porte, que admitem boa representatividade regional do sentido da paleocorrente.

Os dados de paleofluxos de distintos mecanismos de sedimentação foram tratados separadamente, individualizando-se também segundo o porte das estruturas sedimentares vetoriais. Para o tratamento dos dados de paleocorrentes deposicionais utilizou-se o programa AZIMED1 desenvolvido pelo geólogo Sérgio L. F. de Matos, do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - IGUSP.

2.5 Nomenclatura de fácies sedimentares

A adoção de nomenclatura de fácies sedimentares essencialmente descritiva tem sido amplamente difundida, pois constitui a base para interpretações dos mecanismos e processos de sedimentação e posterior estabelecimento de associações de fácies e sistemas deposicionais.

MIALL (1978) propôs um código de classificação de litofácies de ambientes fluviais, posteriormente adaptada para classificação de fácies glaciogênicas por EYLES *et al.* (1983). Esta nomenclatura é bem difundida na literatura e também bastante simples, pois leva em consideração, além da litologia, as principais estruturas sedimentares presentes. A litologia é codificada por letras capitais (G-conglomerados, D-diamictitos, S-arenitos e F-pelitos) seguida de uma ou duas letras minúsculas, de caráter mnemônico, representativas das estruturas sedimentares (m- maciço, t-estratificação cruzada acanalada, g-estratificação gradacional e d-estratificação deformada).

A nomenclatura de fácies sedimentares aqui adotada (tabelas 1.1 a 1.4) é baseada na proposta de EYLES *et al.* (1983), adaptada ao nosso idioma e complementada com códigos que representam a granulometria dos sedimentos e porte das estruturas sedimentares. Convém ressaltar que as fácies de ritmitos foram consideradas de composição essencialmente pelítica, apesar da gradação ou intercalação de estratos arenosos de granulação fina aos estratos de granulação siltico-argilosa.

O termo diamictito é empregado segundo proposição original de FLINT *et al.* (1960). Nesta proposta, diamictitos são rochas terrígenas que apresentam seleção muito pobre devido ao conteúdo de partículas de diferentes diâmetros e praticamente ausência de estruturas sedimentares. Não existe, contudo, uma classificação textural específica para os diamictitos, que costumam ser associados, na literatura, a sedimentos com matriz lamítica a areno-lamítica e arcabouço rudáceo com porcentagem variável de 1% até maior 25%, sendo em parte equivalentes, em termos texturais, aos paraconglomerados conforme definidos por FOLK (1974). Neste trabalho, convencionou-se classificar como diamictitos paraconglomerados que apresentassem, além dos parâmetros definidos por FLINT *et al.* (1960), arcabouço rudáceo polimítico em porcentagem superior a 25%.

Tabela 1.1 - Descrição das fácies psamíticas da Formação Aquidauana.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	GEOMETRIA	PROCESSO DEPOSICIONAL
Psamitos			
Afm, Amm	Arenitos finos ou médios, maciços, com matriz siltica, localmente estruturas de fluidificação	corpos de espessura métrica, geralmente exibindo feições de alteração superficial tipo "casco-de-tartaruga"	fluxos gravitacionais de alta viscosidade (correntes de turbidez de alta densidade e fluxos liqüidificados)
Afh, Amh, Agh	Arenitos finos, médios ou grossos com estratificação plano-paralela	corpos tabulares de espessura métrica	fluxos trativos (regime fluxo superior)
Afl	Arenitos muito finos com recobrimento de lâminas de argila, compondo laminação horizontal ou ondulada com estruturas <i>flaser/wavy</i>	corpos tabulares de espessura métrica	alternância de fluxos trativos (sob regime de fluxo superior e inferior) e decantação da carga em suspensão
Afc	Arenitos finos a muito finos com <i>climbing ripples</i> subcríticas (tipo A) e supercríticas (tipo B)	camadas tabulares decimétricas de grande extensão lateral	fluxos trativos (migração de leito ondulado em regime de fluxo inferior) - condições subaéreas (<i>climbings</i> subcríticas) e subaquosas (<i>climbings</i> supercríticas)
Afo	Arenitos finos com marcas onduladas simétricas	conjunto de cristas agudas retilíneas e calhas largas em camadas decimétricas	fluxos oscilatórios
Afd	arenitos finos a médios com estrutura deformada	camadas rompidas e dobradas	escorregamentos
Acm	Arenitos médios a finos com matriz siltico-argilosa, maciços, com clastos rudáceos dispersos	corpos de espessura métrica e extensão variável	fluxos gravitacionais de alta viscosidade (correntes de turbidez de alta densidade)
Amr	estratos rítmicos com gradação para o topo de arenitos médio-grossos para arenitos finos com estratificação horizontal ou cruzada	camadas tabulares decimétricas	correntes de turbidez de baixa densidade
AmT	Arenitos médios a finos (boa seleção e arredondamento dos grãos) com estratificações cruzadas tabulares de grande porte	corpos tabulares métricos de grande extensão lateral	fluxos trativos (migração de megaondulações)
Amt, Aft	Arenitos médios e finos (boa seleção e arredondamento dos grãos) com estratificações cruzadas tabulares de médio porte	corpos tabulares decimétricos a métricos de grande extensão lateral	fluxos trativos (migração de ondulações)
Agt	Arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas tabulares de médio a pequeno porte, seleção moderada	corpos tabulares decimétricos a métricos	fluxos trativos (migração de ondulações)
Aga	Arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte, seleção moderada	corpos lenticulares de espessura decimétrica a métrica	fluxos trativos (migração de ondulações 3D)
Agg	Arenitos grossos, localmente conglomeráticos com estratificação gradacional normal ou inversa, estrutura de sobrecarga na base	camadas decimétricas tabulares	correntes de turbidez de alta densidade (gradação normal), eventualmente com ocorrência de tapetes de tração (gradação inversa)
AfS, AmS	Arenitos finos, excepcionalmente grossos, com estratificação cruzada <i>Hummocky</i> ou <i>Swalley</i>	megaondulações de comprimento de onda de, no mínimo, 1m (no máximo 5 m), compondo corpos métricos	ação de fluxos combinados dominados por componente oscilatória de alta energia e comprimento de onda (tempestades)

Tabela 1.2 - Descrição das fácies pelíticas da Formação Aquidauana.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	GEOMETRIA	PROCESSO DEPOSICIONAL
Pelitos			
Prc	Ritmitos constituídos por gradação de estratos centimétricos de arenitos muito finos com laminação horizontal gradando para <i>climbing ripples</i> supercríticas e estratos de siltitos e argilitos	camadas centimétricas a decimétricas compondo conjuntos tabulares espessos (até 20 m)	correntes de turbidez de baixa densidade (alta razão carga em suspensão/velocidade do fluxo)
Prh	Ritmitos constituídos por gradação de estratos centimétricos de arenitos muito finos com laminação horizontal e estratos de siltitos e argilitos.	camadas centimétricas a decimétricas compondo conjuntos tabulares espessos	correntes de turbidez de baixa densidade (baixa razão carga em suspensão/velocidade do fluxo)
Prd	Ritmitos com estrutura deformada (basculamentos, dobras convolutas, camadas rompidas e contorcidas)	corpos de espessura variável (decimétrica a alguns metros), lenticulares	ressedimentação de sedimentos inconsolidados sob condição hidroplástica (escorregamentos e deslizamentos)
Pf	Folhelhos	corpos métricos, em geral, de pequena extensão lateral	decantação de carga em suspensão em ambiente subaquoso de baixa energia
Plm	Lamitos arenosos maciços com clastos rudáceos de até 1,5 m de diâmetro, arredondados a subarredondados, estriados; comuns intraclastos de arenitos e ritmitos	corpos métricos a decamétricos de grande extensão lateral	fluxos coesivos de sedimentos (fluxos de detritos e fluxos de lama)
Plh	Siltitos argilosos com laminação horizontal (laminitos)	camadas decimétricas a métricas	porções distais de correntes de turbidez de baixa densidade (predomínio de decantação)

Tabela 1.3 - Descrição das fácies psefíticas da Formação Aquidauana.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	GEOMETRIA	PROCESSO DEPOSICIONAL
Psefitos			
Cmm	Conglomerados sustentados por matriz arenosa, com clastos arredondados	corpos de espessura métrica	fluxos de detritos
Dmm	Diamictitos sustentados por matriz arenosa, maciços	corpos métricos de grande extensão lateral	fluxos de detritos
Dmh	Diamictitos sustentados por matriz arenosa com sutil estratificação horizontal	corpos de espessura decimétrica	fluxos de detritos / correntes de turbidez de alta densidade

Tabela 1.4 - Descrição das fácies silicificadas da Formação Aquidauana.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	GEOMETRIA	PROCESSO DEPOSICIONAL
Calcários e Silexites			
Co	Calcários oolíticos silicificados	camadas de espessura decimétrica	fluxos trativos
Sn	Silexites nodulares	camadas centimétricas a decimétricas	

CAPÍTULO 3 - TRABALHOS ANTERIORES

3.1 Evolução dos conhecimentos sobre a Formação Aquidauana na Bacia do Paraná

3.1.1 *Trabalhos pioneiros sobre a geologia do centro-oeste brasileiro*

As primeiras referências sobre a geologia de Mato Grosso foram publicadas como resultado de expedições de reconhecimento e prospecção pela região centro-oeste do Brasil, àquela época ainda muito pouco conhecida e explorada quanto aos seus recursos naturais. Destacam-se as expedições de D'ORBIGNY (1842) e CASTELNEAU (1852). Contudo, informações geológicas mais objetivas sobre as unidades estratigráficas da Bacia do Paraná, especificamente as unidades devonianas, são mencionadas por EVANS (1894) e DERBY (1895), sendo nestes casos a região da Chapada Matogrossense o alvo principal das investigações.

A primeira citação de possíveis rochas sedimentares permo-carboníferas em Mato Grosso deve-se a LLOYD (1875). Este autor refere-se a fósseis carboníferos no leito do Rio Miranda (justapostos a xistos dobrados), nas proximidades da cidade homônima que, infelizmente, não foram localizados por pesquisas posteriores. A extensão das unidades neopaleozóicas para oeste do Rio Paraná foi especulada desde então (DERBY 1895) e só seria comprovada posteriormente por MILWARD (1935).

Nos trabalhos de reconhecimento da linha Mato Grosso da Companhia de Estradas de Ferro Noroeste do Brasil, ao longo do perfil leste-oeste entre Itapura e Corumbá, LISBOA (1909) associou os arenitos avermelhados das escarpas da Serra de Aquidauana ao "Arenite" de Botucatu (Série de Maracaju), de idade triássica. Na base desta serra, ele identificou arenitos maciços e *folheados* (na verdade ritmitos) e conglomerados vermelhos, atribuindo-lhes espessura total não superior a 50 m. Não tendo encontrado discordância alguma entre estas rochas e os arenitos "Botucatu" superiores (os da escarpa da Serra de Aquidauana), posicionou-as na base da Série de Maracaju, adotando a seguinte estratigrafia:

<i>Idade</i>	<i>Estratigrafia</i>	<i>Espessura</i>
Série de Maracaju (Triássico)	Lençóis de <i>trap</i> (basalto) Arenito Botucatu	400m
	Arenito do Paxixi Arenito de Aquidauana Conglomerado Correntes	50m

Esta estratigrafia foi referendada posteriormente nos trabalhos de OLIVEIRA (1915) e OLIVEIRA & LEONARDOS (1943).

Incumbidos do reconhecimento geológico para prospecção de petróleo no sudoeste de Mato Grosso, PAIVA & LEINZ (1939) colheram dados sobre as exposições gondvânicas do perfil da estrada de ferro e dos arredores da fronteira com o Paraguai. Embora concordassem com a idade triássica dos arenitos da Serra de Aquidauana - aos quais denominaram *red-beds* Maracaju (correlatos ao Arenito de Botucatu)- os autores não reconheceram a subdivisão inferior da Série de Maracaju proposta por LISBOA (1909), que consideraram representar variações litológicas locais.

Coube a MILWARD (1935) a constatação pioneira, no sudoeste de Goiás, da presença de "calcários fetidos" com restos de mesossaurídeos correlacionáveis ao "Sistema Santa Catarina" (Tubarão) dos estados sulinos brasileiros. Estes calcários, juntamente com os Arenitos de Torres da região do Rio Bonito de Goiás (que o autor equivocadamente colocou em posição estratigráfica superior aos calcários), foram posicionados no Permiano. Em 1921, tendo este autor percorrido o perfil da Estrada de Ferro NW do Brasil, em Mato Grosso, supôs serem os Arenitos de Torres correlacionáveis aos arenitos da Serra de Aquidauana, de idade supostamente permiana, diferenciando estes, portanto, dos "Arenitos Botucatu".

Com as pesquisas do Prof. Fernando F. Marques de Almeida na década de 40 em diante que, ao contrário da maioria dos pesquisadores acima citados, não limitou-se a percorrer o traçado da linha de ferro em Mato Grosso, tem-se um marco na evolução dos conhecimentos sobre a estratigrafia da borda noroeste da Bacia do Paraná.

3.1.2 A Formação Aquidauana nos estados de MT e MS

Como resultado de investigações na zona do Rio Apa, limite Brasil-Paraguai, ALMEIDA (1945) reconheceu pela primeira vez sedimentos de origem glacial (tilitos) no sul de Mato Grosso do Sul, região denominada à época por Território de Ponta Porã. O autor considerou-os gondvânicos e de idade permo-carbonífera devido à posição estratigráfica intermediária do pacote entre os sedimentos da Série Bodoquena e os depósitos

mesozóicos da Serra de Maracaju. Adotou a designação Série Bela Vista para os sedimentos recém-descobertos, embora admitisse a possível correlação destes com a Série Itararé-Tubarão.

A Série Bela Vista foi descrita como composta por arenitos, siltitos, tilitos e conglomerados de ambiente flúvio-glacial, devido às evidências de retrabalhamento dos depósitos pelo gelo, como por exemplo, os seixos estriados e facetados. A série estaria restrita entre as cidades de Bela Vista e Nioaque, e daria lugar, ao norte, aos Arenitos de Aquidauana de LISBOA (1909).

ALMEIDA (1946) considerou os arenitos, conglomerados e siltitos vermelhos da Serra de Aquidauana a depósitos flúvio-lacustres, atribuindo-lhes idade permiana inferior e designando-os "Arenito Aquidauana", que estaria sobreposto à Série Bela Vista. Reconheceu a extensão dessa unidade ao longo de toda a faixa marginal à Serra de Maracaju em Mato Grosso, adentrando Goiás (onde corresponderia ao Arenito de Torres descrito por MILWARD 1935) e no sudoeste de Minas Gerais.

As evidências de retrabalhamento glacial nos Arenitos de Torres e nos sedimentos correlatos no centro-leste de Mato Grosso, sudoeste de Minas Gerais e nordeste de São Paulo (ALMEIDA 1948a,b, CASTER 1947, ALMEIDA & BARBOSA 1953) constituíram provas suficientes para ALMEIDA (1954) associar os depósitos flúvio-glaciais, anteriormente atribuídos à Série Bela Vista, à base do conjunto sedimentar permiano-carbonífero, então redefinido como "Série Aquidauana". O autor ressaltou o significado destes depósitos "como importante elemento de ligação da Bacia do Paraná com a geologia subandina" quanto à compreensão dos episódios ligados à glaciação neopaleozóica no Gondwana.

BEURLIN (1956) mapeou a "Série Aquidauana" no sul do atual Estado de Mato Grosso e definiu os seguintes horizontes de tilitos típicos (diamictitos) intermediados por horizontes de depósitos interglaciais (arenitos e ritmitos): Arenito Inferior, Tilito Aquidauana, Arenito Inferior interglacial, Tilito Bela Vista, Camadas Paxixi, Tilito Nioaque e Arenito Superior pós-glacial, respectivamente da base para o topo. O autor salientou as semelhanças entre as sucessões de tilitos/depósitos interglaciais Aquidauana e Itararé como suporte ao caráter contemporâneo da glaciação neopaleozóica nas duas unidades.

Ao estudar a mesma área mapeada por BEURLIN (1956), coube a FARJALLAT (1970) registrar as últimas observações sobre a Formação Aquidauana em MS. Neste trabalho, o autor discordou da definição e extensão dos "tilitos" anteriormente definidos, os quais não possuíam persistência lateral para constituírem unidades estratigráficas. O autor não descartou a contribuição de geleiras no aporte sedimentar (aliás o centro de glaciação deveria estar próximo, na opinião do autor), reconhecendo também os claros

indícios de transporte glacial, mas interpretou os diamictitos como depósitos subaquosos de correntes de turbidez e torrente de lama, num provável ambiente sedimentar lacustre ou marinho proglacial.

FARJALLAT (1970) fez inferências de prováveis áreas-fonte a leste e sudeste da área por ele estudada, que seriam responsáveis pela dispersão dos sedimentos para os quadrantes oeste e noroeste. Quanto à cor vermelha das rochas, o autor concordou com a origem secundária atestada por ALMEIDA (1954), BEURLEN (1956) e PETRI & FÚLFARO (1966), embora não excluísse a existência de leitos vermelhos primários em clásticos finos e diamictitos que ele observou em subsuperfície.

Na década de 70, o DNPM em convênio com a CPRM promoveu projetos de pesquisa de recursos minerais na região sudoeste do Estado de Mato Grosso do Sul, denominados projetos Bodoquena (CORRÊA *et al.* 1979) e Bonito-Aquidauana (NOGUEIRA *et al.* 1978). Estes trabalhos visaram basicamente o mapeamento geológico e levantamento geoquímico regional para prospecção de ocorrências minerais - principalmente metálicas - enfocando com maior detalhe os terrenos pré-cambrianos meridionais. O levantamento dos recursos naturais promovido pelo MME nas décadas de 70 e 80 e desenvolvido pelo Projeto Radambrasil, referente à geologia de Mato Grosso do Sul, foi apresentado por ARAÚJO *et al.* (1982) (Folha Campo Grande, vol. 28), DEL'ARCO *et al.* (1982) (Folha Corumbá, vol. 27) e SOUZA JR. *et al.* (1983) (Folha Goiânia, vol.31). Estes levantamentos forneceram as bases cartográficas geológicas do estado disponíveis atualmente, porém destinaram-se antes à compilação de trabalhos anteriores sobre as unidades da Bacia do Paraná do que à apresentação de novas interpretações.

GUIRRO (1991), em recente estudo sobre a Formação Aquidauana no sudeste de Mato Grosso e amparado na análise de quatro poços da borda norte da Bacia do Paraná, recorreu à análise de fácies sedimentares para definir unidades faciológicas e seqüências deposicionais. Foram definidos dois tipos de unidades faciológicas: uma de "finos" (*fineness*) composta por siltitos, ritmitos e diamictitos interpretados como depósitos de plataforma, cuja sedimentação estaria sendo controlada por rápidos períodos de elevação do nível do mar; e outra, composta por termos arenosos, representando *braided deltas* progradacionais, onde a deposição teve lugar durante a elevação, quiescência e queda relativamente lenta do nível relativo do mar.

3.1.3 A Formação Aquidauana no contexto da Bacia do Paraná

De um modo geral, a Formação Aquidauana foi mais intensamente investigada entre as décadas de 40 e 60 nos estados onde foi originalmente definida. Nos anos subseqüentes, os trabalhos que trazem referências à geologia da Formação Aquidauana na

Bacia do Paraná foram sumarizados por diversos autores, principalmente a partir da década de 70, em estudos síntese sobre a estratigrafia da bacia (v.g. NORTHFLEET *et al.* 1969, SCHNEIDER *et al.* 1974, FÚLFARO *et al.* 1980, GAMA JR. *et al.* 1982, ZALÁN *et al.* 1987, 1990).

ROCHA-CAMPOS (1967) refere-se aos problemas de subdivisão e nomenclatura do Grupo Tubarão desde o trabalho de WHITE (1908). Utilizando a subdivisão proposta por PETRI (1964), ROCHA-CAMPOS (1967) individualizou a unidade em Subgrupo Itararé e Grupo Aquidauana, de idade neocarbonífera a eopermiana e Subgrupo Guatá, de idade permiana. O autor considerou que o pequeno volume de dados sobre as relações estratigráficas do "Grupo" Aquidauana com a seção glacial do leste da bacia, tornava mais adequado a não subdivisão da unidade. ROCHA-CAMPOS (1967) destacou, ainda, que os sedimentos correspondentes ao Grupo Tubarão em Mato Grosso e Goiás diferem do Subgrupo Itararé quanto aos caracteres faciológicos; reforçou, contudo, que ambas as unidades estariam relacionadas aos mesmos eventos glaciais do Neopaleozóico.

Em trabalho de reavaliação da geologia da Bacia do Paraná, NORTHFLEET *et al.* (1969) associaram a sedimentação da Formação Aquidauana apenas à seção inferior da "Formação" Itararé, que teria se processado durante o Carbonífero Superior (Stephaniano), em conformidade com a subdivisão bioestratigráfica de DAEMON & QUADROS (1970). Haveria, portanto, um hiato sedimentar no noroeste da bacia durante o Permiano Inferior e Médio, seguido pela sedimentação neopermiana da Formação Palermo. Segundo os autores, a bacia teria sofrido lento basculamento no limite Carbonífero-Permiano que condicionou a erosão do pacote Aquidauana e conseqüente migração do depocentro para o sul, no Permiano.

SCHNEIDER *et al.* (1974), em trabalho de revisão estratigráfica da Bacia do Paraná, situaram o Tubarão na categoria de supergrupo, que seria composto pelas unidades Itararé e Guatá, elevadas à categoria de grupo. Propuseram a subdivisão do Grupo Itararé, nos estados do PR e SC, nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, sendo que em MT e GO, o grupo seria composto apenas pela Formação Aquidauana. Esta última seria cronocorrelata à Formação Campo do Tenente, de idade neocarbonífera, em conformidade com a interpretação dada por NORTHFLEET *et al.* (1969). Estes autores subdividiram a Formação Aquidauana em três intervalos informais: inferior (arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas e termos pelíticos subordinados), médio (siltitos finos, diamictitos e folhelhos) e superior (predomínio de sedimentos arenosos), associados a ambiente continental dominado por sistemas deposicionais fluviais e lacustres.

Os problemas advindos da falta de representatividade de uma subdivisão do Grupo Itararé para o Estado de São Paulo ficaram evidentes com os trabalhos de SAAD (1977),

SANTOS (1979), CAETANO-CHANG (1984), entre outros, que continuaram a posicionar o Itararé na categoria de subgrupo. Esta situação revela a ineficácia de uma subdivisão estratigráfica única devido à escassez de elementos de correlação cronológica e paleogeográfica em escala regional. Ainda hoje vários autores se referem à porção aflorante desta unidade em São Paulo como Subgrupo Itararé indiviso, tendo em vista a grande dificuldade em reconhecer as unidades litoestratigráficas segundo a proposta de subdivisão do pacote glacial neopaleozóico mais difundida atualmente (FRANÇA & POTTER 1988).

Quanto à correlação estratigráfica entre rochas acinzentadas do Grupo Itararé e avermelhadas atribuídas à Formação Aquidauana, destacam-se as observações efetuadas por SOARES & LANDIM (1973) na faixa de afloramentos do NE do Estado de São Paulo, que reforçaram a concepção de interdigitação lateral entre elas. A Formação Aquidauana passou a ser referida cronologicamente a praticamente todo o intervalo de tempo de sedimentação do Grupo Itararé, ou seja, do Carbonífero Superior ao Permiano Médio (entre outros GAMA JR. *et al.* 1982, ZALÁN *et al.* 1987, 1990), numa visão diferente da de DAEMON & QUADROS (1970).

Através do estabelecimento de correlações estratigráficas em mais de 100 perfis de sondagem (perfis gama) de poços perfurados pela Petrobrás e Paulipetro nas décadas de 50 a 80, FRANÇA & POTTER (1988, 1991) redefiniram a estratigrafia do Grupo Itararé no âmbito de toda a Bacia do Paraná. Esta subdivisão tem sido referendada por diversos trabalhos, embora ainda sob alvo de críticas, principalmente quanto à correlação das unidades estratigráficas na faixa de afloramentos da borda leste da bacia. FRANÇA & POTTER (1988) reconheceram quatro formações componentes do Grupo Itararé: Lagoa Azul (basal), Campo Mourão (intermediária) e Taciba (superior), que se estendem pela porção meridional e oriental da bacia, além da Formação Aquidauana, com expressão regional nas bordas ocidental e setentrional. Segundo o referido trabalho, a Formação Aquidauana seria cronologicamente correlata e lateralmente interdigitada às formações Campo Mourão e Taciba (figura 3.1), sendo o principal critério de individualização entre as unidades a cor tipicamente vermelha das rochas do Aquidauana. Para estes autores, o Grupo Itararé pode ser individualizado em três ciclos deposicionais, cada um correspondendo a uma formação. Os ciclos inferior (Formação Lagoa Azul), médio (Formação Campo Mourão) e superior (Formação Taciba) representam, no geral, sucessões *finning upward*, com unidades arenosas basais coroadas por unidades pelíticas, de íntimo controle glácio-climático. Cada ciclo deposicional seria testemunho de um avanço glacial de escala global, numa sucessão de modelos de glaciação terrestre (ciclo inferior) e marinha (ciclos médio e superior).

Figura 3.1 - Coluna estratigráfica da seção Paleozóico e Mesozóico da Bacia do Paraná modificada de FRANÇA & POTTER (1988), MILANI *et. al.* (1994) e MATOS (1995)

A Formação Aquidauana tem sido referida como uma unidade indivisa até o momento em função do pequeno número de investigações específicas quanto à sua estratigrafia, com exceções de trabalhos localizados no nordeste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais (FIORI & LANDIM 1980 e COTTAS *et al.* 1981), além da mais recente proposta de FÚLFARO & PERINOTTO (1996), ainda não formalizada. Segundo os últimos autores, a Formação Aquidauana deveria ser retomada à categoria de grupo e ser individualizada em duas formações: Nioaqui, basal, composta basicamente por diamictitos e Torres, superior, essencialmente arenosa, representando unidade com evolução tectono-sedimentar distinta do Grupo Itararé.

3.2 Litologias e ambientes deposicionais

Vários trabalhos relatam arenitos de várias granulações como o principal componente da Formação Aquidauana, além de siltitos, lamitos, ritmitos, diamictitos e conglomerados como termos subordinados (v.g. ALMEIDA 1945, 1946, 1954, BEURLEN 1956, FARJALLAT 1970, ARAÚJO *et al.* 1982).

ALMEIDA (1946, 1954) atribuiu os diamictitos e lamitos da seção inferior da Formação Aquidauana no sul de Mato Grosso do Sul a depósitos de tilitos; os termos arenosos e lentes de conglomerados da Serra de Aquidauana e do centro-leste de Mato Grosso estariam relacionados à sedimentação subaquosa proglacial de canais fluviais “anastomosados” (na verdade entrelaçados) e planície aluvial periodicamente inundável por águas de degelo. Inseridos neste contexto proglacial estariam, ainda, os depósitos de siltitos laminados gerados em prováveis lagos perenes.

FARJALLAT (1970) afastou a possibilidade de deposição direta por geleiras como presumiram ALMEIDA (1945, 1946, 1954) e BEURLEN (1956). O autor reconheceu uma série de feições que julgou correto interpretar como sugestivas de deposição por fluxos gravitacionais, como por exemplo a sucessão de ciclos granodecrescentes, os diamictitos com intercalações de sedimentos finamente laminados, as abundantes estruturas de deformação hidroplástica (*slumps* e sobrecarga) e a gradação de arenitos para diamictitos de matriz arenosa ou de siltitos para diamictitos de matriz fina, entre outras.

Para FARJALLAT (1970), as correntes de turbidez seriam o principal mecanismo de deposição dos ritmitos, diamictitos e camadas a estes associadas, provavelmente num ambiente lacustre ou marinho. Secundariamente, torrentes de lama subaquáticas, num cenário de razoável instabilidade, gerariam estruturas de sobrecarga, convolução e arrasto em diamictitos e arenitos. Enfim, todo o quadro deposicional estaria ligado indiretamente às geleiras, que seriam as responsáveis pelo aporte de carga sedimentar e de massas de gelo flutuantes. Estudos posteriores (SANTOS 1979, 1987) procuraram reforçar que o

front de geleiras teria se restringido à porção da atual faixa de afloramentos da bacia em São Paulo, adentrando até áreas não muito internas da bacia durante as fases de maior avanço glacial.

Há referências de camadas de calcário oolítico silicificado intercaladas em ritmitos nos trabalhos de ALMEIDA (1946) e PETRI & FÚLFARO (1966). Estas camadas foram reconhecidas no topo da Formação Aquidauana, próximo ao contato com a Formação Irati, no sul de Mato Grosso. Segundo estes autores, seria indício de que condições climáticas quentes reinaram no final da deposição da unidade. Contudo, os níveis silicificados foram posteriormente atribuídos à Formação Palermo por SCHNEIDER *et al.* (1974).

FIORI & LANDIM (1980) reconheceram três grupos litológicos para a Formação Aquidauana no sudoeste do Estado de Minas Gerais: clásticos finos associados a fácies sedimentares lacustre e pró-leque, arenitos finos e clásticos grossos gerados por sedimentação proximal e distal de leques aluviais, que estariam progradando sobre lago proglacial. Os autores reconheceram áreas fonte a leste e sul, estando ao sul as geleiras.

Na área estudada por FIORI & LANDIM (1980), os clásticos finos ocorrem na forma de corpos tabulares decamétricos de boa persistência lateral e constituem a litologia predominante da formação, ao passo que os outros dois grupos mostram distribuição em corpos lenticulares, alguns alongados na direção E-W e NNE-SSW. Os autores, baseados nos parâmetros que FARJALLAT (1970) utilizou para interpretar os mecanismos de deposição de diamictitos, associaram o grupo de clásticos finos à deposição subaquosa por correntes de turbidez processada em ambiente lacustre.

O grupo de arenitos finos lenticulares e de clásticos grossos teria sido depositado sob condições subaéreas e/ou subaquáticas representando, respectivamente, as fácies distais e proximais de leques aluviais progradantes em lago "periglacial".

COTTAS *et al.* (1981), além de reconhecerem a progradação de leques aluviais sobre sedimentos lacustres, fizeram importante correlação entre as associações de fácies da Formação Aquidauana e do Subgrupo Itararé. Estes autores definiram o Membro Tambau como composto por sedimentos essencialmente pelíticos (lamitos arenosos maciços ou estratificados com gradação para arenitos finos com estratificação cruzada) associados à sedimentação lacustre "periglacial". Estariam interdigitados aos depósitos flúvio-glaciais de arenitos de granulações variadas (de lamíticos a conglomeráticos) do Membro Rio Capetinga.

Os depósitos flúvio-lacustres do Aquidauana estariam, segundo estes autores, interdigitados ao conjunto litológico flúvio-glacial do Subgrupo Itararé, ambos inseridos num contexto de planície de *outwash*. A sedimentação teria forte controle do fluxo de degelo: em épocas glaciais haveria maior progradação das fácies flúvio-glaciais Itararé e

Rio Capetinga sobre a lacustre; em épocas de degelo, com o aumento do fluxo d'água para o lago, verificar-se-ia o transbordamento deste por sobre os depósitos flúvio-glaciais.

GUIRRO (1991) referiu-se à grande variedade de fácies sedimentares da Formação Aquidauana. Foi o primeiro a estudar os sistemas deposicionais da unidade sob a óptica da Estratigrafia de Seqüências. As descrições empreendidas em campo, nas serras da Petrovina e da Saudade, em Mato Grosso, e nos perfis dos poços da Petrobrás no norte da Bacia do Paraná, conduziram à identificação de fácies sedimentares relacionadas a depósitos subaquosos, cujos mecanismos de deposição seriam basicamente fluxos gravitacionais de diversos graus de coesão.

O autor reconheceu dois conjuntos de associações de fácies: arenosos e pelíticos. O primeiro é, em geral, composto por arenitos de diversas granulações, com estruturas trativas e deformacionais, além de diamictitos e conglomerados com feições de retrabalhamento e deformação hidroplástica. Foram associados principalmente a processos de ressedimentação e, em menor escala, retrabalhamento por correntes, tendo sido atribuídos os seguintes mecanismos deposicionais: correntes de turbidez de alta densidade, fluxos liqüefeitos e correntes trativas de natureza oscilatória e unidirecional. Os depósitos estariam inseridos num contexto de sistemas de planície fluvial, frente deltaica e marinho raso (eventualmente castigado por tempestades), lateralmente associados.

As fácies pelíticas foram atribuídas a siltitos, ritmitos e diamictitos com freqüentes intercalações arenosas. Em geral os pacotes mostram ciclos de gradação normal e mais raramente apresentam-se maciços ou com estruturas de deformação hidroplástica. Foram associados pelo autor a deposição por correntes de turbidez de baixa densidade (siltitos e ritmitos) e a processos de ressedimentação (onde estariam envolvidos fluxos de detritos e liqüefeitos) desenvolvidos sobre plataforma marinha epicontinental.

As unidades faciológicas mostram sucessões cíclicas tanto em superfície como nos perfis dos poços. Neste sentido, GUIRRO (1991) verificou que as unidades pelíticas (por ele denominadas "F") são sotopostas a unidades arenosas (ou unidades "S"), o que indicaria, genericamente, o caráter progradacional das sucessões.

As unidades "F" foram definidas por tratos de sistemas transgressivos por ocasião da elevação rápida do nível relativo do mar; as unidades "S" representariam tratos de sistemas de mar relativamente alto (sistemas de progradação costeira) associados, sobretudo, à deposição durante os estágios de queda relativamente lenta.

A distribuição vertical das unidades faciológicas levou GUIRRO (1991) à definição de dois conjuntos de parasseqüências deposicionais, separadas por superfície de inundação de grande extensão. Cada conjunto seria formado pelo par unidade "F"/unidade "S", atestando, portanto, caráter progradacional ou *shoaling-upward* de cada conjunto. Os dois

conjuntos de parassequências definiriam a sequência deposicional da Formação Aquidauana, limitada na base e no topo, segundo o autor, por discordâncias de caráter regional, respectivamente os contatos com as formações Ponta Grossa e Palermo. O autor discorda, portanto, da origem exclusivamente continental que sempre foi atribuída à Formação Aquidauana nos trabalhos anteriores, já que as investigações por ele realizadas levam a associações de fácies num contexto marinho. Descarta, ainda, a existência de material depositado diretamente pelas geleiras. A influência da glaciação teria sido antes no controle do nível relativo do mar como resposta às variações climáticas. Destaca, também, que as associações de fácies da Formação Aquidauana são semelhantes às demais unidades do Grupo Itararé, diferenciando entre si em relação à cor das rochas, que ele também acredita ser secundária.

3.3 Conteúdo fóssilífero e idade

Poucos trabalhos sobre a Formação Aquidauana forneceram dados relevantes sobre o conteúdo paleontológico da unidade. Este fato, decorrente da presumível esterilidade dos depósitos, revela que a escassez de informações sobre seu conteúdo fóssilífero muito contribuiu para que a idade atribuída a esta unidade seja ainda hoje pouco conclusiva.

As referências mais antigas sobre fósseis do Aquidauana são de ALMEIDA (1954) e PETRI & FÚLFARO (1966), que reconheceram pequenos lamelibrânquios em camadas silicificadas, posteriormente atribuídas à Formação Palermo por SCHNEIDER et al. (1974). Estes fósseis foram definidos como espécie e gênero novos (*Guiratingia mendesi*), de idade permiana (PETRI & FÚLFARO 1966).

No zoneamento bioestratigráfico da Bacia do Paraná, realizado por DAEMON & QUADROS (1970), foram investigadas as associações de esporos dos depósitos neopaleozóicos, que resultou na subdivisão da coluna em seis intervalos bioestratigráficos, G, H, I, J, K, L, sendo os intervalos G, H e I correspondentes ao Stephaniano C, Sakmariano e Artinskiano, respectivamente. Estes autores postularam que a sedimentação da Formação Aquidauana ocorreu somente no Carbonífero Superior (Stephaniano, intervalo G) e que haveria um hiato deposicional no noroeste da bacia, onde estariam omissos os intervalos H, I, e J.

Datações realizadas recentemente em amostras de calhas do Grupo Itararé (FRANÇA & POTTER 1988, FRANÇA 1993) apontaram as idades das formações Lagoa Azul (Westphaliano e Stephaniano), Campo Mourão (Stephaniano ao Sakmariano) e Taciba (Artinskiano). PETRI & SOUZA (1993) acreditam que a sedimentação Itararé tenha prosseguido até o Kunguriano na porção meridional da bacia. Baseado apenas em correlações estratigráficas com o Grupo Itararé em subsuperfície, o intervalo de

sedimentação da Formação Aquidauana tem sido posicionado, desde então, do Carbonífero Superior (Stephaniano) ao Permiano Médio (Artinskiano/Kunguriano) por FRANÇA & POTTER (1988) e MILANI *et al.* (1994).

ALMEIDA (1946,1954), já havia reparado em pistas de invertebrados pouco nítidas nos siltitos laminados do Córrego Piraputangas, em MS. Recentemente, GUIRRO (1991) referiu-se aos icnofósseis como o material mais promissor para investigação paleontológica da Formação Aquidauana, sendo deste autor o estudo mais sistemático deste tipo de registro fóssil.

GUIRRO (1991) reconheceu duas icnoespécies: *Cruziana problematica* e *Chondrites*. O icnogênero *Cruziana* ocorre, em Mato Grosso, associado a possíveis *Diplichnites* e seria equivalente ao icnogênero *Isopodichnus* descritos no "varvito" de Itu por FERNANDES *et al.* (1987). Esta conjectura indicaria o predomínio de artrópodes no ambiente sedimentar. Em termos globais, o *Cruziana* caracteriza fácies marinhas, comumente zonas de *offshore*. Os *Chondrites*, em geral, são encontrados em depósitos marinhos ao longo de todo o Fanerozóico e fornecem importante indicação das condições geoquímicas do meio deposicional, pois são comumente atribuídos a ambiente euxínico. Os icnofósseis mostram-se, portanto, uma ferramenta auxiliar importante na identificação dos parâmetros paleoambientais da Formação Aquidauana, já que não possuem significado cronológico.

3.4 Os elementos estruturais da Bacia do Paraná e evolução tectono-sedimentar no Neopaleozóico

A vasta área cratonizada sobre a qual se instalou a Bacia do Paraná resulta de uma complexa evolução geotectônica pré-cambriana relacionada a eventos colisionais de aglutinação de continentes (formação dos supercontinentes Kenorano e Rodinia) e eventos de rifteamento e derivas continentais. Com a consolidação do Gondwana Ocidental, ao término do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano, foram instaladas condições de subsidência a partir do Ordoviciano, com o desenvolvimento, entre outras, das bacias do Paraná, Parnaíba e Amazonas.

Diversos autores têm reconhecido que reativações tectônicas ao longo de descontinuidades do embasamento da Bacia do Paraná controlaram o desenvolvimento dos distintos ciclos tectono-sedimentares no Paleozóico e Mesozóico (v.g. NORTHFLEET *et al.* 1969, FÚLFARO *et al.* 1982, CORDANI *et al.* 1984, ZALÁN *et al.* 1987, 1990). Cada ciclo representa o estabelecimento de condições favoráveis à subsidência e acumulação sedimentar, cuja disposição e sucessão de ambientes sedimentares são controladas por variações climáticas e eustáticas e condicionadas a um arcabouço estrutural específico.

Modificações mais significativas no ambiente geotectônico regional promovem profundas mudanças no cenário fisiográfico da bacia, com soerguimento e erosão da área anteriormente deprimida. Quando novamente se instalam condições de subsidência, um novo e distinto ambiente tectônico e sedimentar é estabelecido (SOARES *et al.* 1974).

A evolução tectono-sedimentar policíclica da Bacia do Paraná foi interpretada como sucessão de seqüências deposicionais, no sentido de SLOSS (1963), por SOARES *et al.* (1974) e ZALÁN *et al.* (1987, 1990). Com a ênfase voltada para a influência da tectônica e das variações do nível relativo do mar sobre a sedimentação, estudos posteriores resultaram numa abordagem segundo os preceitos da Estratigrafia de Seqüências, onde as seqüências de Sloss passam a ser interpretadas como ciclos transgressivo-regressivos de 2ª ordem (VAIL *et al.* 1977) - ou megasseqüências (MILANI *et al.* 1994, MILANI *et al.* no prelo). Segundo esta abordagem, a evolução da Bacia Paraná pode ser resumida pela sucessão de seis seqüências com distintas histórias tectono-sedimentares (figura 3.2).

A base da megasseqüência Carbonífero-Eotriássico (C-eTr) de MILANI *et al.* (1994) (figura 3.2) é equivalente, em termos litoestratigráficos, ao Grupo Itararé. Neste grupo, os ciclos *finning upward* reconhecidos por FRANÇA & POTTER (1988) revelam tendência transgressiva da base da seqüência C-eTr, que tem seu máximo de inundação correspondente ao terço superior da sedimentação da Formação Palermo/Tatuf (NORTHFLEET *et al.* 1969), após o qual a deposição assume caráter regressivo, culminando com progressiva continentalização da bacia, já no Permo-Triássico. À seqüência C-eTr estão associadas as maiores taxas de deposição da bacia, que supõe uma tectônica sin-sedimentar atuante em diversas fases da sedimentação, principalmente durante a deposição do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito (NORTHFLEET *et al.* 1969, ALMEIDA 1980, SOARES 1991).

As discordâncias regionais que limitam as megasseqüências da Bacia do Paraná vêm sendo associadas aos picos das orogenias verificadas nas bordas do continente Gondvana, que refletiriam, cráton adentro, num soerguimento regional (ZALÁN *et al.* 1987, 1990). A discordância pré-neocarbonífera (que limita a base da seqüência C-eTr) caracteriza o maior hiato deposicional da bacia, com duração estimada de 45 Ma.. Este hiato deposicional resultou possivelmente da conjunção de fatores tectônicos (Orogenia Hercyniana) com fatores climáticos e paleogeográficos (erosão glacial) (ZALÁN *et al.* 1987, MILANI 1992). Já a discordância que limita o topo da seqüência C-eTr, posicionada no Triássico Inferior por MILANI *et al.* (1994), vem sendo associada à Orogenia Cape-La Ventana por DE WIT & RANSOME (1992). Segundo estes autores, os episódios colisionais associados a esta orogenia resultaram na interrupção da ligação das bacias intracratônicas

do Gondvana Ocidental com o oceano ao Sul, culminando com o soerguimento regional e erosão dos sítios deposicionais.

Cronologia	SOARES <i>et al.</i> (1974)		ZALÁN <i>et al.</i> (1987)		MILANI <i>et al.</i> (1994)	
	Seqüências	Ciclos Orog.	Seqüências	Estratigrafia	Seqüências	Estratigrafia
K	ε	Andino	K	Gr. Bauru	L K	Gr. Bauru/Caiu
J			J	Fm. S. Geral	J-eK	Gr. São Bento
Tr	δ-A	fase de soerguimento	Tr	Fm. Botucatu	L Tr	Fm. Pirambóia
P	δ	Hercyniano	C-P	Gr. Passa Dois Gr. Guatá Gr. Itararé	C-eTr	Gr. Passa Dois Gr. Guatá Gr. Itararé
C	γ		D	Fm. P. Grossa	D	Gr. Paraná
D	β	Caledoniano	O-S	Fm. Furnas Fm. Vila Maria Fm. Riolvaí	O-S	Gr. Rio Ivaí
S	α					
O						
€						

Figura 3.2 - Quadro comparativo das seqüências deposicionais da Bacia do Paraná.

ZALÁN *et al.* (1990) já haviam chamado a atenção para o fato de que as descontinuidades do embasamento das bacias cratônicas constituem-se nas principais estruturas de dissipação dos esforços intraplaca. As tensões enviadas das bordas da placa (onde ocorre compressão ou distensão) para o seu interior refletem-se na reativação de antigas zonas de fraqueza do embasamento, onde os movimentos tectônicos tendem a ser verticais ou direcionais, dependendo do campo de tensões.

As estruturas regionais da Bacia do Paraná (arcos estruturais, sinéclises e extensos alinhamentos de assinatura gravimétrica) apresentam direções coincidentes com os *trends* estruturais do embasamento da bacia (ver maiores detalhes na figura 3.3). Os principais *trends* estruturais, de direção NE-SW, NW-SE, N-S e E-W (figura 3.3), foram sucessiva e alternadamente reativados ao longo da evolução da bacia, do Ordoviciano ao Cretáceo, com exceção das estruturas E-W, que foram geradas/reactivadas somente no Cretáceo. Segundo ZALÁN *et al.* (1990), as reativações tectônicas na bacia contemplaram movimentos preferencialmente direcionais.

Durante a deposição do Grupo Itararé, a sedimentação provavelmente foi inicialmente controlada pelas estruturas NW-SE e N-S, destacando-se a expressiva atividade do Lineamento de Guapiara (de direção NW), dos arcos de Campo Grande (NW), Assunção (N-S), Sul-Riograndense (NW) e flexura de Goiânia (NW) (figura 3.3). Do Permiano Médio a Superior, a bacia experimentou um ambiente de quiescência tectônica, embora submetida a um crescente grau de subsidência e migração do depocentro para Sul, interrompida pela retomada da sedimentação progradacional das formações Rio Bonito (controlada por estruturas NE-SW no sudeste da bacia) e Dourados (unidade definida por MILANI *et al.* 1994), esta última de expressão na borda ocidental da bacia, que teria sido controlada pelo Arco de Assunção.

Figura 3.3 - Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná e de seu embasamento. (A) - Configuração do embasamento da Bacia do Paraná baseada em CORDANI *et al.* (1984), QUINTAS (1994) e HASUI *et al.* (1989); (B) - Principais elementos estruturais da Bacia do Paraná, baseado em ALMEIDA (1980) e ZALÁN *et al.* (1987).

CAPÍTULO 4 - FÁCIES SEDIMENTARES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

4.1 Aspectos conceituais

Entre a introdução do termo “fácies” na Estratigrafia, efetuada por Gressly em 1838 (*apud* WALKER 1992), até tempos atuais - quando se verificou uma completa difusão da aplicação de fácies sedimentares na análise de bacias - o conceito de fácies foi bastante ampliado aos diversos segmentos da Estratigrafia, mantendo, porém, a finalidade a que foi inicialmente proposto: a individualização de unidades através de suas características físicas que implicam, posteriormente, numa interpretação ambiental.

Embora inicialmente aplicado como termo essencialmente descritivo, representante dos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica, uma série de prefixos e adjetivações foram progressivamente adicionadas ao termo fácies (biofácies, eletrofácies, fácies sísmicas, etc.) como resultado do avanço de novas técnicas de investigação geológica. Notas-se, inclusive, a disseminação do uso de fácies com conotação interpretativa (ex: fácies fluviais, fácies turbidíticas) (READING 1986).

WALKER (1992) define fácies como um corpo de rocha individualizável dos corpos limítrofes segundo a combinação de aspectos físicos específicos (litologia, textura, estruturas sedimentares, conteúdo paleontológico, geometria dos corpos e arranjo espacial em relação às outras fácies). Embora cada fácies individualmente seja passível de interpretação dos processos deposicionais que a geraram, na maioria das vezes uma fácies isolada não é suficiente para uma interpretação do ambiente sedimentar. A chave da interpretação ambiental reside na análise integrada das fácies sedimentares, ou seja, quais e como diferentes fácies se correlacionam lateralmente, de forma que seja possível individualizar associações de fácies geneticamente ligadas.

A Lei de Correlação de Fácies de Walther suscita que as fácies lateralmente relacionadas podem encontrar-se, com o tempo, superimpostas umas às outras num perfil vertical. A lei sugere que numa sucessão vertical e gradacional de fácies, desde que não sejam reconhecidas discordâncias que representem mudanças significativas nos padrões de deposição, distintas fácies superpostas representam ambientes que um dia coexistiram lado a lado. Esta releitura da Lei de Walther, promovida nas últimas duas décadas dentro da Estratigrafia Genética e Estratigrafia de Seqüências, auxiliou na revolução dos métodos de correlação estratigráfica e de análise de bacias, principalmente devido à difusão de técnicas de investigação geológica de subsuperfície através de perfis geofísicos verticais.

A aplicação cuidadosa da Lei de Walther na análise de sucessões verticais de fácies sedimentares permite o reconhecimento de associações de fácies geneticamente ligadas, ou seja, aquelas desenvolvidas num mesmo cenário paleoambiental. O estabelecimento da relação espaço/tempo de fácies associadas e dos processos deposicionais supostamente envolvidos, leva à interpretação de um **sistema deposicional**. Nos termos da clássica definição de FISHER & MCGOWEN (1967), **sistema deposicional** compreende uma assembléia tridimensional de fácies geneticamente ligadas, que contemplam um mesmo ambiente deposicional e os processos nele atuantes.

Os objetivos deste estudo quanto ao reconhecimento de fácies e associações de fácies sedimentares residem basicamente na tentativa de reconstituir os cenários paleofisiográficos e processos deposicionais envolvidos durante a sedimentação da Formação Aquidauana. Para tanto, recorreu-se ao estabelecimento dos principais sistemas deposicionais da unidade e a sucessão destes no espaço e no tempo.

4.2 Associações de fácies sedimentares

As associações de fácies da Formação Aquidauana podem ser arranjadas em três intervalos representando, aproximadamente, a posição estratigráfica de cada um no perfil de exposição da unidade na área: inferior, médio e superior.

4.2.1 Intervalo inferior

Este intervalo, de espessura estimada em 120 m, é composto por associações de fácies sedimentares essencialmente arenosas, relacionadas a sistemas deposicionais continentais e transicionais a corpo d'água. A base deste intervalo (associação **Ai1**) apresenta contato segundo discordância erosiva e angular com os folhelhos da Formação Ponta Grossa ou com arenitos da Formação Furnas.

ASSOCIAÇÃO **Ai1**

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
Ai1	Cmm - conglomerados sustentados por matriz arenosa, maciços
	Afm - arenitos finos maciços
	Aga - arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada
	Amt - arenitos médios com estratificações cruzadas tabulares

A fácies Cmm corresponde a depósitos de conglomerados sustentados por matriz arenosa grossa, com pouca lama, maciços. O arcabouço rudáceo é composto por seixos arredondados de quartzo e quartzito, com diâmetro médio de 2-3 cm, apresentando sutil orientação dos clastos alongados, o que confere certa estrutura ao pacote, que parece estar basculado em torno de 20° para sudeste (123/23) no perfil Aquidauana - Cipolândia

(ponto 24). Esta fácies é sobreposta, neste local, pela Afm, composta por arenitos finos a médios maciços dispostos em corpos métricos amalgamados.

A fácies Aga (foto 4.1A) é composta de arenitos sublíticos a líticos grossos a conglomeráticos sem matriz, com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte, com vetores médios de paleocorrentes deposicionais para SW-WSW (azimutes médios 255° e 237°, respectivamente nos pontos 07 e 25). Esta fácies apresenta arcabouço bem arredondado e seleção moderada a boa.

A fácies Amt (foto 4.1C) é caracterizada por arenitos sublíticos médios a finos com estratificações cruzadas tabulares tangenciais de médio porte. A estratificação subcentimétrica é muito bem marcada, e geralmente está condicionada a corpos de maior extensão que os da fácies Aga. A boa seleção e arredondamento do arcabouço, com notável bimodalidade, e composição mineralógica similar à da fácies Aga, sugerem uma mesma fonte sedimentar que teria sido intensamente retrabalhada. As paleocorrentes deposicionais desta fácies são para SE (azimute 148° no ponto 25).

Interpretação

A falta de sedimentos pelíticos e as evidências de retrabalhamento por correntes trativas de alta energia sugerem um contexto deposicional continental (subaéreo), com desenvolvimento de fluxos gravitacionais e trativos. A fácies Cmm apresenta indícios de deposição a partir de fluxos de detritos confinados, possivelmente num contexto de desenvolvimento de leques aluviais, que sobrepõem discordantemente sedimentos devonianos das formações Ponta Grossa e Furnas. Esta fácies representaria as condições deposicionais iniciais do ciclo sedimentar da Formação Aquidauana na área de estudos.

Os leques aluviais seriam transicionais, planície aluvial abaixo, aos depósitos arenosos de rios entrelaçados. Neste cenário, a fácies Aga representaria as barras arenosas longitudinais do sistema fluvial entrelaçado que, quando expostas devido à migração dos canais ou rebaixamento da lâmina d'água, seriam susceptíveis ao retrabalhamento eólico, permitindo a formação de pequenas dunas (fácies Amt). Da mesma forma, a dinâmica dos canais fluviais implicaria em constante retrabalhamento dos depósitos eólicos, pois feições erosivas da fácies Aga sobre Amt são comuns na base da Serra do Paxixi (pontos 7 e 8). A fácies Afm estaria inserida neste contexto como depósitos derivados de fluxo gravitacional onde houve rápida sedimentação devido à repentina desaceleração do fluxo, possivelmente num contexto não confinado (tipo *crevasse splay*). Poderia representar, portanto, ressedimentação não canalizada nas porções frontais dos lobos aluviais, ou mesmo dos interlobos.

Foto 4.1A - Arenitos grossos a conglomeráticos, de composição sublítica, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio portes da fácies Aga (associação *Ai1*), do sistema fluvial entrelaçado. Estrada Aquidauana - Cipolândia, ponto 25.

Foto 4.1B - Arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabulares de médio porte da fácies Amt (associação *Ai1*). Estrada Aquidauana - Cipolândia, ponto 25.

Foto 4.1C - Arenitos médios a finos com estratificações cruzadas tabulares de médio porte da fácies Amt (associação *Ai1*), resultantes de retrabalhamento eólico sobre planície aluvial. Estrada Aquidauana - Cipolândia, ponto 25.

ASSOCIAÇÃO A/2

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
A/2	Plm - lamitos arenosos maciços com clastos rudáceos
	Acm - arenitos lamosos maciços com clastos rudáceos
	Dmm - diamictitos sustentados por matriz arenosa, maciços
	Dmh - diamictitos de matriz arenosa com estratificação horizontal
	Afm, Amm - arenitos finos e médios maciços
	Afd, Prd - arenitos e ritmitos com estratificação deformada
	Prh - lamitos rítmicos com estratificação horizontal

As fácies agrupadas nesta associação não necessariamente afloram num só local; ocorrem de forma disseminada em vários locais ao longo da porção ocidental da faixa de afloramentos da formação, compreendendo as áreas de baixo relevo (altitudes entre 200 e 300 m) que orlam as serra escarpadas. Esta associação é caracterizada por depósitos arenosos e lamíticos onde são freqüentes as estruturas de deformação sin-sedimentar (convoluções, fluidificação e *slumps*).

A ausência de estruturas sedimentares trativas é característica comum entre as fácies Plm, Acm, Dmm, Afm e Amm, diferindo entre si quanto ao conteúdo de clastos rudáceos e na razão da fração lama (argila + silte)/areia. Nesta associação, as estruturas sedimentares trativas (estratificação) são reconhecidas nas fácies Afd e Prd - só que estão deformadas por dobramentos convolutos - que geralmente ocorrem subordinadas ou caracterizando intraclastos das fácies Plm, Acm ou Amm.

A fácies Plm apresenta características bastante típicas nesta associação, sendo composta por lamitos arenosos avermelhados (a porcentagem de areia varia de 20 a 35%) com clastos rudáceos subarredondados, cujo conteúdo varia de <1 a 20%. O arcabouço rudáceo é polimítico (clastos de quartzo, quartzito, rochas granitóides, rochas metassedimentares, rochas alcalinas, etc.), em geral com vértices e arestas melhor arredondados quanto mais grossa for a fração rudácea, porém mantendo preservadas as feições de abrasão glacial (facetamento e estrias, foto 4.2A). O diâmetro médio dos clastos rudáceos varia de 2 mm (fração grânulo) até 4-5 cm (seixos), sendo não rara a ocorrência de diâmetros maiores do que 15-20 cm (calhaus). A fácies Plm foi reconhecida em diversas localidades, entre outras, nos pontos 35, 65, 70, 76 e 80.

Nas proximidades de Cipolândia (pontos 77 e 79) é comum a associação da fácies Plm com litofácies pelíticas ou psamíticas que apresentam estruturas deformacionais (Prd, Afd). De um modo geral, as fácies com estruturas deformacionais ainda preservam estratificação paralela e cruzada e estão englobadas na massa lamítica da fácies Plm na forma de camadas espessas (50-60 cm) rompidas, retorcidas e com dobramentos convolutos.

Existe certa variação gradual entre as texturas das fácies Plm, Acm e Dmm. A porcentagem crescente do conteúdo de areia na matriz, ultrapassando 50%, a baixa frequência de clastos polimíticos rudáceos (por volta de 1%), além da ocorrência de estruturas de fluidificação, caracterizam a fácies Acm (pontos 15, 27, 70 - foto 4.2B - e 119). Já as fácies Dmm e Dmh (pontos 98 e 99), de típicos diamictitos, contêm matriz areno-lamosa (porcentagem da fração areia em torno de 40%) e alto conteúdo de arcabouço polimítico rudáceo, em média 25 a 30% da rocha, exibindo as mesmas características texturais de arredondamento, feições de abrasão glacial preservadas e variabilidade litológica observadas na fácies Plm.

As fácies essencialmente arenosas, Afd e Amm (pontos 119, 122 e 123), apresentam algum conteúdo de matriz siltico-argilosa (no máximo 10% da rocha), onde o arcabouço de areia fina a média apresenta seleção pobre a moderada, numa distribuição granulométrica bimodal a polimodal, no geral, exibindo graus de arredondamento subangular a subarredondado. Mineralogicamente predominam grãos de quartzo mono e policristalino, sendo freqüentes grãos de feldspatos (ao redor de 10%) e fragmentos de rocha (entre 5 e 7%), que assinalam arenitos de composição subarcoseana. Embora a estrutura geral dos arenitos destas fácies seja maciça, localmente é possível distinguir certa organização interna resultante de fluidificação (foto 4.2D). Os clastos rudáceos, que ocorrem localizadamente nesta fácies, são constituídos por intraclastos de arenitos finos estratificados ("mega-intraclastos"), caracterizando restos de camadas rompidas e remobilizadas que se encontram imersos na matriz arenosa destas fácies (foto 4.2C).

Nesta associação, destacam-se três situações de transição de uma fácies para outra. A primeira, que mostra passagem gradacional, da base para o topo, da fácies Acm para Plm (ponto 36); a segunda, no ponto 99, que apresenta fácies Dmm passando para Dmh; e a terceira, de gradação da fácies Afd para Plm com intraclastos e desta para Prh (ponto 80).

Interpretação

A associação de fácies **A/2** é caracterizada por mecanismos deposicionais ligados a fluxos gravitacionais de sedimentos (*sensu* LOWE 1979, 1982, figura 4.1) de diversos graus de coesão, num contexto de ressedimentação processada em condições transicionais a um corpo aquoso, cujas oscilações do nível d'água permitiram periódicas ampliações das áreas de exposição subaérea. A sedimentação teria se dado a partir de fluxos confinados adentrando corpo aquoso, dentro do qual a deposição procederia predominantemente sob condições não confinadas.

Foto 4.2A - Seixos multi-facetados e estriados de diversas litologias (nesta foto: quartzitos, metarenito, rocha granitóide) da fácies Plm e Acm (associação **Ai2**), provenientes dos pontos 27, 65 e 80. No detalhe, à direita, seixo de metarenito exibindo face com duas direções de estrias de abrasão glacial.

Foto 4.2B - Relações de contato entre as fácies Plm e Acm da associação **Ai2** no ponto 70. O contato basal dos depósitos da fácies Acm por sobre os da fácies Plm é irregular, erosivo e localmente por sobrecarga, sendo que a interface entre os dois pacotes apresenta superfícies de cisalhamento (na foto de detalhe, à direita). Estrada Cipolândia - Morro Boa Sorte, 21,3 km a nordeste de Cipolândia.

Foto 4.2C - Arenitos finos maciços da fácies Afm (associação **Ai2**) com intraclasto de arenito finamente estratificado, que sugere pequena remobilização de sedimentos inconsolidados dentro do contexto de ressedimentação por prováveis fluxos turbulentos de alta densidade. Estrada Rio Negro - Taboco, ponto 122.

Foto 4.2D - Arenitos médios maciços, com raros clastos polimíticos rudáceos e, localmente, feições de fluidificação (seta). Fácies Acm (associação **Ai2**), ponto 15, Estrada Palmeiras - Cipolândia.

As fácies Plm, Acm e Dmm apresentam típico perfil sedimentar de fluxos de detritos/fluxo de lama desenvolvidos tanto em condições subaquáticas quanto subaéreas. A freqüente associação com as fácies Afd e Prd revela que deslizamentos e escorregamentos devem ter desencadeado os fluxos viscosos, ora mais arenosos, lamosos ou com maior quantidade de clastos rudáceos conforme a carga sedimentar incorporada e progressivamente perdida ao longo do fluxo.

As fácies Afm e Amm sugerem mecanismo de rápida deposição de uma carga sedimentar mais homogênea, que teria sido sustentada por correntes de turbidez de alta densidade ou até fluxos liqüefeitos. A presença de intraclastos de arenitos nestas fácies supõe certa herança com os fluxos viscosos, podendo-se admitir a ocorrência de transição entre fluxo laminar e turbulento, que resultou na deposição das fácies Afm/Amm.

Segundo LOWE (1982) o espectro de transições entre fluxos laminares de diferentes viscosidades (fluxos de detritos, fluxo liqüefeito e até fluxos de comportamento elástico) com fluxos de turbidez pode ser praticamente contínuo num mesmo evento (figura 4.1). Segundo este autor, um fluxo gravitacional é capaz de desenvolver, interativa e simultaneamente, diversos tipos de mecanismos de sustentação de sedimentos - por exemplo, passar de laminar para turbulento - dependendo do leque de variáveis endógenas (carga sedimentar disponível, entrada de água no sistema) e exógenas ao meio. No caso de um fluxo de detritos adquirir tubulência, torna-se uma corrente turbidítica de alta densidade, que admite mecanismos adicionais de sustentação de sedimentos (turbulência e interações grão a grão) e, conseqüentemente, distintos estágios de deposição. Numa situação de fluxo turbulento em desaceleração, a deposição da carga sedimentar se dá, progressivamente, da mais grossa à mais fina, gerando nesta ordem, depósitos rudáceos gradados, arenitos com acamamento planar ou cruzado e arenitos maciços com estruturas de fluidificação.

Em geral, as fácies mais arenosas (Plm, Acm, Dmm, Afm e Amm) exibem evidências de sedimentação sob condições de fluxo confinado (canalizado), possivelmente processado num ambiente terrestre. Toma-se por exemplo feições como contato inferior erosivo da fácies Acm (ponto 70, foto 4.2B), o crescente grau de organização interna dos depósitos (fácies Dmm gradando para fácies Dmh nos pontos 98 e 99), além da carência da fração silto-argilosa. O ambiente subaéreo pode ser inferido devido à associação lateral destas fácies com depósitos arenosos (fácies Amt e Afm do ponto 79) aqui interpretados como produtos de remobilizações eólicas. Por outro lado, as feições sugestivas de rápida sedimentação das fácies Afm e Amm decorreriam de repentina desaceleração do fluxo turbulento, marcando possivelmente a passagem para condições desconfinadas (GAMA JR *et al.* 1992), já num contexto subaquático.

Reologia	Tipo de fluxo	Mecanismo de sustentação de sedimentos
FLUIDO	Corrente de Turbidez	turbulência
	Fluxo Fluidificado	escape de fluido (s/ sedimentação)
	Fluxo Liquefeito	escape de fluido (c/ sedimentação)
PLÁSTICO	Fluxo de detritos/lama	coesão da matriz
	Fluxo Granular	interação grão a grão

Figura 4.1 - Principais tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos, respectivos processos deposicionais envolvidos e mecanismos de sustentação de sedimentos, exibindo os perfis sedimentares ideais para cada tipo de fluxo e as possíveis gradações entre um fluxo e outro. (Extraído de LOWE 1982 e FRITZ & MOORE 1988).

A gradação da fácies Plm com intraclastos arenosos e pelíticos para a fácies Prh (ponto 80) sugere ressedimentação sob condições subaquáticas não confinadas, onde processos de deslizamentos e geração de fluxo de detritos/fluxo de lama teriam gerado correntes de turbidez de baixa densidade.

Este cenário de intensa ressedimentação provavelmente reflete episódio de avanço glacial na Bacia do Paraná. A disponibilidade de grande e diversificada carga sedimentar no sítio deposicional, além da indiscutível herança glacial dos depósitos (seixos e calhaus estriados e facetados), admitem suprimento e transporte de expressiva quantidade de terrígenos por glaciares. Não se encontrou evidência mais contundente da presença ou atividade direta das geleiras no ambiente sedimentar, mas possivelmente estas encontravam-se próximas da área estudada. Além do mais, a probabilidade de preservação de eventuais depósitos glaciais *strictu sensu* seria muito baixa, principalmente levando-se em conta o intenso e evidente canibalismo sedimentar observado nesta associação.

ASSOCIAÇÃO A13

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
A13	AmS - arenitos médios com <i>hummocky cross stratification</i>
	AfS - arenitos finos com <i>hummocky cross stratification</i>
	Afc - arenitos finos com <i>climbing ripples</i>
	Agg - arenitos grossos com estratificação gradacional normal
	Amh - arenitos médios com estratificação horizontal

A fácies AfS (pontos 14, 72 e 73) é composta por arenitos finos a muito finos avermelhados, de composição subarcoseana, com *Hummocky Cross Stratification* (HCS). Há praticamente ausência de matriz lamosa nestes arenitos, a seleção é moderada a boa por estrato e a estratificação truncada por ondas apresenta comprimento de onda de 1 a 3 m. Afloram na forma de corpos amalgamados de 30-40 cm de espessura, de base plana, sendo comum a gradação, em direção ao topo de cada corpo, para arenitos finos com *climbing ripples* da fácies Afc.

A fácies Agg foi observada nos pontos 14 e 73 e constitui depósitos de arenitos grossos conglomeráticos com pouca matriz lamosa e gradação normal que transicionam para arenitos médios-finos com estratificação plano paralela da fácies Amh (ponto 14) e para arenitos médios com *Hummocky Cross Stratification* da fácies AmS (ponto 73). Em termos mineralógicos, os arenitos da fácies Agg mostram conteúdo considerável de feldspatos (15-20%) e fragmentos de rocha (15%), que conferem composição subarcoseana e sublítica à rocha. O grau de arredondamento dos grãos é alto mas a seleção é pobre a moderada, com frequência granulométrica polimodal.

A fácies AmS, que aflora no ponto 73 e no leito do Rio Aquidauana em Palmeiras (ponto 18, foto 4.3), apresenta megaondulações truncadas (HCS) com comprimento de onda de cerca de 6 a 7 m. Constitui arenitos de composição subarcoseana (15% de feldspatos) e sublítica (10% de fragmentos de rocha), com muito pouca matriz, seleção moderada e grãos originalmente bem arredondados.

Interpretação

Devido ao reconhecimento de estruturas HCS, os fluxos responsáveis pela deposição das fácies arenosas da associação **Ai3** devem ter sido gerados por tempestades. Os tempestitos têm sido associados a ambientes marinhos rasos preservados abaixo do nível-base de ondas normais (*shoreface* e *offshore* proximal), principalmente num ambiente de pequena influência de marés (WALKER & PLINT 1992).

O termo *Hummocky Cross Stratification*-HCS foi introduzido na literatura por HARMS *et al.* (1975), ao qual atribuiu conotação genética por tratar de estruturas geradas por ondas de tempestades associadas a corpos de arenitos, em geral de granulação fina a muito fina. Estudos mais recentes reconhecem um leque maior de tipos de depósitos e mecanismos de transporte e sedimentação durante as tempestades. Os mecanismos de deposição gerados durante e após as tormentas estão mais associados a fluxos combinados (oscilatório + unidirecional) ao invés de puramente oscilatórios (MYROW & SOUTHWARD 1991 e WALKER & PLINT 1992). Durante os picos de tempestade o fluxo combinado é dominado por componente unidirecional que tende a dispersar carga sedimentar de granulação fina costa-afora (*offshore*). Conforme se dá a evolução das tormentas, o fluxo combinado passa a ser progressivamente dominado por componente oscilatória, fortemente direcionada para o continente (*onshore*), num cenário gradativamente mais raso (dominado por ondas rasas ou *swell waves*), até o restabelecimento da atuação das ondas normais. Nestas condições, os sedimentos grossos, eventualmente disponíveis no substrato, são remobilizados, em primeira instância costa-afora e posteriormente no sentido do continente, enquanto os sedimentos finos são mantidos em suspensão até que a energia do fluxo combinado assim o permita. Desta forma, as sucessões sedimentares de tempestitos, segundo as propostas de LEITHOLD & BORGEOIS (1984), DUKE *et al.* (1991) e CHEEL & LECKIE (1992, 1993), são no geral granodescrescentes, combinando depósitos de granulação grossa em condições proximais e gradativamente mais finos quando distais (figura 4.2). Para CHEEL & LECKIE (1992), o tipo de substrato sedimentar (grosso ou fino) seria um dos fatores principais na determinação da textura dos depósitos formados durante tormentas.

Foto 4.3 - Arenitos médios a grossos subarcoseanos e sublíticos com *Hummocky Cross Stratification* (HCS), cujo comprimento de onda chega a ser cerca de 6 a 7 m. Na foto de detalhe, abaixo, nota-se superfície de truncamento das megaondulações. Exposição da fácies AmS (associação Ai3) no leito do Rio Aquidauana, na Cidade de Palmeiras (ponto 18).

TEMPESTITOS MARINHOS RASOS

Tempestitos de granulação grossa

Tempestitos de granulação fina

Possível associação lateral contínua de depósitos de tempestitos

Figura 4.2 - Comparação entre as sucessões verticais de fácies dos modelos de tempestitos de granulação fina e grossa, que compõem termos extremos, respectivamente, de condições distais e proximais de deposição. Baseado em DOTT & BURGEOIS (1982), DUKE *et al.* (1991) e CHEEL & LECKIE (1992).

Os tempestitos da associação **Ai3**, que combinam fácies AfS, de típicos HCS de textura fina, com fácies de granulação mais grossa, estariam representando deposição em ambiente subaquático raso (marinho ou mesmo lacustre), desenvolvido sobre substrato sedimentar bastante heterogêneo em termos granulométricos (derivado dos fluxos gravitacionais da associação **Ai2**). A remobilização deste substrato heterogêneo pelas correntes geradas durante as tempestades colocaria os clastos mais finos em suspensão e remobilizaria os mais grossos o suficiente para formar depósitos gradacionais (fácies Agg) e estratificação plano-paralela (Amh) e cruzada (Afc e AfS) nos sedimentos progressivamente mais finos, conforme o decréscimo da energia destas correntes. Possivelmente seria reflexo de fluxo influenciado por componente oscilatória atuando em condições mais proximais de deposição e sob influência de desembocadura de canais subaquosos.

A fácies AmS possui características que não se encaixam em nenhum dos modelos de fácies sedimentares de tempestitos relatados na literatura. Segundo CHEEL & LECKIE (1992), os tempestitos de granulação grossa tendem a apresentar sucessão de fácies em que as estruturas sedimentares são marcadas, da base para o topo, por imbricação dos clastos rudáceos, estratificação cruzada e *ripples* simétricas ao invés de HCS. Ao mesmo tempo que a fácies AmS apresenta granulação mais grossa do que teoricamente se esperaria de corpos com HCS, as ondulações truncadas apresentam comprimento de onda maior que aquele observado na fácies AfS. Talvez a formação de HCS em arenitos médio-grossos reflita condições hidrodinâmicas excepcionais para a geração destas estruturas sobre leito arenoso mais grosso, formando ondulação em fase com o fluxo oscilatório.

4.2.2 Intervalo médio

O intervalo médio da Formação Aquidauana na área de estudos é caracterizado por associações de fácies de granulação essencialmente fina (ritmitos, folhelhos e arenitos finos). Compreende sucessão sedimentar pouco espessa, de aproximadamente 40 m, mas de grande persistência lateral e certa homogeneidade litológica, representando provável período de afogamento da bacia deposicional.

ASSOCIAÇÃO *Am1*

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
<i>Am1</i>	Prh - ritmitos com laminação horizontal
	Prc - ritmitos com <i>climbing ripples</i>
	Afm - arenitos finos maciços
	Afh - arenitos finos com estratificação horizontal
	Amm - arenitos médios maciços
	Agg - arenitos grossos com estratificação gradacional

As fácies desta associação são encontradas nas porções inferiores das escarpas das serras do Paxixi, de Aquidauana, Negra, e dos morros Água Boa e Boa Sorte. Corresponde às "Camadas Paxixi" descritas por LISBOA (1909), ALMEIDA (1946) e BEURLIN (1956) no leito e proximidades do Córrego Paxixi, localizado no perfil da estrada entre Aquidauana e Piraputanga.

As "Camadas Paxixi" (fotos 4.4A,B) são caracterizadas pela fácies Prc, que é composta pela sucessão rítmica de estratos areno-siltosos subcentimétricos gradando para lâminas silto-argilosas avermelhadas (foto 4.4C). A estratificação rítmica apresenta *climbing ripples* supercríticas (ou tipo B de JOPLING & WALKER 1968) (foto 4.4B), cujas cristas estão alinhadas paralelamente à direção N30E e paleofluxo dirigido para o quadrante NW (315°). As ondulações simétricas são do tipo calhas largas e cristas agudas retilíneas, distando 50 cm entre uma crista e outra. Sobre os estratos mais finos existem pistas fósseis do tipo fileira de pegadas duplas separadas por reentrância mediana (foto 4.4D), sem ornamentação transversal visível, provavelmente do icnogênero *Diplichnites*. Alguns raros grânulos e seixos isolados podem ser identificados na fácies Prc neste local.

A fácies Prc aflora também no ponto 74, onde encontra-se intercalada à fácies Amm, e no ponto 121. A fácies Amm é composta por camadas tabulares de arenitos médio-finos maciços de espessura decimétrica (10-20 cm) com contatos erosivo na base e transicional no topo com a fácies Prc (figura 4.3). Por sua vez, a fácies Prc, de ritmitos com *climbing ripples*, apresenta estratos areno-siltosos granodecrescentes, de espessura subcentimétrica, compondo camadas de espessura variável (de 20 cm a 1 m). As *climbing*

Foto 4.4A - Ritmitos avermelhados com *climbing ripples* da fácies Prc (associação *Am1*), reconhecidos originalmente por ALMEIDA (1954) e BEURLEN (1956) como "Camadas Paxixi". Estrada Aquidauana - Piraputanga, próximo ao Córrego Piraputanga (ponto 09).

Foto 4.4B - Detalhe das *climbing ripples* supercríticas da fácies Prc, com as camadas frontais mergulhando para NW. Estrada Aquidauana - Piraputanga, leito do Córrego Paxixi (ponto 10).

Foto 4.4C - Fotomicrografia dos ritmitos da fácies Prc do ponto 10, exibindo estratos centimétricos de típico perfil granodecrescente, com gradação de areia fina a média, na base, para silte e fina película argilosa no topo. Nicois cruzados.

Foto 4.4D - Pistas fósseis sobre os estratos mais finos dos ritmitos da fácies Prc. As pistas são do tipo fileira (*trail*) de duplas pegadas contendo reentrância mediana, provavelmente do icnogênero *Diplichnites*, que caracteriza traços de caminhamento de artrópodes em zonas de *offshore*. Ponto 09, Estrada Aquidauana - Piraputanga.

ripples supercríticas apresentam ondulações simétricas com cristas agudas retilíneas espaçadas entre si de 20 cm e superfícies de cavalgamento (*climb*) muito bem preservadas (figura 4.3). As cristas são orientadas na direção N60W, com paleofluxo para NE (azimute 036°) no ponto 74, e de direção N60W (paleofluxo para SSW, azimute 166°) e N40E (paleofluxo para SE, azimute 130°) no ponto 121.

A fácies Prh foi observada em duas localidades (pontos 34 e 81) e difere da fácies Prc pela aparente ausência de *climbing ripples* e pela freqüente associação com fácies arenosas mais grossas (figuras 4.4 e 4.5). A fácies Prh é constituída pela alternância de estratos subcentimétricos a centimétricos areno-siltosos gradando para lâminas de siltitos estratificados, o que imprime estrutura plano-paralela às camadas. As *ripples*, quando presentes, são simétricas e possuem cristas agudas alinhadas na direção E-W (ponto 34).

Os arenitos conglomeráticos a grossos da fácies Agg ocorrem em camadas de 5 a 20 cm de espessura intercalados à fácies Prh, mostrando gradação normal e eventualmente inversa (ponto 34, figura 4.4) na base da camada, sendo freqüente a presença de contato basal erosivo e por sobrecaraga com estratos silto-argilosos, que costumam ser encontrados como intraclastos englobados na fácies Agg. O contato superior é brusco mas concordante com a fácies Prh, cujos estratos mais finos apresentam pistas fósseis semelhantes às do Córrego Paxixi (ponto 34).

As fácies Amm, Afm e Afh são relativamente espessas no ponto 81 (figura 4.5), onde ocorrem como camadas de 40 cm a 1 m de espessura intercaladas à fácies Prh. Estas fácies são caracterizadas por arenitos médios ou finos maciços, eventualmente com sutil laminação horizontal (fácies Afh), dispostas em camadas tabulares com contatos bruscos na base de cada camada, mais freqüentes para o topo do pacote.

Interpretação

As fácies de ritmitos deste intervalo estariam associadas ao desenvolvimento de correntes de turbidez de baixa densidade dentro de um corpo aquoso raso mas de grande extensão lateral, que teria afogado amplas áreas do sítio deposicional.

As fácies Prh e Prc seriam correlacionáveis, respectivamente, às sequências TBD(E) e TBCD(E), do modelo turbidítico proposto originalmente por BOUMA (1962). As fácies Afm, Amm e Agg seriam correlacionáveis à sequência TA deste modelo, que em trabalhos mais recentes vêm sendo interpretada como depósitos gerados por correntes de turbidez de alta densidade (LOWE 1979, 1982).

FÁCIES SEQ. DE BOUMA (1962) PROCESSO DEPOSICIONAL

Figura 4.3 - Seção estratigráfica da associação **Am1** no ponto 74. Estrada Cipolândia - Morro Boa Sorte, leito do Córrego Água Boa, 54 km a nordeste de Cipolândia.

Figura 4.4 - Seção estratigráfica da associação *Am1* no ponto 34. Estrada Palmeiras - Cipolândia, 15 km ao norte de Palmeiras.

Figura 4.5 - Seção estratigráfica da associação **Am1** no ponto 81. Estrada Cipolândia - Ponte do Grego, 14 km a leste de Cipolândia.

Para LOWE (1979, 1982), correntes de turbidez de baixa densidade significam fluxos pouco viscosos (com até 20% de sedimentos), onde a turbulência é capaz de transportar principalmente uma população de finos (areia + lama) e depositar, com a desaceleração, areias a partir da carga de fundo (deposição por tração) e lama a partir da carga de suspensão (deposição por acreção vertical), gerando uma sucessão tipicamente granodecrescente, equivalente à clássica sequência TBCD(E) de BOUMA (1962). Já as correntes turbidíticas de alta densidade, por definição, são fortemente dependentes da concentração do fluxo; quanto maior a concentração granular maior será a capacidade do fluxo de transportar carga sedimentar mais grossa (areia + seixos). Ao mesmo tempo, a qualquer desaceleração da corrente turbidítica, a carga mais grossa tende a ser rapidamente sedimentada (nas porções mais proximais) e a gerar fluxo residual de baixa densidade, que pode se desenvolver por grandes distâncias na bacia sedimentar.

Neste contexto, as fácies arenosas desta associação evidenciariam deposição a partir de uma carga arenosa grossa sustentada por correntes de turbidez de alta densidade. A fácies Agg representam depósitos de carga de fundo, de grande poder erosivo, que localmente desenvolveram gradação inversa causada por congelamento friccional do fluxo, gerando tapetes de tração (figura 4.4). As fácies mais finas Amm, Afm e Afh evidenciariam mecanismos de deposição rápida da carga sedimentar arenosa, que não teria possibilitado qualquer organização interna dos depósitos (fácies Amm, Afm), a não ser localizadamente, permitindo a formação de estratificação horizontal num regime de fluxo superior (fácies Afh). A sucessão das fácies Afm para Afh corresponde à sequência TAB de BOUMA (1962), interpretada como turbiditos proximais por MUTTI & RICCI-LUCCHI (1978) e WALKER (1978), entre outros.

A associação das fácies Prc e Prh com as fácies arenosas acima descritas deve refletir contextos sucessivamente mais proximais de deposição das correntes de turbidez de baixa densidade. A deposição deve ter ocorrido mediante pulsos das correntes de alta densidade que, ao mesmo tempo, seriam o mecanismo alimentador principal, bacia adentro, das correntes turbidíticas menos densas. A fácies Prc, com *climbing ripples* supercríticas, indicariam prováveis condições de deposição mais distais, num contexto de energia de fluxo substancialmente menor, associado à presença de grande conteúdo de sedimentos finos em suspensão.

Na associação **Am1**, a sedimentação se processou basicamente por fluxos gravitacionais não confinados de baixa densidade, possivelmente alimentados por fluxos mais densos e viscosos provenientes de contínuo aporte de correntes carregadas de sedimentos continentais. Estas correntes, ao adentrar o corpo aquoso, fluíam como fluxos hiperpicnais (devido à menor temperatura e grande carga sedimentar) gerando depósitos de

turbiditos de granulometria sucessivamente mais fina bacia adentro. A dispersão dos dados de paleocorrentes deposicionais obtidos pelas *climbing ripples* sugere múltiplas direções de afluxo de sedimentos provenientes tanto de leste como possivelmente de oeste, convergindo no centro do corpo aquoso.

A falta de dados paleontológicos mais conclusivos não permite afirmar se este corpo aquoso pode ser considerado marinho. As pistas fósseis fornecem antes indicações sobre condições favoráveis ao desenvolvimento de vida, que não foi reconhecida em nenhuma outra associação de fácies da formação. Segundo CRIMES (1975), os traços fósseis do tipo *Diplichnites* podem ser interpretados como marcas de caminhamento originalmente atribuíveis a trilobitas, que SEILACHER (1964) agrupou dentro da icnofácies Cruziana, juntamente com os icnogêneros *Cruziana* e *Rusophycus*. Segundo SEILACHER (1964), a assembléia de traços fósseis da icnofácies Cruziana refletiria diferentes padrões de comportamento (caminhamento, descanso ou alimentação), neste caso de artrópodes, típicos das zonas mais profundas de plataformas marinhas rasas. Traços morfologicamente semelhantes aos da icnofácies Cruziana foram reconhecidos em ambientes não marinhos (icnogênero *Isopodichnus*) por GLAESSNER (1957), também interpretados como registros de comportamento de artrópodes. Nestes casos, porém, o traço fóssil isoladamente não fornece indicação conclusiva sobre a salinidade do meio.

ASSOCIAÇÃO *Am2*

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
<i>Am2</i>	Plh - lamitos com laminação horizontal
	Afl - arenitos muito finos com recobrimento de lâminas de argila
	Afo - arenitos muito finos com laminação ondulada (<i>ripples</i>)
	Afm - arenitos muito finos maciços

As fácies desta associação foram observadas no ponto 63 e é composta pela sucessão de lamitos vermelhos finamente laminados (Plh) para arenitos muito finos rosados maciços (Afm) ou com laminação ondulada e sub-horizontal (Afo, Afl) (figura 4.6).

A fácies Plh ocorre na forma de corpo métrico (5 m de espessura) sobrepondo, segundo contato gradacional, a fácies Plm da associação *Ai2*. Para o topo, a fácies Plh grada para a fácies Afl, que é composta por arenitos muito finos com lâminas horizontais e cruzadas formadas por recobrimento de lama. Por vezes as lâminas de argila formam estruturas onduladas (fácies Afo) onde são comuns acamamentos *flaser* e *wavy* (figura 4.6). Estes arenitos muito finos tendem a ser predominantemente maciços no topo do pacote (fácies Afm), entremeados a porções com recobrimento de lâminas de argila horizontais.

Figura 4.6 - Seção estratigráfica da associação **Am2** no ponto 63. Estrada Rochedo - Taboco, 28 km a noroeste de Rochedo.

Interpretação

A sedimentação desta associação reflete condições deposicionais de baixa energia favoráveis, inicialmente, à decantação da carga sedimentar pelítica num corpo aquoso, que foi progressivamente submetido a condições mais rasas e susceptíveis a retrabalhamento por correntes trativas de carácter oscilatório. Insere-se no episódio de afogamento da bacia sedimentar, cujos aspectos foram abordados no ítem anterior.

Esta associação de fácies parece representar ambiente subaquático relativamente profundo onde teria se dado a deposição de pelitos num contexto de *offshore*, indicando fase de afogamento generalizado do sítio deposicional. Este teria se tornado gradativamente mais raso, até atingir profundidades que permitissem retrabalhamento do fundo por ondas e marés (*shoreface*), representado pela deposição das fácies Afl e Afo. Esta sucessão *shoaling upward* de fácies sedimentares parece ter se dado marginalmente ao desenvolvimento das fácies turbidíticas da associação **Am1**, aparentemente num contexto agradacional, sem influência marcante de processos de ressedimentação, progradação costeira ou tempestades.

4.2.3. Intervalo Superior

Este intervalo é composto principalmente por fácies arenosas inseridas num contexto sedimentar progradacional, com recorrência de ambientes e processos deposicionais continentais e transicionais a corpo aquoso, em situação similar àquela verificada no intervalo inferior. As fácies deste intervalo foram reconhecidas nas porções superiores e reversos dos planaltos escarpados (serras do Paxixi, Aquidauana e Negra) marcadas por altitudes, em geral, entre 400 e 600 m. Caracteriza sucessão relativamente espessa, estimada em 330 m. O contato superior deste intervalo, onde observado, é marcado por falhas com os arenitos da Formação Botucatu.

• ASSOCIAÇÃO **As1**

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
As1	Dmm - diamictitos sustentados por matriz arenosa maciços
	Plm - lamitos arenosos maciços com clastos
	Afm, Amm - arenitos finos e médio maciços, com intraclastos e estruturas de fluidificação
	Amt - arenitos médios com estratificação cruzada tabular
	Prd, Afd - ritimitos e arenitos com estruturas deformacionais
	Prh - ritimitos com laminação horizontal
	Pf - folhelhos

Esta associação ocorre na base do intervalo superior e engloba os processos deposicionais ligados à intensa deformação das fácies de ritmitos do intervalo médio (associação **Am1**).

A fácies Prd representa ritmitos com estruturas deformacionais de caráter plástico, desde basculamentos de camadas (deformação incipiente da estrutura interna dos ritmitos) até dobramentos convolutos de diversas dimensões, representando vários estágios de desestruturação das feições sedimentares das fácies de ritmitos. As fácies com estruturas deformacionais geralmente estão associadas lateralmente com arenitos maciços ricos em estruturas de fluidificação (fácies Afm e Amm) e com lamitos arenosos com clastos (fácies Plm), de forma que é possível reconhecer uma progressiva incorporação dos ritmitos deformados à matriz arenítica ou lamítica da fácies Afm, Amm e Plm, desde camadas retorcidas e rompidas de grandes dimensões até intraclastos de alguns centímetros de diâmetro.

As exposições dos pontos 29, 92 e 93 mostram bem as relações espaciais e estratigráficas entre estas fácies. Os ritmitos da associação **Am1** estão basculados em ângulos de 30° a 40° sob as fácies Amm e Afm no ponto 92, ou exibindo dobras convolutas de dimensões métricas, formando “rocamboles” gigantes em meio a corpo de lamitos no ponto 29 (fotos 4.5A,B). No ponto 93, em posição estratigráfica superior a dos pontos 92 e 29, os ritmitos ocorrem como corpos de 30 a 40 cm de espessura dobrados e rompidos, totalmente imersos na matriz dos lamitos arenosos com clastos da fácies Plm (foto 4.5C).

As feições de deformação hidroplástica verificadas em ritmitos (fácies Prd) e arenitos (fácies Afd), muitas vezes reconhecíveis nos intraclastos presentes nas fácies Dmm, Plm, Amm e Afm, foram observadas em diversas localidades: pontos 1, 40, 41, 42, 43, 44, 60, 61, 62, 75, 116 e 120.

As características texturais e mineralógicas das fácies Dmm, Plm, Amm e Afm são semelhantes às fácies da associação **Ai2**. A fácies Plm é constituída de lamitos arenosos avermelhados maciços com clastos arredondados de diversas litologias imersos caoticamente na matriz (frequência de 5 a 10%), compondo arcabouço rudáceo com clastos de 5 cm de diâmetro médio, eventualmente superando 15 cm, sendo neles possível reconhecer feições de abrasão glacial (faces estriadas). As fácies Afm e Amm não contêm arcabouço rudáceo, exceto algum conteúdo de intraclastos argilosos e arenosos, nem estruturas sedimentares, a não ser feições de fluidificação. Os arenitos possuem composição mineralógica subarcoseana e sublítica devido ao conteúdo considerável de feldspatos (10-15%) e fragmentos de rocha (5-10%).

Fotos 4.5A e B - Camadas de arenitos e ritmitos deformados imersos na matriz de lamitos arenosos da fácies Plm (associação *As1*), compondo dobramentos convolutos de grandes dimensões. Ponto 29, Jazida de argila da Cerâmica Volpini em Piraputanga.

Foto 4.5C - Arenitos maciços deformados, ocorrendo na forma de camadas retorcidas e rompidas em meio à matriz lamítica da fácies Plm. Estrada Estação Cachoeirão - Rio Aquidauana, ponto 41.

Nos pontos 75 e 116, as fácies Prd e Afd ocorrem associadas com arenitos médios com estratificações cruzadas tabulares da fácies Amt. Estas, por sua vez, são sobrepostas por sucessão gradativa, da base para o topo, das fácies Plm para Prh e Pf, isto é, de lamitos arenosos com clastos para folhelhos e ritmitos silto-argilosos (figura 4.7), estes últimos localmente deformados por dobramentos convolutos.

Nos pontos 116 e 120, em meio a pacotes de lamitos arenosos com clastos da fácies Plm, foram reconhecidas superfícies estriadas que acredita-se terem sido geradas pela ação erosiva da base de geleiras. As superfícies apresentam finas estrias retilíneas (ponto 120, foto 4.6) e sulcos retilíneos em forma de "U" largos e profundos (ponto 116) de direção NNE, sobre camada decimétrica de arenitos muito finos.

Interpretação

Esta associação de fácies indica que o ambiente de sedimentação dos ritmitos foi drástica e momentaneamente modificado, resultando em intenso retrabalhamento do topo dos depósitos com a instalação de mecanismos deposicionais progracionais associados a fluxos gravitacionais de alta densidade e coesão. Os mecanismos de ressedimentação teriam se desenvolvido, num primeiro momento, em caráter de fluxo confinado dentro do corpo aquoso (representado pelo grupo das fácies Dmm, Plm, Amt, Amm e Afm), deformando e erodindo substrato de sedimentos pelíticos ainda inconsolidados. As condições de desconfinamento destes fluxos gravitacionais seriam logo restabelecidas, permitindo o desenvolvimento, em condições mais distais, de correntes de turbidez de baixa densidade (gerando depósitos da fácies Prh) e decantação de pelitos (gerando fácies Pf).

No item 4.2.1 já foram discutidos os aspectos conceituais ligados ao desenvolvimento de fluxos gravitacionais, baseados principalmente nos trabalhos de LOWE (1979, 1982), que são reiterados na interpretação desta associação de fácies. Os processos de ressedimentação ligados a uma hidrodinâmica confinada (*sensu* GAMA Jr *et al.* 1992) são admitidos para a deposição do conjunto das fácies mais arenosas que apresentam claras evidências de erosão e retrabalhamento de substrato sedimentar pelítico inconsolidado. Neste conjunto, os mecanismos deposicionais estariam associados ao desenvolvimento de fluxos de detritos coesos (fácies Dmm e Plm) e de correntes de turbidez de alta densidade (fácies Amt, Amm e Afm), provavelmente transicionais entre si.

Figura 4.7 - Seção estratigráfica das associações *As1* e *As2* no ponto 116. Estrada Fala Verdade - Rio Negro, 15 km a oeste de Fala Verdade.

Foto 4.6 - Pacote de lamitos arenosos com clastos (fácies Plm) com intercalações de camadas decimétricas de arenitos da fácies Afm, sobre as quais foi reconhecido pavimento estriado por geleiras (a seta indica a posição do pavimento e da foto de detalhe abaixo). As finas estrias retilíneas, de direção N20E, parecem ter sido imprimidas sobre substrato previamente endurecido por uma diagênese precoce, quando o ambiente sedimentar encontrava-se ainda submerso. Estrada Fala Verdade - Rio Negro, ponto 120.

A associação **As1** representaria retomada da sedimentação ligada a pulsos prográdantes num corpo aquoso, precursores de um novo e distinto ciclo sedimentar na Formação Aquidauana. O reconhecimento de superfícies estriadas nesta associação aponta para a instalação um novo período de avanços glaciais à bacia, tendo as geleiras desempenhado papel de grandes supridoras de carga sedimentar rudácea ao sítio deposicional. A instabilidade criada no ambiente sedimentar teria ocorrido basicamente em resposta à sobrecarga de sedimentos, somada a possíveis oscilações do nível d'água do corpo aquoso, desencadeando, assim, os processos de ressedimentação subaquática e intensa e pujante deformação de ritmitos e arenitos.

ASSOCIAÇÃO **As2**

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
As2	Agg - arenitos médio-grossos com gradação normal para arenitos finos
	Amr - arenitos rítmicos médio-grossos a finos com estratificação horizontal e cruzada
	AfS - arenitos finos com <i>Swaley</i> ou <i>Hummocky Cross Stratification</i> -SCS/HCS
	Afo - arenitos finos com laminação ondulada (<i>ripples</i>)
	Afc - arenitos finos com <i>climbing ripples</i> supercríticas
	Afl - arenitos finos com recobrimento de lâminas de argila
	Afh - arenitos finos com estratificação horizontal
	Plh - lamitos com laminação horizontal

Esta associação de fácies pode ser exemplificada pelas sucessões sedimentares observadas em três localidades na área de estudos: pontos 16/17, 82 e 116. Nestes locais, as fácies arenosas sobrepõem ritmitos e pelitos da associação **As1**.

No ponto 116 (figura 4.8), a sucessão inicia com camada de 15 cm de espessura de arenitos médios a grossos com gradação normal (para arenitos finos), da fácies Agg, que é sobreposta por corpo métrico constituído pelas fácies Afc, AfS e Afo. A fácies AfS é caracterizada por arenitos finos com estratificação cruzada truncada por ondas do tipo *Hummocky* (HCS), de comprimento de onda da ordem de 3 m. Os arenitos finos da fácies Afo apresentam ondulações simétricas do tipo calhas largas e cristas agudas, espaçadas de 15 cm entre si. No topo desta sucessão aflora pacote com pelo menos 2 m de espessura de arenitos finos com estratificação horizontal, localmente com laminações cruzadas, da fácies Afh.

Figura 4.8 - Perfil sedimentar do terço superior da seção estratigráfica levantada no ponto 116 (figura 4.7), onde a associação ***As1*** (exposição da fácies Prh na base do croqui) encontra-se sobreposta pela associação ***As2*** (fácies Agg, AfS, Afc e Afh). Na foto de detalhe, abaixo, as estruturas HCS possuem comprimento de onda da ordem de 3m (a seta indica a escala da foto).

N20E

S20W

Na localidade 82 (figura 4.9) aflora sucessão das fácies Afo, AfS e Afl que sobrepõe ritmitos e lamitos com clastos da associação **As1**. A fácies Afo é composta por arenitos finos com *ripples* simétricas e assimétricas, exibindo calhas largas e cristas sinuosas agudas espaçadas de 10 cm, orientadas na direção N36E e com paleofluxo para NW (ondulações assimétricas). A fácies Afl caracteriza corpo de espessura métrica de arenitos finos com lâminas de argila horizontais ou com ligeira ondulação, localmente cruzadas. Esta sucessão é sobreposta por espesso pacote de lamitos arenosos com clastos (fácies Plm) da associação **As3**.

A fácies Amr, que ocorre no ponto 16 e 17 (figura 4.10), caracteriza ritmitos arenosos compostos por camadas decimétricas de perfil granodecrescente, de granulação média-grossa na base gradando para fina no topo, com laminação horizontal e eventualmente cruzada. Esta fácies é sucedida por arenitos com *Swaleys* (AfS), por arenitos com *ripples* simétricas (fácies Afo) e por lamitos com laminação horizontal (fácies Plh). A fácies AfS é composta por arenitos finos com estratificações cruzadas de baixo ângulo truncadas por ondas (SCS), dispostas em camadas decimétricas amalgamadas (figura 4.10). A fácies Afo apresenta *ripples* simétricas com cristas agudas e calhas largas espaçadas de 20 cm.

Interpretação

Esta associação é caracterizada por perfis com fácies essencialmente arenosas, ricas em estruturas sedimentares trativas, que sobrepõe pelitos da associação **As1**. Caracterizam deposição em ambiente subaquático gradativamente mais raso, marcada por sucessões *shoaling upward*, que foi influenciada pela ação de fluxos oscilatórios (ondas e marés) nos períodos de “tempo bom”, além de fluxos combinados, estes últimos desencadeados por episódicos eventos de tempestades.

A associação de fácies com estruturas SCS e HCS com fácies de perfil granodecrescente em camadas rítmicas, semelhantes à seqüência turbidítica TABC de BOUMA (1962), encontrada nos pontos 16 e 17, tem sido explicada dentro do contexto de tempestades por HAMBLIN & WALKER (1979) (figura 4.11). Segundo estes autores, o empilhamento do mar sobre a costa retrabalha os sedimentos de fundo até o nível de base

FÁCIES PROCESSO ASSOCIAÇÃO
DEPOSICIONAL DE FÁCIES

Figura 4.9 - Seção estratigráfica da associação **As2** no ponto 82. Estrada Cipolândia - Ponte do Grego, 21 km a leste de Cipolândia.

de ondas de tempestades, acima dos quais (*shoreface*) são preservadas fácies com HCS (distal) ou SCS (proximal). Abaixo do nível base de ondas de tempestades (*offshore*), são geradas correntes de turbidez de baixa densidade responsáveis pelo suprimento de sedimentos arenosos costa-a-fora, onde são depositados como típicos turbiditos.

Figura 4.11 - Modelo de geração de depósitos de arenitos com HCS ou SCS e depósitos turbidíticos em ambiente marinho raso devido à ação de tempestades, proposto por HAMBLIN & WALKER (1979). Durante as tormentas, o nível do mar sobe e provoca o empilhamento da coluna d'água sobre o continente (2). O fluxo combinado (oscilatório + unidirecional) retrabalha os sedimentos de fundo até o nível base de ondas de tempestade. Acima deste nível, até o *shoreface* proximal, preservam-se os depósitos com HCS e SCS; abaixo do nível base de ondas de tempestade, são gerados fluxos turbulentos e depósitos de turbiditos.

WALKER & PLINT (1992) relatam que as fácies sedimentares com estruturas *Swaley* (termo criado por LECKIE & WALKER 1982) ocorrem, de forma típica, no registro sedimentar antigo, em sucessões de linha de costa progradante assolada por tempestades. Segundo estes autores, as SCS exibem baixo ângulo de mergulho das superfícies truncantes e geralmente ocorrem associadas a depósitos de *shoreface* proximal, geralmente em posição estratigráfica superior a depósitos com estruturas *Hummocky*, estes preservados em condições mais distais (*shoreface* distal ou *offshore*).

O caráter progradacional da base do intervalo superior da Formação Aquidauana está melhor caracterizado nas associações de fácies **As3** e **As4**, coetâneas à associação **As2**, como será visto mais adiante.

ASSOCIAÇÃO As3

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
As3	Plh - siltitos argilosos com laminação horizontal
	Plm - lamitos arenosos maciços com clastos rudáceos
	Afh, Amh - arenitos finos ou médios com estratificação horizontal
	Afc - arenitos muito finos com <i>climbing ripples</i>
	Afm, Amm - arenitos finos ou médios maciços
	Amt - arenitos médios com estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte
	Agt - arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações cruzadas tangenciais de médio porte

Esta associação é composta por fácies essencialmente arenosas reconhecidas em sucessões de granulação cada vez mais grossa para o topo. Estas fácies foram observadas nos pontos 02, 03, 49 e 58, sobrepondo as fácies tanto da associação **As1** quanto **As2**.

A sucessão sedimentar aflorante nos pontos 02 e 03 (figura 4.12) inicia-se com siltitos argilosos finamente laminados da fácies Plh que gradam, perfil acima, para arenitos finos a muito finos laminados (fácies Afh) e arenitos médios com estratificação horizontal (fácies Amh). Este conjunto é sobreposto por camadas métricas de quartzo-arenitos finos maciços (fácies Afm), com estratificação plano-paralela (fácies Afh) e cruzada (fácies Afc), dispostos em corpos amalgamados de base plana e topo convexo, possivelmente representando perfil transversal de lobos de geometria sigmoidal. Estas fácies são recobertas, segundo um contato erosivo ou por sobrecarga, por arenitos grossos (fácies Agt), localmente conglomeráticos, com estratificações cruzadas tabulares de médio porte (*sets* com 40 a 60 cm de espessura), arranjados em camadas tabulares de espessura métrica que exibem estratos conglomeráticos basais, caracterizando superfícies de reativação. As estruturas sedimentares da fácies Agt revelam sentido da paleocorrente para SW (azimute médio 226°), que é concordante com o sentido de paleofluxo obtido nas *climbing ripples* das fácies Afc.

No ponto 49, a sucessão sedimentar é composta por lamitos arenosos com clastos (fácies Plm), lamitos com laminação horizontal (fácies Plh), arenitos médios e finos com *ripples* e laminação horizontal (fácies Amh e Afh) dispostos em camadas decimétricas a métricas, que são sobrepostos por arenitos médios com estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte (*sets* com 35 cm de espessura, em média) da fácies Amt, com paleocorrentes direcionadas para o quadrante NW.

Os arenitos da fácies Afm e Afh apresentam conteúdo variável de feldspatos e fragmentos de rocha, em geral de 5 a 10%, caracterizando composição subarcoseana, exibindo seleção pobre a moderada e grãos subarredondados. As fácies mais grossas (Amm e Amt) apresentam, no geral, melhor seleção e arredondamento dos grãos.

Figura 4.12 - Seção estratigráfica da associação **As3** nos pontos 02 e 03. Perfil da Serra do Paxixi até a Antena da Telems, 4 km ao norte de Camisão.

Interpretação

As feições acima descritas evidenciam mecanismos de deposição por fluxos confinados de significativa carga sedimentar, que sofreram desaceleração e desconfinamento pela entrada num corpo aquoso. A sucessão vertical de fácies cada vez mais grossas para o topo do perfil atesta o caráter progradacional desta associação, onde a deposição subaquática é progressivamente sucedida por fácies desenvolvidas em ambiente subaéreo. Caracteriza progradação, de NE para SW, de *braid deltas* num corpo aquoso que já vinha sendo submetido a batimetrias mais rasas, conforme reconhecido nas associações **Am2**, **As1** e **As2**.

Neste contexto, as fácies desta associação estariam representado depósitos progradacionais subaquáticos (frente deltaica) sobrepostos por depósitos de granulação grossa de sistema fluvial de rios entrelaçados, que acham-se melhor representados no perfil vertical aflorante nos pontos 02 e 03.

A fácies Plh poderia ser tomada como depósitos distais da frente de progradação (prodelta), depositada por decantação de sedimentos muito finos. O incremento da granulometria das fácies superpostas à fácies Plh sugere o desenvolvimento de barras arenosas distais (fácies Afh, Afm, Amh e Amm), do tipo lençóis de areia. As fácies Afh, Afc e Afm, que exibem provável geometria externa sigmoidal, representariam depósitos relativamente distais à desembocadura dos canais distributários, num contexto de maior espriamento do lobos, onde os depósitos tendem a apresentar granulometria mais fina e estratificação horizontal.

As fácies arenosas mais grossas que coroam as sucessões sedimentares marcariam a superposição de planície flúvio-deltaica em condições predominantemente subaéreas. Nestes termos, o cenário sedimentar seria constituído por depósitos de extravasamento de canais distributários (fácies Afc), depósitos pelíticos associados a corpos aquosos interdistributários (fácies Plh) e barras longitudinais ou linguóides de canais entrelaçados (fácies Agt e Amt).

O termo *braid deltas* foi introduzido na literatura por McPHERSON *et al.* (1987) com o objetivo de diferenciar deltas de granulação grossa formados pela progradação de sistema fluvial entrelaçado num corpo aquoso marinho ou lacustre. Para estes autores, a individualização de deltas de granulação grossa entre *braid deltas* e *fan-deltas* se faz necessária em vista de profundas diferenças nas características sedimentológicas das fácies e o contexto geográfico de cada sistema individualmente.

ASSOCIAÇÃO *As4*

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
<i>As4</i>	Plm - lamitos arenosos maciços com clastos rudáceos (inclusive intraclastos) Acm - arenitos lamosos maciços com clastos rudáceos Afm, Amm - arenitos finos e médios maciços com estruturas de fluidificação Afh, Amh - arenitos finos e médios com estratificação horizontal Afd, Prd - arenitos e pelitos com estratificação deformada Prh - ritmitos com laminação horizontal e localmente cruzada

Esta associação compreende depósitos arenosos e lamosos sem organização interna, ricos em intraclastos arenosos com estrutura deformada, que ocorrem em posição estratigráfica superior às fácies de barras fluviais da planície de *braid deltas* (associação *As3*, ponto 03), aos tempestitos da associação *As2* (ponto 82) ou mesmo assentando-se diretamente sobre as fácies de ressedimentação da associação *As1*.

A fácies de lamitos arenosos com clastos (Plm) apresenta arcabouço de fragmentos rudáceos (diâmetros de até 40 cm, fotos 4.7A, B) de natureza polimítica, subarredondados, porém com feições de abrasão glacial preservadas (estrias e faces polidas), dispersos na matriz, com frequência média de 5 a 10%. É muito comum a associação desta fácies com arenitos e pelitos com estrutura deformada (dobramentos convolutos, camadas rompidas e retorcidas) das fácies Afd e Prd, que ocorrem geralmente como intraclastos de grandes dimensões inseridos na matriz da fácies Plm (foto 4.7C). A fácies Acm, de arenitos lamosos com clastos, apresenta as mesmas características texturais da fácies Plm, diferindo quanto ao conteúdo de areia na matriz, que é bem maior (maior que 50%).

A fácies Amm assemelha-se texturalmente à Acm, mas sem clastos rudáceos. Tanto a fácies Amm quanto Afm apresentam conteúdo considerável de matriz silto-argilosa (10%), seleção pobre a moderada e composição subarcoseana, onde os grãos de feldspatos (15-20%) são mais frequentes que os fragmentos de rocha (em geral menor 5%). Estas fácies geralmente exibem feições sugestivas de deformação interna por escape e remobilização de fluidos (foto 4.7D) e, de forma localizada, intraclastos de arenitos e pelitos deformados. De forma subordinada, geralmente compondo camadas decimétricas intercaladas à fácies de estrutura maciça, ocorrem arenitos estratificados (fácies Afh e Amh).

As fácies desta associação afloram em várias localidades: pontos 03, 04, 06, 47, 49, 54, 56, 82, 86, 88, 97, 109, 110, 111, 114 e 115. Nos pontos 46, 90 e 114, a fácies Plm é essencialmente silto-argilosa, sem a fração areia, mas com grânulos, seixos e calhaus de até 25 cm de diâmetro dispersos caoticamente na matriz lamítica.

No perfil Ponte do Grego - Cipolândia (4 km a oeste da Ponte do Grego, ponto 47), foi observada superfície estriada pelo gelo sobre a fácies Acm (fotos 4.8A, B, C). Esta superfície é bem extensa (aflora por pelo menos 500 m ao longo da referida estrada) e as estrias e marcas de sulcos produzidos pelo atrito dos clastos da base da geleira contra o leito arenoso, indicam paleofluxo de geleiras NNW (335°). Outro pavimento estriado sobre a fácies Acm foi reconhecido no leito do Rio Aquidauana (ponto 103), aproximadamente 40 m abaixo do afloramento do ponto 47. Neste local a exposição da superfície é bem restrita, mas é possível reconhecer finas estrias retílineas de direção N32W e sutil fissilidade horizontal na matriz dos arenitos da fácies Acm.

Interpretação

Esta associação de fácies reflete processos deposicionais de ressedimentação desenvolvidos basicamente num ambiente de exposição subaérea e desencadeados por episódios de avanços de geleiras à bacia sedimentar. O ambiente continental é admitido em virtude da tendência geral de rebaixamento do nível d'água do corpo aquoso no qual a sedimentação vinha se processando (associação **As2**), assim como a estreita relação espacial destas fácies de ressedimentação com fácies progradacionais e de retrabalhamento flúvio-eólico (associações **As3** e **As5**).

À semelhança de outras associações já abordadas anteriormente, os mecanismos deposicionais responsáveis pela formação de espessos pacotes de lamitos e arenitos estariam relacionados ao desenvolvimento de fluxos gravitacionais de alta coesão e densidade. Pode ser traçada uma linha de transição destes fluxos, iniciando-se com escorregamentos (fácies Afd, Prd) que gradam para fluxos de detritos/fluxos de lama (fácies Plm, Acm), correntes de turbidez de alta densidade e/ou fluxos liqüefeitos (fácies Afm, Amm), localmente retrabalhados por correntes trativas em regime de fluxo superior (fácies Afh e Amh).

O cenário sedimentar desta associação possivelmente corresponderia a uma planície aluvial proglacial, onde teriam se desenvolvido simultaneamente sistemas deposicionais aluviais, fluviais (associações **As3** e **As5**) e eólicos (**As5**). Num primeiro momento, sob condições de clima mais rigoroso, haveria o avanço das massas de gelo e intensa erosão do substrato sedimentar inconsolidado. O comportamento rígido deste substrato frente ao cisalhamento da base das geleiras revela que o leito devia estar congelado.

Foto 4.7A - Clasto de quartzito de 40 cm de diâmetro isolado na matriz dos arenitos lamosos da fácies Acm (associação **As4**). Estrada Cipolândia - Ponte do Grego, ponto 47.

Foto 4.7B - Laminas avermelhadas com clasto de rocha granitóide da fácies Plm (associação **As4**), cuja matriz é carente de areia. É provável que os clastos rudáceos correspondam a *dropstones*, gerados num ambiente subaquático de decantação. Estrada Cipolândia - Ponto de Grego, ponto 46.

Foto 4.7C - Corpo de arenito deformado de grandes dimensões imerso na matriz dos laminas arenosos da fácies Plm (associação **As4**). Estrada Ponte do Grego - Fazenda Barretina, ponto 109.

Foto 4.7D - Arenitos da fácies Amm (associação **As4**) com feições de fluidificação, que apresentam também concentração de grânulos localizada. Estrada Fala Verdade - Rio Negro, ponto 114.

Fotos 4.8A e B- Extenso pavimento estriado, com estrias e sulcos retilíneos pouco profundos de direção N25W, sobre arenitos lamosos com clastos da fácies Acm (associação **As4**). Estrada Ponte do Grego - Cipolândia, ponto 47.

Foto 4.8C - Detalhe da foto 4.8A, onde nota-se sulco gerado por seixo que foi arrastado contra o substrato, ficando enterrado nele, resultando no enrugamento do sedimento à frente do clasto, que foi comprimido. Esta feição foi utilizada como indicador do sentido do movimento das geleiras, no caso, de SSE para NNW (deslocamento se deu da base para o topo da foto).

A escassez de feições indicativas da atuação direta das geleiras sobre a sedimentação presuppõe rápido recuo da frente glaciada, tendo a carga sedimentar sofrido intensa ressedimentação através de fluxos gravitacionais de alta viscosidade e fluxos fluidos, provavelmente de degelo, que gradariam planície abaixo para sistema fluvial entrelaçado.

O nível d'água do corpo aquoso, que nos picos de glaciação deve ter sido drasticamente rebaixado, provavelmente sofreu sucessivas oscilações com o recuo das geleiras, ampliando eventualmente sua área sedimentar e permitindo a deposição de fácies pelíticas finamente laminadas (fácies Prh, ponto 97) ou com clastos rudáceos (fácies Plm, pontos 46, 90 e 114). Estas fácies são indicativas de deposição subaquática de baixa energia (basicamente por correntes de turbidez e decantação), com provável contribuição de clastos liberados por gelo flutuante (*dropstones*). Alternativamente, estes depósitos poderiam ter sido gerados em corpo lacustre de grandes dimensões isolado na planície aluvial.

Associação As5

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
As5	AmT - arenitos médio-finos com estratificações cruzadas tabulares de grande porte
	Aft, Amt- arenitos finos e médios com estratificações cruzadas tabulares de médio porte
	Agt- arenitos médio-grossos com estratificações cruzadas tabulares de médio porte
	Aga - arenito médio-grossos com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte
	Afh - arenitos finos com estratificação horizontal
	Afm - arenitos finos maciços

As fácies desta associação são de ocorrência lateral e superior à associação **As4**. Afloram nas porções superiores da Serra do Paxixi e nos perfis entre a Ponte do Grego e Cipolândia e entre Rochedo e o Morro Boa Sorte.

As fácies Aft e Amt são constituídas por arenitos finos e médios com estratificações cruzadas tabulares de médio porte, em geral com *sets* de 80 cm a 3 m de espessura. Caracterizam arenitos sem matriz e exibem grãos do arcabouço subarredondados e com boa seleção, embora seja comum frequência granulométrica bimodal. Os estratos subcentimétricos são muito bem definidos e compõem *sets* de grande extensão lateral que são separados por superfícies de truncamento subhorizontais. Afloram nos pontos 05, 107 (figura 4.13) e 108 (foto 4.9B). No ponto 89 (foto 4.9A) as estratificações cruzadas são de grande porte e apresentam espessura de *set* pouco maior que 3m (fácies AmT). As paleocorrentes destas fácies são voltadas para NW, NE e E.

Foto 4.9A - Arenitos médios a finos com estratificações cruzadas tabulares de grande porte da fácies AmT (associação **As5**), representando dunas dentro do sistema eólico. O paleofluxo de ventos neste local é para leste. Estrada Rochedo - Morro Boa Sorte, ponto 89.

Foto 4.9B - Arenitos finos com estratificações cruzadas tabulares de médio porte da fácies Aft (associação **As5**), com superfície de truncamento subhorizontal. O paleofluxo de ventos calculado neste local é também para leste. Estrada Ponte do Grego - Fazenda Barretina, ponto 108.

FÁCIES INTERPRETAÇÃO ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

77

Os arenitos médio-grossos das fácies Aga e Agt, aflorantes nos pontos 05 e 107, apesar de exibirem grãos do arcabouço com bom arredondamento, não são tão bem selecionados quanto os arenitos das fácies Aft, Amt e AmT. Apresentam estratificações cruzadas acanaladas (fácies Aga) e tabulares (fácies Agt) de médio porte, cujos sets não ultrapassam espessura de 1m, e indicam rumo das paleocorrentes para NW e NE.

As fácies Afm e Afh afloram no ponto 107 (figura 4.13) e caracterizam arenitos finos com seleção moderada e grãos subarredondados, maciços (Afm) ou estratificados (Afh). A fácies Afh apresenta-se em camadas de 5 a 20 cm de espessura, com finas lâminas argilosas na interface dos estratos. Estas camadas afinam progressivamente e mergulham em baixo ângulo para NW (figura 4.13).

Interpretação

As fácies desta associação são interpretadas como depósitos de retrabalhamento eólico e fluvial que teriam se desenvolvido lateralmente às fácies de ressedimentação da associação **As4**. As fácies arenosas finas estariam associadas à ocorrência de dunas de médio porte (fácies Aft, Amt e AmT), de lençóis de areia (fácies Afh), além de prováveis depósitos de interdunas (fácies Afm), que seriam regularmente remobilizadas nos canais e barras fluviais de padrão entrelaçado (fácies Aga e Agt).

A intercalação das fácies desta associação com a fácies Plm (associação **As4**) indica que a planície aluvial proglacial, que foi palco de intensos processos de ressedimentação subaérea por ocasião dos episódicos avanços de geleiras, esteve sujeita a condições de acentuada aridez e assolada por ventos constantes. Configura um cenário com amplas áreas de exposição, onde os depósitos arenosos emersos seriam susceptíveis à remobilização eólica e à sedimentação de dunas e lençóis arenosos.

As áreas de sedimentação eólica devem ter ocorrido de forma localizada na planície aluvial, possivelmente nas regiões adjacentes ao desenvolvimento dos fluxos aquosos canalizados. É provável que a "umidade" no ambiente subaéreo tenha sido setorizada e diretamente ligada à influência das geleiras. O suprimento de águas de degelo teria alimentado os rios entrelaçados e eventuais lagos, além de contribuir com "água" intersticial na carga sedimentar recém depositada pelo gelo, fornecendo plasticidade suficiente para desencadear os processos de ressedimentação. A fácies Afh do ponto 107, que caracteriza a única fácies desta associação com algum conteúdo de argila, pode ser atribuída, a princípio, a um contexto transicional dos depósitos flúvio-eólicos com um pressuposto pequeno lago.

ASSOCIAÇÃO *As6*

ASSOCIAÇÃO	FÁCIES
<i>As6</i>	AmT - arenitos médio-finos com estratificações cruzadas tabulares de grande porte
	Aft, Amt - arenitos finos e médios com estratificações cruzadas tabulares de médio porte
	Agt - arenitos médio-grossos com estratificações cruzadas tabulares de médio porte
	Afh, Amh, Agh - arenitos finos, médios e grossos com estratificação horizontal
	Afm - arenitos finos siltosos maciços
	Pf - folhelhos esverdeados
	Co - calcários oolíticos silicificados
	Sn - silixitos nodulares

Esta associação de fácies foi reconhecida na porção nordeste da área de estudos, em posição superior, em termos topográficos e possivelmente estratigráficos, à associação *As5*. Infelizmente, o contato entre elas não foi observado diretamente.

As fácies Aft, Amt e AmT (pontos 50, 52, 53, 84, 85 e 94) são constituídas de arenitos praticamente sem matriz fina, mostrando bom arredondamento e seleção boa a moderada por estrato, com freqüente distribuição bimodal (estratos de areia média e de areia muito fina). Caracterizam arenitos de composição sublítica (15-17% de fragmentos de rocha) com algum conteúdo de feldspatos (5%). Apresentam estratificações cruzadas tabulares de médio porte (em média, sets de 50 a 70 cm de espessura, atingindo de 2 a 3 m no ponto 50, foto 4.10A) e de baixo ângulo de mergulho (em geral 10° a 20°, localmente de até 25°), com paleocorrentes deposicionais voltadas para NNE (vetores médios: 025° no ponto 50, 020° no ponto 52 e 018° no ponto 85) e NNW (vetor médio 338° no ponto 53).

Nos pontos 52 e 96 (figuras 4.14 e 4.15), nota-se sucessão de fácies arenosas finas a muito finas com lâminas horizontais silto-argilosas (fácies Afh) e fácies arenosas de granulação média e grossa (Amh e Agh), que são intercaladas por camadas silicificadas de 10 cm de espessura, dispostas concordantemente às outras fácies. Estas camadas silicificadas (fácies Sn) não apresentam estrutura interna preservada, a não ser feições nodulares. No ponto 113, dentro do mesmo contexto sedimentar, a camada silicificada exhibe estrutura oolítica preservada (foto 4.11A), sugerindo terem sido originalmente de composição carbonática (fácies Co). Os *ooids* individualmente apresentam forma externa prolata (bastonada), com diâmetro menor ao redor de 2 mm e estrutura interna concêntrica.

As fácies Amh e Agh, reconhecidas também nos pontos 84 e 95, são de composição sublítica (em média 15% de fragmentos de rocha) e apresentam típica bimodalidade textural, onde os grãos de areia média e grossa são muito bem arredondados e os de areia fina são, em geral, subarredondados. Exibem estratos centimétricos muito bem marcados e de granulometria específica, com baixo ângulo de mergulho (subhorizontal

até 8°-10° de mergulho), compondo pacote de 10 m de espessura no ponto 84 (foto 4.10B). Na fácies Agh, a estratificação não é tão bem marcada mas são comuns ondulações simétricas e assimétricas e possíveis feições de cristalização de sais (foto 4.11B).

De ocorrência mais localizada (pontos 84 e 85), a fácies Agt caracteriza arenitos médio-grossos com estratificações cruzadas tabulares de médio porte (*sets* de 50 cm de espessura) e baixo ângulo de mergulho, com seleção moderada e bom arredondamento dos grãos de areia mais grossos. Ocorrem intercalados às fácies Aft e apresentam sentido de paleofluxo para SSE (vetor médio 162°).

Interpretação

As fácies desta associação estão relacionadas a mecanismos de retrabalhamento eólico e subaquoso, caracterizando desde construções de alto ângulo e migração lateral (dunas), até espessos pacotes subhorizontais ou de baixo ângulo de mergulho compondo lençóis de areia (*sand sheet*), que encontram-se associados lateralmente com depósitos subaquáticos (arenitos finos com lâminas silto-argilosas e folhelhos), provavelmente num contexto lacustre do tipo *sabkha* interior.

FRYBERG *et al.* (1979) e AHLBRANDT & FRYBERG (1982) destacam que os depósitos eólicos de baixo ângulo de mergulho (lençóis de areia) ocorrem tipicamente em amplas áreas marginais aos campos de dunas (*sand sea*), em ambientes desérticos ou litorâneos, onde o regime de ventos favorece a acumulação vertical de sedimentos. Segundo estes autores, os depósitos de lençóis de areia são tipicamente bimodais e mais pobremente selecionados que as areias de dunas, geralmente associados a duas populações granulométricas: uma de areias finas, bem selecionadas e eventualmente laminadas; e outra de areias mais grossas, bimodais, pior seleção e comumente exibindo *ripples* geradas pela deflação das areias mais finas.

As fácies Aft e Amt representariam construções de dunas de porte médio, possivelmente espalhadas sobre os lençóis de areia, numa condição marginal a um campo de dunas pouco desenvolvido (representado pelas fácies AmT e Afm no ponto 50). Nas porções mais externas (ou mais baixas) dos lençóis de areia, favoráveis a acumulações aquosas, formando lagos mais ou menos perenes, haveria a decantação das frações silto-argilosas (fácies Pf) nas suas porções mais internas e de baixa energia. Nas faixas marginais destes lagos, periodicamente submetidas à exposição subaérea, teria ocorrido intercalação de sedimentos eólicos (fácies Amh, Agh) e aqueles depositados subaquaticamente (fácies Afh). Sob condições subaquáticas rasas, fortemente

Foto 4.10A - Arenitos médios a finos com estratificação cruzada de médio a grande porte da fácies AmT (associação *As6*), de prováveis dunas eólicas, que vinham sendo atribuídas à Formação Botucatu. Notar superfície de truncamento subhorizontal. Leito do Rio Aquidauana na Cidade de Rochedo, ponto 50.

Foto 4.10B - Arenitos médios com estratificação subhorizontal da fácies Amh (associação *As6*), que apresentam estratos mais grossos bem ressaltados no perfil. Internamente exibem bom arredondamento dos grãos, bimodalidade e, localmente, gradação inversa. Estrada Rochedo - Morro Boa Sorte, ponto 84.

Figura 4.14 - Seção estratigráfica da associação **As6** no ponto 52. Estrada Rochedo - Corguinho, 11 km ao norte de Rochedo.

Figura 4.15 - Seção estratigráfica da associação **As6** no ponto 96. Estrada Corguinho - Fala Verdade, 2 km ao sul de Fala Verdade.

Foto 4.11A - Camada decimétrica de calcário oolítico silicificado da fácies Co (associação **As6**), sobreposto a pacote de arenitos finos estratificados da fácies Afh. No detalhe acima, a fotomicrografia exhibe a estrutura interna concêntrica dos *ooids* preservada mesmo após evento de silicificação, que acredita-se ter ocorrido precocemente. Notar arcabouço aberto (os *ooids* não se tocam mutuamente) e os núcleos de quartzo detrítico (q) dos *ooids*. Estrada Fala Verdade - Rio Negro, ponto 113.

Foto 4.11B - Clasto de arenito médio a grosso da fácies Amh (associação **As6**) com feições sugestivas de sais precipitados (evaporitos), atualmente substituídos por sílica. Proximidades do leito do Rio Aquidauana em Baianópolis, ponto 95.

influenciadas por ondas, teriam sido originados os *ooids* carbonáticos (fácies Co) e nas áreas de exposição haveria precipitação de crostas carbonáticas ou mesmo de sais (camadas silicificadas com feições nodulares da fácies Sn).

Na cidade de Rochedo, no leito do Rio Aquidauana, as exposições de arenitos com estratificações cruzadas tabulares de médio a grande porte (ponto 50, fácies AmT), que apresentam notável superfície de truncamento subhorizontal (foto 4.10A), foram atribuídas à Formação Botucatu por ROCHA-CAMPOS & FARJALLAT (1966) e ARAÚJO *et al.* (1982). Contudo, tanto o padrão textural macroscópico quanto microscópico da fácies AmT são bem diferentes daquele dos arenitos típicos Botucatu. Os arenitos desta fácies são de composição sublítica (em geral contém 10-15% de fragmentos de rocha) e os grãos do arcabouço não são tão bem arredondados quanto os arenitos da Formação Botucatu, que exibem alto grau de maturidade textural e mineralógica. Soma-se, também, que as estratificações são de médio a grande porte e apresenta intercalações de litologias finas (como a fácies Afm, que ocorre sobreposta à fácies AmT no ponto 50), feições pouco características da Formação Botucatu.

A associação As6 é reveladora de um cenário sedimentar de acentuada aridez, à semelhança das outras associações, mas que não guarda mais nenhuma herança genética com a glaciação neopaleozóica. Nota-se significativa ampliação da sedimentação eólica em relação às áreas de deposição subaquática, porém sem representar mudanças muito profundas do ponto de vista paleoambiental, exceto pela eventualidade de um clima mais ameno.

4.3 Paleocorrentes deposicionais

As medidas de paleocorrentes deposicionais (figura 4.16) foram obtidas a partir de estruturas sedimentares direcionais, principalmente estratificações cruzadas planares e acanaladas, laminações cruzadas por fluxos de correntes e, em menor escala, dobras convolutas de fácies com feições de deformação hidroplástica.

No geral, as estruturas sedimentares na área de estudos mostram sentido persistente das paleocorrentes de fluxos canalizados para oeste. As estratificações cruzadas fluviais dos intervalos inferior (associação **Ai1**) e superior (associação **As3** e **As5**) apresentam razoável dispersão das medidas pelos quadrantes NW e SW, que devem estar relacionadas à própria dinâmica do sistema fluvial entrelaçado. Os dados obtidos mostram, portanto, a proveniência de leste dos sedimentos das associações de fácies progradacionais da Formação Aquidauana, especificamente de NE nas associações **Ai1**, **As3** e de SE na associação **As5**.

As *climbings ripples* observadas nos ritmitos da fácies Prc (Associação **Am1**) também concordam com o rumo geral das paleocorrentes tratadas estatisticamente: NW e SW, exceto no ponto 74, onde as paleocorrentes são para NE (35°).

As estruturas deformacionais (associações **Ai2** e **As1**), representadas por dobramentos convolutos, são coerentes com os dados anteriormente postulados, visto que as superfícies axiais destes dobramentos apresentam persistente mergulho para o quadrante SW em distintas associações de fácies (**Ai2**, **As1**, **As4**). Embora estas feições não sirvam para tratamento estatístico, pois constituem dados colhidos isoladamente em diversos afloramentos, reforçam que boa parte dos processos de ressedimentação são coerentes com o sentido geral para oeste dos paleofluxos canalizados.

Os sistemas eólicos reconhecidos nos intervalos inferior e superior da formação mostram paleocorrentes para leste. Na associação **Ai1**, onde as construções eólicas são subordinadas dentro do sistema fluvial, as estruturas sedimentares indicam persistente sentido de paleofluxo de ventos para SE. O intervalo superior, porém, exibe distribuição bimodal das construções eólicas, que são bem desenvolvidas nas associações **As5** e **As6**.

Na associação **As5**, nota-se dois padrões marcantes de distribuição dos vetores médios de paleocorrentes, encontrados em sedimentos de granulometria específica: as fácies arenosas finas direcionadas para NNW e as de granulação média para E. Tomando-se por base serem estas construções eólicas de alto ângulo ($> 20^\circ$), isto significa ventos predominantes provenientes de SW, migrando em duas direções principais, uma de ventos fracos ou subordinados para NW e outra de ventos mais persistentes e de maior energia para leste, capazes de remobilizar uma população de sedimentos arenosos de granulação um pouco mais grossa.

As paleocorrentes da associação **As6** não exibem tão marcante bimodalidade dos padrões de paleocorrentes eólicas, que variam de NNW para NNE. As construções eólicas são basicamente de médio porte, tanto de alto quanto de baixo ângulo de mergulho (de 10° a 20°), e sugerem uma direção de ventos predominantes que sopraram de sul para norte.

O retrabalhamento fluvial localizado dentro do sistema eólico da associação **As6** apresenta padrão de paleofluxo para SE, distinto do padrão geral do sistema fluvial da formação. Isto pode indicar mudança significativa no regime sedimentar em que novas áreas fontes, localizadas a NW do sítio deposicional, passam a ser importantes provedoras de sedimentos em detrimento daquelas diametralmente opostas, reconhecidas nas outras associações de fácies.

Figura 4.16 - Mapa com a distribuição dos vetores de paleocorrentes deposicionais da Formação Aquidauana na área de estudos.

4.3.1 Direção de movimento do gelo

As superfícies estriadas pelo gelo neopaleozóico na Formação Aquidauana foram observadas em quatro localidades, além de uma quinta ocorrência, em que um pavimento estriado foi reconhecido sobre arenitos e conglomerados da Formação Furnas (leito do Rio Negro, ponto 118). Exceto esta última localidade, que pode até registrar um avanço de geleiras mais antigo, as superfícies estriadas por gelo estão associadas às fácies progradacionais do intervalo superior da unidade (associações **As1** e **As4**).

As estrias e sulcos retilíneos encontrados sobre os pavimentos apresentam direções que variam de N32W a N22E, sendo NNW (azimute 352°) a orientação média destas feições. A identificação mais segura do sentido do movimento das massas de gelo de SSE para NNW foi efetuada no ponto 47 (proximidades da Ponte do Grego) através de feições como marcas de "enterramento" de seixos na terminação de alguns sulcos (fotos 4.8 A,C). Como a maioria das superfícies estão inseridas num mesmo contexto estratigráfico e exibem direções subparalelas de estriamento, é muito provável que o sentido de deslocamento das geleiras tenha sido similar em todas as localidades.

CAPÍTULO 5 - ANÁLISE ESTRUTURAL

5.1 Estruturas tectônicas rúpteis

As estruturas tectônicas rúpteis na área de estudos são compostas principalmente por falhas, juntas (de cisalhamento conjugadas e de extensão) e, localmente, diques clásticos.

5.1.1 Falhas

As falhas identificadas na área afetam as formações Furnas, Aquidauana e Botucatu e, em um único local, depósitos rudáceos cenozóicos (ponto 28). Várias direções e estilos de falhamento podem ser individualizados:

- **direção E-W a ENE (figura 5.1):** são falhas de altos a médios ângulos de mergulho que apresentam deslocamento dextral (com componente inversa) e inverso encontradas nos pontos 49 e 115, afetando rochas da Formação Aquidauana e caracterizando zona de contato tectônico desta unidade com a Formação Botucatu no ponto 100. Estas falhas revelam campo compressional máximo segundo a direção NW-SE.

Nos pontos 28 (depósitos cenozóicos), 33 e 65 (Formação Aquidauana) as falhas com esta mesma direção geral são comumente subverticais normais ou sinistrais com componente de deslocamento normal, associadas a uma extensão WNW-ESE. No ponto 28, falhas sinistrais que afetam depósito cenozóico provavelmente representam reativações de estruturas ENE mais antigas, caracterizando, neste local, direção persistente de fraturamento em rochas da Formação Aquidauana.

As falhas reconhecidas nos pontos 126 e 135, constituem falhas originalmente sinistrais que foram reativadas como normais (ponto 126) ou como sinistrais com componente normal (ponto 135), associadas a um campo de máxima extensão orientado aproximadamente segundo WNW-ESE.

- **direção NNW a NW (figura 5.2):** são falhas que apresentam alto ângulo de mergulho e deslocamento dextral encontradas nos pontos 3, 13, 33, 101, 126 e 135, afetando rochas tanto da Formação Furnas quanto da Formação Aquidauana, que indicam direção de máxima compressão NE-SW e máxima extensão NW-SE. Estas falhas foram reativadas posteriormente como falhas normais associadas a uma direção de

Figura 5.1 - Falhas de direção E-W a ENE-WSW que afetam sedimentos da Formação Aquidauana. Os campos coloridos em tom escuro possuem 100% de probabilidade de conter o eixo de tensão principal máxima (σ_1). Projeção Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. $N = n^0$ de dados.

Figura 5.2 - Falhas de direção NNW-SSE a NW-SE que afetam sedimentos das formações Furnas (B,F) e Aquidauana (A,C,D,E). Os campos coloridos em tom escuro possuem 100% de probabilidade de conter o eixo de tensão principal máxima (σ_1). Projeção Schmidt-Lambert, hem. inferior. N = n^o de dados.

máxima extensão WNW-ESE a WSW-ENE, conforme verificado nos pontos 126, 127 e 135. Estas falhas de direção NNW constituem marcantes lineamentos no extremo oeste da borda da Serra de Maracaju, rastreáveis por dezenas de km na imagem de satélite. Nos pontos 46 e 101 (Formação Aquidauana), as falhas normais definem eixo de extensão máxima NE-SW.

- **direção NNE e NE (figura 5.3)**: as falhas com esta direção são caracterizadas por superfícies de baixo ângulo de mergulho que apresentam principalmente movimento sinistral com componente inversa (nos pontos 21 e 22 em arenitos da Formação Furnas e ponto 97, afetando a Formação Aquidauana), além de deslocamento predominantemente inverso nos pontos 46 e 56 (Formação Aquidauana). Estas estruturas compartilham de mesmo campo de esforços, estando o eixo de compressão situado na direção NW-SE.

Figura 5.3 - Falhas de direção NNE-SSW a NE-SW que afetam sedimentos das formações Furnas (A) e Aquidauana (B,C). Os campos coloridos em tom escuro possuem 100% de probabilidade de conter o eixo de tensão principal máxima (σ_1). Projeção Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = n^o de dados

O fato de uma mesma direção de falhamentos apresentar distintos regimes de deformação, revela a ocorrência de superposição cinemática em eventos diacrônicos de reativação tectônica sobre estruturas pré-existentes. As falhas ENE a E-W, por exemplo, foram sucessivamente reativadas segundo movimentos direcionais e verticais em diversas fases deformacionais. Outras estruturas podem ainda guardar herança com descontinuidades do próprio embasamento da Bacia do Paraná, como por exemplo as falhas de direção NE e o próprio Lineamento Transbrasiliano que corta Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Goiás e falhas N-S e o *trend* estrutural da Faixa Paraguai em MS.

5.1.2 Juntas

As famílias de juntas conjugadas de cisalhamento ocorrem na maioria dos afloramentos da área de estudos e as de extensão foram identificadas mais localizadamente.

- juntas de cisalhamento (figura 5.4) - exibem 3 padrões principais de pares conjugados:

direções NW a NNW e E-W - foram identificadas principalmente na porção oriental da área (pontos 22, 50, 53 e 96), afetando as formações Furnas e Aquidauana, dispostas num arranjo quase ortogonal. Revelam eixo de compressão máxima segundo a direção WNW/NW-SE/ESE.

direções NE a ENE e NW - foram reconhecidas nas porções oriental e ocidental da área (pontos 41, 43, 45, 46, 65, 117, 124, 125, 127, 128, 130 e 132), denotando eixo de máxima compressão variando de NW-SE a WNW-ESE, provavelmente associadas a uma fase neotectônica, pois afetam, além das unidades paleozóicas, depósitos coluviais no ponto 117.

direções N-S e NE - reconhecidas em várias localidades (pontos 02 a 06, 10, 12, 14, 16, 17, 20, 25 e 28), estas juntas conjugadas afetam arenitos das formações Furnas e Aquidauana e depósitos coluviais e aluviais de baixos terraços, basicamente nos domínios ocidentais da área (Serra do Paxixi e proximidades da borda oeste da "Serra" de Maracaju), evidenciando eixo de compressão máxima NE-SW.

O notável padrão retangular que o Rio Aquidauana exhibe em grande parte de seu percurso dentro da área de estudos, parece refletir importante controle estrutural das direções de juntas conjugadas na configuração da drenagem, com destaque para o trecho entre a Ponte do Grego e Palmeiras (controle das direções NNW e E-W) e entre Palmeiras e Aquidauana (direções N-S e NE).

Figura 5.4 - Projeção estereográfica Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) dos polos das famílias de juntas conjugadas de cisalhamento e dos contornos das linhas de isofrequência. As setas convergentes indicam provável direção de compressão. N = nº de dados, AI = depósito aluvial.

Foto 5.1A - Falha dextral de direção ENE em arenitos finos da Formação Aquidauana. A superfície da falha exibe estrias e degraus que indicam que o movimento relativo deste bloco foi para a direita (seta). Leito do Rio Aquidauana, 1,9 km a oeste da Ponte do Grego (ponto 100).

Foto 5.1B - Falha sinistral de direção NNE e baixo ângulo de mergulho, com componente inversa, desenvolvida sobre superfície irregular em arenitos finos da Formação Furnas. Estrada Aquidauana - Cipolândia, ponto 21.

Foto 5.1C - Detalhe da foto anterior, que exibe superfície de falha com estrias e degraus indicativos do sentido de movimento do bloco perdido para a esquerda (seta).

Foto 5.1D - Falha normal de direção NNW em lamitos arenosos da Formação Aquidauana. Estrada Aquidauana - Piraputanga, ponto 13.

partial?

Foto 5.2A - Juntas conjugadas de direção NNW a NE que afetam depósitos aluviais de baixos terraços. Córrego João Dias, próximo à Reserva Indígena Limão Verde (ponto 20).

Foto 5.2B - Famílias de juntas conjugadas de cisalhamento que afetam arenitos da Formação Furnas. A direção de compressão (σ_1) corresponde à bissetriz aguda das duas direções principais de descontinuidade (indicada pelo martelo nesta foto), neste local de direção NW-SE. Estrada Taboco - Cipolândia, Córrego Lambari, 11 km a sudoeste de Taboco.

Foto 5.2C - Famílias de juntas conjugadas geradas por uma compressão de direção NW-SE que afetam arenitos da associação As6. Notar juntas cruzadas (c) (*cross joints*), que "conectam" as juntas principais. Estrada Baianópolis - Fala Verdade, ponto 96.

Foto 5.2D - Famílias de juntas conjugadas de mesma geração das juntas exibidas nas fotos B e C. Estrada Taboco -Cipolândia, ponto 124.

- juntas de extensão - exibem duas direções principais:

direção E-W - são caracterizadas por juntas penadas que ocorrem no ponto 97 e afetam rochas da Formação Aquidauana, na borda da Serra Negra. Segundo DUNNE & HANCOCK (1994), as juntas deste tipo são boas indicadoras da orientação dos eixos de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3), sendo os eixos de máxima extensão (σ_3) e máxima compressão (σ_1) posicionados, respectivamente, ortogonal e coincidente ao eixo da pluma. No caso do ponto 97, as estruturas medidas revelam direção de extensão máxima N-S, associado a uma direção de compressão máxima E-W.

direção N-S a NNE - foram encontradas em alguns afloramentos das formações Aquidauana, Furnas e depósitos coluviais e denotam direção de extensão aproximadamente E-W. Na localidade 117 (figura 5.5), juntas com direção N-S ocorrem em depósitos de colúvios, superpondo o padrão de juntas conjugadas de direção NE e NW, que foi gerado ou reativado por uma compressão E-W.

Figura 5.5 - Projeção estereográfica Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) dos polos de juntas de extensão e contornos das linhas de isofrequência. As setas convergentes indicam provável direção de compressão e as divergentes a provável direção de extensão. N = nº de dados, Col = depósito de colúvio.

5.1.3 Diques clásticos

Existem poucos dados de diques clásticos disponíveis, mas estes revelam informações importantes de paleosismicidade sin-sedimentar na Formação Aquidauana. Foram reconhecidos nos pontos 27 e 52.

Os diques clásticos são formados por injeções ascendentes de fluidos de alta pressão no sedimento ainda inconsolidado. A liqüefação e geração de estruturas intrusivas clásticas (diques, *sills* e vulcões de areia) vêm sendo associadas por diferentes autores (v.g. ALLEN 1984 e VITTORI *et al.* 1991) a mecanismos gerados pela ação de sismos de

média a grande intensidade. Desde que o preenchimento se dê em fraturas geometricamente ligadas ao campo de tensões que desencadeou a liquificação, os diques clásticos são estruturas ortogonais à direção de máxima extensão (σ_3).

Nas localidades supracitadas, os diques clásticos têm direção N-S, a partir da qual pode-se inferir eixo de extensão máxima segundo E-W.

5.2 Fases de deformação tectônica

Em função da determinação dos eixos de tensão das estruturas rúpteis da área associados a distintos regimes de esforços, do controle estratigráfico de cada família de falhas e juntas, além de informações de cronologia relativa de estruturas colhidas em campo, pode-se delinear pelo menos cinco fases de deformação rúptil na área de estudos, abaixo relacionadas, da mais antiga para a mais recente.

5.2.1 Fase 1 - Extensão E-W

A fase extensional, de direção E-W, representa o registro mais antigo de atividade tectônica reconhecida na área de estudos. Esta fase é sugerida devido à identificação de diques clásticos nos depósitos da associação **As6**, que são interpretados neste estudo como sismitos.

Embora não se disponha de uma cronologia absoluta destes depósitos de forma a esclarecer a idade dos mecanismos geradores dos esforços extensionais sinsedimentares E-W (prováveis sismos), algumas considerações podem ser feitas.

Neste trabalho, assume-se que os sistemas deposicionais essencialmente continentais que regeram a sedimentação do topo da Formação Aquidauana na área são pós-glaciais e, possivelmente, guardam correlação cronológica com os sedimentos permianos da Formação Dourados (ver item 7.1). Esta correlação obviamente carece de investigações mais específicas, mas vêm reforçar a atuação de tectonismo sin-sedimentar no Permo-Triássico (RICCOMINI 1995). Os sismitos aqui descritos seriam, porém, um pouco mais antigos que aqueles reconhecidos nas formações Corumbataí (RICCOMINI *et al.* 1992), Rio do Rastro (FERNANDES & COIMBRA 1993) e Pirambóia (CHAMANI *et al.* 1992), no leste da bacia.

Convém ressaltar que a sedimentação arenosa da Formação Dourados e correlatos (formações Tatuí e Rio Bonito) vem sendo interpretada como decorrente de soerguimentos marginais, tomados como reflexos intra-placa de movimentos compressionais nas bordas do paleocontinente Gondwana (ZALÁN *et al.* 1990, MILANI *et al.* 1992). O suposto controle tectônico sobre a sedimentação destas unidades foi aventado em função do contexto paleoambiental em que estão inseridas (depósitos progradacionais quebrando a

tendência transgressiva pós-glacial), mas nenhuma feição indicativa de sismicidade sin-sedimentar havia sido descrita até então.

5.2.2 Fase 2 - Transcorrência Dextral

Estão sendo associadas a esta fase o conjunto de falhas de direção E-W a ENE, dextrais ou dextrais com componente de deslocamento inverso e, secundariamente, falhas de direção NE inversas e falhas normais NW, que foram identificadas afetando somente rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná (formações Aquidauana, Botucatu e Furnas). Além das falhas, destaca-se também padrão de juntas conjugadas de cisalhamento orientado nas direções NW e E-W a ENE.

A partir destas estruturas, foi caracterizado campo de esforços estando o eixo de máxima compressão (σ_1) paralelo à NW-SE e o de máxima extensão (σ_3) posicionado segundo a direção NE-SW. Esta disposição reflete possível origem das estruturas ligada a um binário transcorrente dextral E-W, numa época, no mínimo, posterior à deposição da Formação Botucatu. Esta fase corresponderia, possivelmente, à fase de transcorrência dextral, estabelecida no Cretáceo Inferior, que RICCOMINI (1995) reconheceu como sendo o estilo tectônico resultante dos esforços decorrentes da abertura do Atlântico Sul e conseqüente deriva da Placa Sul-Americana para oeste, que teriam sido propagados até as porções mais internas do continente.

5.2.3 Fase 3 - Compressão E-W

O reconhecimento de famílias de juntas conjugadas de cisalhamento em depósitos coluviais dipostas segundo NW e NE, variando localmente na direção EW, WNW e ENE, além de juntas de extensão (penadas) de direção WNW, permitiram a identificação de um eixo de compressão, σ_1 , horizontal, orientado aproximadamente na direção E-W e um de extensão, σ_3 , também horizontal, aproximadamente N-S, afetando indistintamente depósitos coluviais e sedimentos das formações Furnas, Aquidauana e Botucatu. Se os colúvios forem considerados como pliocênicos ou quaternários, o que parece provável, em vista das relações geomorfológicas, esta fase revelaria um regime de deformação neotectônica (no sentido do conceito de neotectônica postulado pela Comissão de Neotectônica da INQUA, ou seja, todas as manifestações de movimento da superfície, desde o presente até 10^7 anos atrás) que estaria reativando, em parte, estruturas pré-existentes.

O caráter dextral dos deslocamentos de uma direção do par de juntas conjugadas em relação à outra, observados em alguns locais, sugerem que estas estruturas tenham

sido formadas num eventual contexto de transcorrência dextral, associada a um binário de direção NE.

5.2.4 Fase 4 - Compressão NE-SW

Falhas subverticais de direção N-S, NNW, de caráter dextral, além de falhas ENE-WSW a E-W sinistrais, que afetam sedimentos das formações Furnas e Aquidauana, além de juntas conjugadas instaladas em depósitos aluviais quaternários, apontam um novo e distinto regime neotectônico.

Esta fase teria gerado as estruturas N-S a NNW e reativado estruturas pré-existent de direção E-NE a E-W, sendo os eixos de compressão máxima (σ_1) de direção NE-SW (em média N20E) e de máxima extensão (σ_3) de direção NW-SE, horizontais, provavelmente associados a binário transcorrente sinistral E-W.

5.2.5 Fase 5 - Extensão E-W

Todas as estruturas geradas ou reativadas pela compressão NE-SW são posteriormente reativadas como falhas normais e falhas normais com componentes de deslocamento dextral ou sinistral, além da instalação de juntas de extensão em depósitos coluviais, que refletem direção de máxima extensão, σ_3 , aproximadamente E-W.

CAPÍTULO 6 - PETROGRAFIA E MINERALOGIA DAS FÁCIES SEDIMENTARES

6.1 Petrografia das fácies psamíticas

As fácies psamíticas da Formação Aquidauana, de um modo geral, apresentam porcentagens variáveis de minerais feldspáticos e fragmentos de rocha de diversas origens, sendo menos comuns os arenitos puramente quartzosos. Os arenitos são caracterizados por composição subarcoseana e sublítica, o que reforça serem os diamictitos a principal fonte de sedimentos das fácies psamíticas.

É possível distinguir sedimentos gerados sob condições subaéreas através das características texturais microscópicas. A principal feição refere-se à presença de películas de óxidos de ferro que envolvem completamente os grãos detríticos e ressaltam a forma original dos clastos quando ocorre sobrecrecimento de feldspatos ou quartzo. O revestimento dos grãos por película ferruginosa costuma ser associada a processos de diagênese precoce, o que refletiria condições físico-químicas do próprio ambiente sedimentar, no caso, subaéreo e oxidante. Destacam-se as fácies Aga, Amt, Aft, Afm e Afh das associações de fácies *Ai1*, *Ai2*, *As4*, *As5* e *As6*.

Devido à composição subarcoseana (porcentagem de feldspatos variando de 7 a 25%), é comum a identificação de sobrecrecimento secundário de feldspatos nos arenitos subarcoseanos e sublíticos (entre outros, as amostras das localidades 11, 12, 14, 18, 36, 58). O sobrecrecimento se verifica tanto em feldspatos alcalinos quanto microclíneos e, de um modo geral, se processa em continuidade óptica com o grão hospedeiro, envolvendo quase totalmente a sua superfície original, colocando lamelas sobrecrecidas em contato entre si (fotomicrografias 6.1A a C). Esta feição é sugestiva de que o crescimento secundário tenha se processado anteriormente à compactação mecânica, possivelmente nos estágios mais precoces da diagênese.

COIMBRA (1983) e DE ROS (1985) admitem que nas fases precoces da diagênese as reações são fortemente controladas pelas condições geoquímicas do ambiente sedimentar. O quimismo dos fluidos intersticiais ricos em álcalis e a presença de sedimentos "reativos" (arcóseos) desencadeiam a autigênese de feldspatos, que costumam refletir paleoambiente sedimentar de alta salinidade e baixa circulação de águas. Sedimentos sem feldspatos ou com conteúdo significativo de matriz argilosa (que diminui a

Fotomicrografia 6.1A - Arenitos subarcoseanos e sublíticos da fácies AmS (ponto 18) que exibem vários grãos de feldspatos com sobrecrecimento secundário eodiagenético. As lamelas sobrecrecidas (s) desenvolveram-se por sobre película ferruginosa, que delimita o núcleo do grão original melhor arredondado. Nícois paralelos.

Fotomicrografia 6.1B - Arenitos subarcoseanos da fácies Amm (ponto 12) que apresentam feldspatos alcalinos com lamelas sobrecrecidas que envolvem quase completamente a superfície original dos grãos (ver seta). A porção neoformada dos feldspatos faz contato com os grãos de quartzo ao redor, o que sugere que o sobrecrecimento se deu anteriormente à compactação mecânica. Nícois paralelos.

Fotomicrografia 6.1C - Arenitos subarcoseanos e sublíticos da fácies Amm (ponto 14) com feldspatos com lamelas neoformadas, já bastante corroídas pelo intemperismo superficial atual. Nícois paralelos.

0,2 mm

0,05 mm

0,05 mm

permeabilidade primária dos sedimentos e inibe a percolação de fluidos intersticiais) não costumam exibir sobrecrecimentos secundários.

A silicificação das camadas de presumível composição original carbonática da associação **As6**, deve ter ocorrido também durante a diagêse precoce. Trata-se de uma silicificação seletiva por substituição do carbonato, na qual se preservou a estrutura interna original. Este tipo de silicificação geralmente se dá subsuperficialmente, sob influência das flutuações do lençol freático de águas alcalinas e saturadas em SiO₂, principalmente sob o controle de clima árido a semi-árido (ARAKEL *et al.* 1989).

Os sedimentos da Formação Aquidauana mostram feições de compactação química não muito pronunciada. Os contatos intergranulares dos grãos constituintes dos psamitos são do tipo planar e côncavo-convexo, sendo raros os contatos suturados e feições de dissolução por pressão. Nas fácies Aga e Amt da associação **Ai1**, os arenitos sublíticos apresentam crescimento secundário de quartzo pouco desenvolvido e contatos intergranulares do tipo suturado, indicando que estes sofreram compactação química (mesodiagênese).

Esta característica é um tanto atípica, visto que o soterramento pós-Triássico, resultante do empilhamento de espesso pacote de basaltos e arenitos das unidades sobrejacentes, deveria ter submetido o pacote Aquidauana a intensa compactação mecânica e química. É possível, porém, que esta tenha sido refreada por cimentação precoce ou tardia, nem sempre preservada nas amostras de superfície.

Em grande parte das amostras, foi reconhecida cimentação de carapaças de esmectita autigênica (fotomicrografias 6.2A,B) revestindo os espaços intergranulares remanescentes da compactação mecânica. Estas carapaças foram impregnadas por óxidos/hidróxidos de ferro, responsáveis pela coloração vermelha tão característica destes sedimentos. Nas amostras que exibem feições de compactação química, é comum a presença de cimento silicoso (calcedônia) intergranular, possivelmente resultante dos processos de dissolução por pressão.

No ponto 36, a fácies Amm apresenta arcabouço de arenitos subarcoseanos cimentados por calcita poiquilotópica preenchendo espaços intergranulares e intragranulares, sendo comuns feições de corrosão das bordas dos grãos de quartzo e feldspato (fotomicrografias 6.3A,B). A calcita foi cristalizada no poros abertos em material silicoso (cimento de calcedônia) e nos espaços móldicos de grãos removidos, reconhecidos pela preservação das carapaças argilosas vermelhas que envolvem os grãos. Estas relações apontam para uma fase de cimentação carbonática tardia que preencheu os espaços abertos por porosidade secundária pós-compactação química.

Fotomicrografia 6.2A - Arenitos subarcoseanos da fácies Amm (ponto 12) que apresenta carapaças argilosas alaranjadas (setas) revestindo os espaços intergranulares remanescentes da compactação mecânica. Seção delgada, nicois cruzados.

Fotomicrografia 6.2B - Imagem de Microscópio Eletrônico de Varredura mostrando a constituição das carapaças argilosas por esmectitas neoformadas que envolvem grão detrítico (g). Amostra de arenito subarcoseano da fácies Afm, ponto 91. Aumento de 2390X.

Fotomicrografia 6.2C - Detalhe da imagem de MEV anterior onde nota-se o aspecto esponjoso e sutilmente achatado das esmectitas autógenas. Aumento de 4540X.

Fotomicrografias 6.3A e B- Arenitos subarcoseanos da fácies Amm (ponto 36) exibindo cimentação tardia de calcita poiquilotópica (c) que preenche os espaços intergranulares e intragranulares remanescentes de um evento prévio de dissolução. Na foto A, o espaço móldico de um grão detrítico (m) é reconhecido através da carapaça argilosa envoltória (seta) que ficou preservada. Notar bordas corroídas do grão de microclíneo (f) pelo cimento calcítico (setas na foto B). Nicóis cruzados.

6.2 Natureza e mineralogia das fácies pelíticas

As fácies pelíticas cujas amostras foram submetidas à análise por difração de raios X compreendem lamitos arenosos com clastos (fácies Plm e Pld), ritmitos finos (fácies Prc) e arenitos muito finos silíticos (fácies Afm, Afc e Afh).

A composição dos pelitos é basicamente de esmectitas, illitas e/ou micas e caulinitas (amostras 02, 03, 09, 10, 13, 14, 15, 27 e 29) (ver figura 6.1). O padrão de reflexão das esmectitas geralmente mostra picos largos e às vezes ondulações, sendo predominantemente detríticas com bordas neoformadas (fotomicrografias 6.4A,B). Já as caulinitas são caracterizadas por picos agudos e intensos, reflexo de uma boa cristalinidade (fotomicrografia 6.4C). As reflexões $d = 10\text{\AA}$, que costumam apresentar picos agudos e intensos, são aqui associadas à presença de micas e/ou illitas detríticas (fotomicrografia 6.4C) e illitas neoformadas. Micas incolores recristalizadas (muscovita) são visíveis na matriz dos lamitos das fácies Plm e Pld, nos ritmitos das fácies Prc e nos espaços intergranulares das fácies arenosas.

Picos de esmectita e mica/illita pouco intensos estão associados à presença de picos mais intensos de caulinitas e vice-versa. Esta característica leva a supor serem as caulinitas neoformadas por alteração daqueles argilominerais. As imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV) reforçam esta idéia: os cristais de caulinitas são sempre prismáticos, euhedrais, ocupando os espaços intergranulares disponíveis (fotomicrografia 6.4C), principalmente nos sedimentos com maior porosidade (fácies Afm, Afc e Afh), indicando serem, em grande parte, resultantes da ação do intemperismo químico lixiviante em tempos atuais.

A presença de cloritas foi verificada na fácies Plm (ponto 27) e Prc (ponto 10). O pico de $d = 14\text{\AA}$ divide-se em dois quando glicolado ($d = 14\text{\AA}$ e $d = 15,5\text{\AA}$) e, após aquecido, forma um banda de difração entre $d = 14\text{\AA}$ e $d = 10\text{\AA}$, que sugere a presença de interestratificados irregulares de clorita-esmectita (14_C-14_M). Estes interestratificados são de difícil reconhecimento sob o MEV, pois geralmente só é possível detectar as bordas de esmectitas neoformadas (ver figura 6.1).

Figura 6.1 - Espectros de difração de raios X da fração granulométrica menor que 2 μm e respectiva imagem obtida em MEV. K= caulinita, Sm, E= esmectita, I/Mi= illita e/ou mica, N= amostra normal, G= amostra glicolada, A= amostra aquecida a 500°C

Fotomicrografia 6.4A - Matriz de esmectitas detríticas em lamitos arenosos da fácies Plm (ponto 30). Notar que as bordas das esmectitas são ligeiramente retorcidas, sugerindo neoformação. Imagem de MEV, aumento de 24320X.

Fotomicrografia 6.4B - Esmectitas neoformadas, de aspecto crenulado, revestindo grão detrítico (g). Lamitos arenosos da fácies Plm (ponto 30). Imagem de MEV, aumento de 5000X.

Fotomicrografia 6.4C - Imagem de MEV exibindo matriz de micas detríticas (Mi) de lamitos arenosos da fácies Plm (ponto 29) com caolinitas prismáticas (K) euhedrais neoformadas. Aumento de 24920X.

6.3 Aspectos da diagênese da Formação Aquidauana

Embora parte das feições diagenéticas possa ter sido obliterada pela alteração intempérica superficial, pode-se delinear uma cronologia relativa de eventos diagenéticos (quadro 6.1) segundo as concepções de DE ROS & MORAES (1984).

O estágio de eodiagênese, ou seja, resultante de processos fortemente controlados pelo ambiente deposicional, é caracterizado pelo revestimento dos grãos por película ferruginosa nas fácies arenosas dos sistemas deposicionais de ambiente subaéreo. Neste estágio, provavelmente sob condições de soterramento pouco efetivo, teria ocorrido o sobrecrecimento de feldspatos alcalinos e silicificação dos carbonatos e de eventuais evaporitos.

O estágio de mesodiagênese, que envolve processos desenvolvidos pelo soterramento efetivo das rochas, costuma ser caracterizado por compactação mecânica (estágios iniciais de mesodiagênese) e química (estágios finais). A compactação mecânica da fácies arenosas, de um modo geral, parece ter sido intensa, gerando contatos intergranulares do tipo planares a côncavo-convexos. Feições indicativas de compactação química foram verificadas principalmente nas fácies flúvio-eólicas do intervalo inferior da formação, onde a porosidade primária foi bastante reduzida e verificou-se sobrecrecimento de quartzo por dissolução por pressão e cimentação de calcedônia.

A porosidade inter e intragranular e corrosão de feldspatos foram analisadas com certa cautela pois podem ter sido mascaradas pelo intemperismo químico atual. Mesmo assim, identificou-se fase de geração de porosidade secundária posterior à compactação química, quando os espaços vazios foram então preenchidos por cimento carbonático poiquilotópico tardio.

As caulinitas encontradas nos arenitos e pelitos constituem produtos de intemperismo superficial resultante da alteração tanto de feldspatos quanto de esmectitas e micas/illitas.

Nos arenitos do Grupo Itararé, FRANÇA & POTTER (1989) verificaram evento de geração de porosidade secundária que teria se processado no estágio mesodiagenético maduro, no qual feldspatos, fragmentos de rochas e cimentos precoces teriam sido dissolvidos. Estes autores associaram este estágio à fragmentação do supercontinente Gondwana, no Eocretáceo, quando anomalias térmicas ligadas à abertura do Oceano Atlântico teriam desencadeado a formação e disseminação de ácidos orgânicos, responsáveis pela lixiviação de silicatos e carbonatos do pacote sedimentar soterrado. Após esta fase de dissolução, o autor reconheceu importante fase de cimentação dos

poros remanescentes por calcita, anidrita e dolomita ferrífera. Acredita-se ser esta fase de cimentação tardia similar àquela reconhecida na Formação Aquidauana.

Embora a Formação Aquidauana apresente feições de revestimento dos grãos por película ferruginosa, de ocorrência mais restrita às fácies de exposição subaérea, a coloração avermelhada tanto dos sedimentos psamíticos quanto pelíticos não parece ser primária. Acredita-se que o processo de rubefação das rochas seja bem antigo, anterior à compactação química, equivalente à fase de cimentação argilosa ocorrida após estágio de compactação mecânica efetiva.

O hiato sedimentar existente entre a Formação Aquidauana e a Formação Botucatu em MS sugere que a porção ocidental da Bacia do Paraná sofreu soerguimento e erosão em algum momento entre o Permiano e o final do Jurássico. As unidades neopermianas e eotriássicas podem não ter sido depositadas nesta porção da bacia ou então foram completamente eliminadas por erosão. De qualquer forma, as condições de exumação pré-Botucatu a que o pacote sedimentar glacial esteve submetido, no oeste da bacia, podem ter favorecido o influxo de águas meteóricas e conseqüente rubefação dos sedimentos, caracterizando fase telodiagenética anterior ao soterramento promovido pelo espesso pacote basáltico da Formação Serra Geral.

Quadro 6.1 - Principais processos diagenéticos reconhecidos através da análise das rochas psamíticas da Formação Aquidauana

Cronologia	C - P		P - J	K	atual
Estágios da diagênese	EODIAGÊNESE		TELO-DIAGÊNESE?	MESODIAGÊNESE	INTEMP. SUPERF.
Processos	precoce	tardia		precoce	tardia
revestimento dos grãos ¹ por película de óxido de ferro	██████████				
silicificação de carbonatos ³	██████████				
sobrecrescimento de feldspatos ²	██████████	■ ■ ■ ■ ■			
compactação mecânica		██████████		██████████	
revestimento de espaços intergranulares por carapaça de argila (c/ óxido ferro)			██████████		
compactação química				██████████	
sobrecrescimento de quartzo e cimentação silicosa				██████████	
geração de porosidade inter e intragranular				■ ■ ■ ■ ■	
cimentação de calcita poiquilótica					██████████
alteração de feldspatos e argilominerais					██████████
neoformação de caulinita					██████████

Obs: ¹ nos arenitos das fácies de exposição subaérea das associações A11, As5 e As6

² nos arenitos de composição subarcoseana a arcoseana

³ nos calcários oolíticos e nodulares silicificados da associação As6

CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES: EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

7.1 Sistemas Depositionais e Paleogeografia

A seqüência sedimentar da Formação Aquidauana na área de estudos pode ser atribuída ao desenvolvimento de sistemas deposicionais continentais, transicionais e subaquáticos pouco profundos, cuja sucessão e disposição espacial foi direta e indiretamente controlada por oscilações glácio-climáticas dentro do evento maior de glaciação global neopaleozóica.

O intervalo inferior da formação caracteriza trato de sistemas essencialmente continentais, desenvolvidos numa planície aluvial, onde coexistiram os sistemas aluvial e fluvial entrelaçado (migrando de NE para SW) com construções eólicas subordinadas, lateralmente a ambiente subaquático raso (*shoreface*) com retrabalhamentos por tempestades. Os avanços de geleiras podem ser inferidos neste intervalo devido à grande carga sedimentar que foi submetida a processos de ressedimentação, tanto em condições subaéreas quanto subaquáticas, transicionando para dentro do corpo aquoso. O caráter confinado da ressedimentação subaquática permite inferir o desenvolvimento de *braid deltas*, que teriam sido alimentados por descargas de degelo quando as geleiras encontravam-se ainda próximas da área de sedimentação. A transição das fácies de ressedimentação confinada para condições desconfinadas, aponta para a tendência ascendente do nível d'água do corpo aquoso já no topo deste intervalo, quando teve espaço deposição de baixa energia (turbiditos distais de baixa densidade e lamitos com *dropstones*), desenvolvida numa profundidade imune à qualquer influência de correntes trativas (zona de *offshore*), como ondas normais ou de tempestade e marés.

No intervalo médio, a ocorrência de depósitos essencialmente pelíticos aponta para a elevação do nível d'água do corpo aquoso de forma generalizada, quando praticamente toda a área sedimentar esteve sujeita à deposição subaquática de baixa energia (zona de *offshore*). Este episódio de afogamento na Formação Aquidauana possivelmente reflete estágio interglacial da glaciação neopaleozóica na Bacia do Paraná. A melhoria das condições climáticas teria permitido o recuo das áreas permanentemente recobertas por gelo para os polos e *highlands*, provocando aumento significativo do nível relativo dos mares ou lagos e favorecido a proliferação de organismos bentônicos. No topo do intervalo médio, o registro sedimentar mostra sinais de um ambiente progressivamente mais raso, submetido a retrabalhamentos por marés.

O início da deposição do intervalo superior, caracterizado por intensa ressedimentação e retrabalhamento dos ritmitos previamente depositados, revela importante mudança no quadro paleoambiental da Formação Aquidauana, precursor de novo ciclo sedimentar, marcado pela retomada de novos avanços glaciais à bacia. Os processos de ressedimentação se desenvolveram subaquaticamente, num primeiro momento, e foram sucedidos por sistemas subaquático raso (zona de *shoreface* assolada por tempestades) e progradacional (avanço de *braid deltas*), que culminaram com a retração do nível d'água do corpo aquoso e ampliação das áreas de exposição subaérea. O avanço e a proximidade das geleiras à bacia foi essencial na retomada da sedimentação por fluxos gravitacionais, tanto em ambiente subaquático quanto subaéreo. No primeiro caso, haveria condições de formação de superfícies endurecidas precocemente e, no segundo, o congelamento do leito em exposição subaérea, sobre os quais ficaram registrados, preferencialmente, a atividade erosiva das geleiras (superfícies estriadas e sulcadas) em avanço sobre o sítio deposicional.

As condições paleoclimáticas inferidas para o intervalo superior são bastante severas: frias e de acentuada aridez. O desenvolvimento de sistema fluvial entrelaçado e dos processos de ressedimentação devem ter ocorrido com a proximidade das geleiras, diretamente alimentados pelas correntes de degelo, num provável cenário de planície aluvial de lavagem proglacial (*outwash plain*). Porém, com o recuo dos glaciares, a aridez prevalescente e os ventos constantes teriam possibilitado o intenso retrabalhamento eólico dos depósitos expostos e a geração de dunas de porte médio e lençóis de areia.

Ambiente árido similar aparentemente permaneceu e predominou após o final do ciclo sedimentar glacial. Na área de estudos, o pós-glacial (equivalente à associação **As6**) é caracterizado por sistema deposicional eólico, onde coexistiram amplas áreas de deposição de lençóis de areia e campo de dunas de médio porte subordinado. Nas áreas marginais, num provável contexto de *sabkha*, teria ocorrido deposição folhelhos, camadas de calcário oolítico e prováveis evaporitos.

A paleogeografia e evolução sedimentar encontram-se sumarizadas na figura 7.1.

O pacote pós-glacial na área de estudos, mapeado anteriormente como Formação Botucatu, é aqui associado tentativamente à Formação Dourados (MILANI *et al.* 1994), principalmente pelo contexto estratigráfico, proveniência de sedimentos e similaridades litológicas com esta unidade. Embora as relações de contato deste pacote com a Formação Aquidauana, depositada sob influência glacial, não tenham sido reconhecidas em campo, não se acredita que esta passagem tenha representado hiato sedimentar significativo, principalmente levando-se em conta que não houve mudança drástica no cenário paleoambiental, exceto pelo estabelecimento de um provável clima mais quente.

Figura 7.1 - Evolução paleogeográfica da Formação Aquidauana na área de estudos.

As condições de aridez climática na Formação Aquidauana e do pacote pós-glacial revelam cenários paleogeográficos singulares, se comparados aos domínios oriental e meridional da Bacia do Paraná, onde condições climáticas severas são mais típicas da deposição do Grupo Passa Dois. A porção ocidental da bacia, posicionada bem no interior do paleocontinente, parece ter tido maior afinidade paleoclimática - em termos de circulação atmosférica - com as bacias subandinas da Bolívia e Argentina, que registram sucessões sedimentares influenciadas por climas áridos desde o Neocarbonífero até o final do Permiano (LÓPEZ-GAMUNDI *et al.* 1992, LIMARINO & SPALETTI 1986 e HELWIG 1972). Nestas bacias, os padrões de paleocirculação eólica foram de ventos provenientes de oeste e sudoeste (LIMARINO & SPALETTI 1986), num padrão bem semelhante ao reconhecido para o topo da Formação Aquidauana e para o pacote pós-glacial.

7.1.2 Efeitos da glaciação continental Neopaleozóica na deposição da Formação Aquidauana

A proximidade das geleiras ao sítio sedimentar da Formação Aquidauana sempre foi ponto de controvérsia entre os trabalhos sobre o Grupo Itararé, que se posicionaram ora defendendo a ocorrência de depósitos geneticamente ligados às geleiras (tilitos) ora descartando completamente qualquer influência direta do gelo na sedimentação da unidade. Neste trabalho, acredita-se que o cenário sedimentar da Formação Aquidauana configurou como área marginal da zona glaciada no Gondwana Ocidental, que somente seria atingida pelo avanço das massas de gelo continental durante os picos de glaciação (*stadial máxima*) (GESICKI *et al.* 1996). Devido à condição marginal da área e ao caráter pulsativo dos avanços, o *front* de geleiras seria rapidamente recuado e, apesar de ter deixado vestígios de sua ação erosiva, os depósitos glaciais s.s. teriam sido submetidos a longos períodos de remobilização. Reforçando o que já foi admitido em vários trabalhos anteriores, as geleiras assumem importante e fundamental papel de agentes de transporte e suprimento de carga sedimentar detrítica rudácea à bacia sedimentar.

Entende-se por ressedimentação os depósitos resultantes de fluxos gravitacionais de sedimentos que efetivamente remobilizaram a carga sedimentar depositada diretamente pelas geleiras. Para isto, utilizou-se como critério o reconhecimento de feições de deformação da estrutura interna dos sedimentos, desde *slumps*, depósitos com intraclastos, convoluções ou feições de fluidificação. Isto significa que, analisando o conjunto sedimentar, a presença destas feições praticamente descarta qualquer possibilidade de preservação de depósitos glaciais s.s. Os arenitos ou lamitos com clastos e diamictitos da Formação Aquidauana são, em sua maioria, depósitos glaciais s.s. ressedimentados. Esta remobilização teria se dado primordialmente por ocasião da

proximidade das geleiras (ressedimentação confinada subaérea e transicional), ou mesmo durante o seu recuo, quando eventuais oscilações do nível d'água propiciariam o afogamento parcial das áreas emersas e conseqüente ressedimentação subaquática desconfinada.

Várias podem ser as causas da instabilidade no cenário deposicional que resultaram no desenvolvimento de diferentes tipos de fluxos gravitacionais e de deformação sin-sedimentar nos intervalos inferior e superior da Formação Aquidauana. DOTT (1965) e NARDIN *et al.* (1979) destacam vários fatores: tectônica sin-sedimentar, glaciectônica, liquêfação espontânea da carga sedimentar, sobrecarga de sedimentos, bioturbação e ação de marés e ondas. Nestes intervalos, mais de um mecanismo pode ter sido envolvido:

- a) a sobrecarga de sedimentos pode ter sido causada pela própria proximidade das massas de gelo, responsáveis por periódicas e significativas descargas de detritos transportadas por correntes de degelo;
- b) episódios de afogamento de depósitos recém-sedimentados pelas geleiras podem ter criado condições de liquêfação espontânea devido à infiltração e saturação dos sedimentos inconsolidados e desencadeado ressedimentação não confinada (à semelhança dos mecanismos de *remolding* identificados por GAMA JR. *et al.* 1992 para o Grupo Itararé);
- c) a hipótese de tectônica sin-sedimentar não pôde ser claramente traçada, pois as feições de deformação (*slumps*, convoluções, fluidificação) foram encontradas exclusivamente nas fácies de ressedimentação, mas não é descartada tendo em vista a presença de diques clásticos no pacote superior pós-glacial.

As evidências de avanço de geleiras sobre os sedimentos da Formação Aquidauana na bacia despertam a necessidade de revisar o quadro paleogeográfico da glaciação neopaleozóica no Gondvana Ocidental. As indicações de paleofluxo do gelo aqui apresentados - de SSE para NNW - são concordantes com o rumo geral reconhecido para o Grupo Itararé na borda leste da bacia (v.g. GRAVENOR & ROCHA-CAMPOS 1983, SANTOS *et al.* 1992). Os dados levantados indicam que as áreas-fonte de sedimentos e de geleiras da Formação Aquidauana estavam a leste e sudeste, ou seja, provavelmente vieram das mesmas áreas-fonte que supriram a sedimentação do Grupo Itararé no sudeste da bacia. Isto implica em:

- as geleiras, provenientes do sudoeste africano, atingiram também as porções mais marginais da bacia durante os picos de glaciação;
- a área da Bacia do Paraná recoberta pelo gelo neopaleozóico foi muito maior (estima-se em 1,4 milhões de km²) do que até então admitido;

- não se tem nenhum indício que reforce que um suposto centro dispersor de geleiras sobre o Arco de Assunção tenha alimentado a sedimentação da Formação Aquidauana na Bacia do Paraná.

A manifestação do Arco de Assunção como área-fonte de sedimentos para a Formação Aquidauana parece ter sido praticamente exclusiva nos depósitos dos sistemas eólicos. Somente após o final da glaciação (deposição da Formação Dourados), esta região pode ser atribuída como importante área-fonte de fluxos canalizados, migrando para SE subordinadamente ao sistema eólico.

7.2 Tectonismo deformador

A evolução tectônica pós-paleozóica da porção ocidental da Bacia do Paraná na área de estudos, em especial as deformações associadas às fases neotectônicas, pode ser abordada no próprio contexto da evolução geotectônica da borda oeste da América do Sul e os reflexos desta no interior do continente.

ALMEIDA (1948), sustentado nos dados geológicos disponíveis à época e valendo-se de um raciocínio geomorfológico bem embasado, traçou dois estágios de evolução geomórfica dos estados de Mato Grosso e Goiás: um primeiro, remontante do final do Cretáceo, corresponderia ao soerguimento de uma superfície peneplanizada (cujo ciclo erosivo viria se desenvolvendo desde o Jurássico), que teria constituído um grande divisor das bacia hidrográficas dos paleo-rios Amazonas e Paraná, onde hoje encontra-se a planície do Pantanal Matogrossense. Com o desenvolvimento do ciclo orogênico andino e elevação da cordilheira homônima, que este autor supôs ter ocorrido entre o Terciário e o Pleistoceno, afundamentos de grandes blocos teriam ocorrido ao longo de falhas submeridionais (direção NNE), gerando, então, as bacias Chaco-Pampeana e do Pantanal, provavelmente no intervalo de tempo entre o Mioceno e o Pleistoceno. Como consequência destes abatimentos, os processos erosivos intensos, deflagrados nas áreas elevadas, promoveriam a rápida progressão da bacia hidrográfica do paleo-rio Paraguai, cujo traçado teria sido também controlado por estruturas principais NNE, associadas a falhas.

A instalação de distintos regimes tectônicos durante o Cenozóico na borda ocidental da Bacia do Paraná têm sido sugerida através de abordagens diferenciadas, sejam elas de cunho geomorfológico ou decorrente de investigações geológicas e geofísicas. Em vários locais estas linhas de interpretação são convergentes, por exemplo em atribuir as manifestações tectônicas como um reflexo do regime compressivo da borda oeste do continente sul americano, que promoveria a reativação, de tempos em tempos, preferencialmente ao longo de descontinuidades mais antigas.

Dos regimes tectônicos reconhecidos neste estudo, os de caráter neotectônico (fases 3, 4 e 5) parecem estar intimamente associados aos processos que resultaram na geração do Pantanal Matogrossense e configuração geomórfica atual da borda ocidental da Bacia do Paraná. As fases de compressão E-W (fase 3) e NE-SW (fase 4) poderiam eventualmente representar eventos de soerguimento generalizado, decorrentes de distintos regimes tectônicos, que se desenvolveram possivelmente entre o Neógeno e o Quaternário. Na fase 5, a instalação de estruturas N-S essencialmente extensionais (extensão segundo a direção E-W), refletiria a fase de abatimentos generalizados, nas quais se instalou a Bacia Sedimentar do Pantanal, já no Quaternário (Pleistoceno).

Embora a Bacia do Paraná esteja inserida num contexto intraplaca, onde a sismicidade é muito baixa (ASSUMPÇÃO 1992), alguns dados revelam serem as deformações neotectônicas consistentes com o estado de tensões verificada na borda oeste da placa sul americana (ASSUMPÇÃO 1992). ASSUMPÇÃO (1992) reconheceu que o estado de tensões intraplaca da porção oeste da Bacia do Paraná (figura 7.2), embora sustentado em dados isolados de mecanismos focais, são concordantes com a compressão regional E-W verificada na borda oeste da América do Sul durante todo o Quaternário. Contudo, uma eventual redução na taxa de subsidência da Placa de Nazca sob a Placa Sul Americana poderia ter promovido, durante o Pleistoceno, a modificação do campo de tensões, desenvolvendo-se uma compressão N-S.

Investigações ao longo de linhas sísmicas em Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, uma delas localizada na porção norte do Pantanal, permitiram que MILANI *et al.* (1990) reconhecessem falhas reversas, de provável direção NW-SE, afetando a cobertura sedimentar da Bacia do Pantanal, que os autores julgaram datar do Terciário. Entretanto, se a deposição da Bacia do Pantanal for considerada pleistocênica, estes dados podem revelar uma aproximação mais grosseira da disposição do eixo de máxima compressão, aproximadamente E-W, associado ao campo de tensões mais novo e ainda atuante, ligado à tectônica compressiva andina reconhecido por ASSUMPÇÃO (1992).

Figura 7.2 - Disposição das principais direções de tensão horizontal máxima ($Sh_{máx}$) na América do Sul, compiladas por ASSUMPÇÃO (1992). No detalhe da área de influência da Bacia do Paraná, estão dispostos dados de mecanismos focais (hemisfério superior), cujos campos compressoriais correspondem aos quadrantes escuros ou hachurados. PB - Bacia do Paranaíba, FM- mecanismos focais, GF- falhas geológicas, BO- *breakouts*, IS- medições *in situ*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHLBRANDT, T.S. & FRYBERG, S.G. 1982. Eolian Deposits. In: A. SCHOLLE & D. SPEARING, eds., *Sandstone Depositional Environments*, AAPG Memoir 31, p. 11-47.
- ALLEN, J.R.L. 1984. *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Amsterdam, Elsevier, 663 p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1945. Depósitos de origem glacial no território de Ponta Porã. *An. Acad. bras. Ci.*, 17:1-11.
- ALMEIDA, F.F.M. 1946. Depósitos mesozóicos do Planalto de Maracaju, Estado de Mato Grosso. In: CONGR. PANAMER. ENG. DE MINAS E GEOL., 2. Petrópolis, 1946. *Anais*. Petrópolis, v.3, p.211-245.
- ALMEIDA, F.F.M. 1948a. Reconhecimento geomórfico dos planaltos divisores das bacias Amazônica e do Prata entre os meridianos 51° e 56° W de Greenwich. *Rev. Bras. Geogr.*, 10 (3): 397-440.
- ALMEIDA, F.F.M. 1948b. Contribuição à geologia dos estados de Goiás e Mato Grosso. *Div. Geol. Min., DNPM, Notas preliminares e estudos*, 46: 1-15.
- ALMEIDA, F.F.M. 1954. Geologia do centro-leste mato-grossense. *Bol. Div. Geol. Min., DNPM*, 150:7-97.
- ALMEIDA, F.F.M. 1980. *Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, Paulipetro, Consórcio CESP/IPT, 187 p. (Relatório nº 14.091).
- ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. 1953. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Bol. Div. Geol. Min., DNPM*, 143: 1-96.
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: P.L. HANCOCK, ed., *Continental deformation*, Oxford, Pergamon Press, p. 53-100.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France*, 7:1309-1318.
- ARAKEL, A.V.; JACOBSON, G.; SALEHI, M; HILL, C.M. 1989. Silicification of calcrete in palaeodrainage basins of the Australian arid zone. *Aust. J. Earth Sci.*, 36: 73-89.
- ARAÚJO, H.J.T.; SANTOS NETO, A.S.; TRINDADE, C.A.H.; PINTO, J.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; DOURADO, T.D.C.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *Folha SF-21, Campo Grande, Geologia*. Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL, v.28, p.23-134.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. 1994. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 24(2): 77-89.
- ASSUMPTÃO, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Jour. Geophys. Res.*, 97(B8): 11889-11903.
- BEURLEN, K.A. 1956. A Geologia Pós-Algonquiana do Sul do Estado de Mato Grosso. *Bol. Div. Geol. Min., DNPM*, 163:1-137.
- BOUMA. 1962. *Sedimentology of some flysh deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- CAETANO-CHANG, M.R. 1984. *Análise ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo*. São Paulo, 310 p. (Tese de Doutorado apresentado ao IGUSP).
- CASTELNAU, F. 1852. *Expédition dans le parties centrales de l'Amérique du Sud*. Paris, 4^{ème} Patie (Itinéraires et Coupes Géologiques). (Tradução de O.M.O. Pinto, 1949, Cia. Ed. Nac., vol. 266, 266A, Tomos I e II).

- CASTER, K.E. 1947. Expedição geológica em Goiás e Mato Grosso. *Rev. Min. Met.*, 12(69): 126-127.
- CHAMANI, M.A.C; MARTIN, M.A.B.; RICCOMINI, C. 1992. Estruturas de liquificação induzidas por abalos sísmicos no Permo-Triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.*, São Paulo, SBG, v.2, p. 508-510.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1992. Coarse-grained storm beds of the Upper Cretaceous Chungo Member (Wapiabi Formation), Southern Alberta, Canada. *Jour. Sed. Petr.*, 62(6): 933-945.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review*, 1:103-122.
- COIMBRA, A.M. 1983. *Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão*. São Paulo, 2 v. (Tese de Doutorado apresentada ao IGUSP).
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ F⁰, A.; CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. *Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo*, 15: 1-69.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; CISLEWSKI, G.; NETO, C.; CAVALLON, L.A.; CERQUEIRA, N.L.S.; NOGUEIRA, V.L. 1979. *Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso*. Projeto Bodoquena, DNPM/CPRM, Série Geologia Básica nº 3, 111p., mapa geológico na escala 1:250 000.
- COTTAS, L.R.; FIORI, A.P.; LANDIM, P.M.B. 1981. Divisão faciológica do Subgrupo Itararé e da Formação Aquidauana no nordeste do Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 3. Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, SBG, v.2, p. 103-115.
- CRIMES, T.P. 1975. The stratigraphical significance of trace fossil. In: R.W. FREY, ed., *The study of trace fossils*, New York, Springer-Verlag, p. 109-130.
- D'ORBIGNY, A. 1842. *Voyage dans l'Amérique Méridionale exécuté pendant les années 1826-1833*. Paris, vol. 3, 3ª partie (Geologie).
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 24. Brasília, 1970. *Anais*. Brasília, SBG, p.354-412.
- DE ROS, L.F. 1985. Petrologia e características do reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. *Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração do Petróleo*, 19: 1-107.
- DE ROS, L.F. & MORAES, M.A.S. - 1984 - Sequência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.894-904.
- DE WIT, M.J. & RANSOME, I.D. 1992. Regional inversion tectonics along southern margin of Gondwana. In: M.J. DE WITT & I.G.D. RANSOME, eds., *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*, Rotterdam, Balkema, p.15-21.
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARANPANOFF, I.; FREIRE, F.A.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *Folha SE.21, Corumbá e parte da Folha SE.20, Geologia*. Rio de Janeiro, Projeto Radambrasil, v. 27, p.25-160.
- DERBY, O.A. 1895. Notas sobre a geologia e paleontologia de Matto Grosso. *Archivos do Museu Nacional*, 9: 59-88.
- DOTT, R.H. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bull.*, 47: 104-108
- DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 663-680.
- DUKE, W.L.; ARNOTT, R.W.C.; CHEEL, R.J. 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate. *Geology*, 19(6): 625-628.

- DUNNE, W.M. & HANCOCK, P.L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: P.L. HANCOCK, ed., *Continental deformation*, Oxford, Pergamon Press, p. 101-120.
- EVANS, J.W. - 1894 - The geology of Mato Grosso. *Quat. Jour. Geol. Soc. London*, 50(2): 85-104.
- EYLES, N.; EYLES, C.H.; MIAL, A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30: 393-410.
- FARJALLAT, J.E.S. 1970. Diamictitos neo-paleozóicos e sedimentos associados do sul de Mato Grosso do Sul. *Bol. Div. Geol. Min., DNPM*, 250: 5-52.
- FERNANDES, A.C.S.; CARVALHO, I.S.; NETTO, R.G. 1987. Comentários sobre os traços fósseis do paleolago de Itu. In: SIMP. REG. GEOL., 6. Rio Claro, 1987. *Atas*. Rio Claro, SBG, v. 1, p. 273-285.
- FERNANDES, L.A. 1992. *A cobertura suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá*. São Paulo, 129 p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao IGUSP).
- FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 1993. Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná, Brasil. In: SIMP. GEOL. SUD., 3. Rio de Janeiro, 1993. *Bol. Res. Exp.*, Rio de Janeiro, SBG/UERJ, p. 271-275.
- FIORI, A.P. & LANDIM, P.M.B. 1980. Estratigrafia da Formação Aquidauana (Grupo Tubarão) no Sudoeste do Estado de Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ci.*, 52:109-124.
- FIORI, A.P. 1977. *Estratigrafia do Grupo Tubarão (Formação Aquidauana) na região sudoeste do Estado de Minas Gerais*. São Paulo, 86p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao IGUSP).
- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* 17:105-125.
- FLINT, R.F.; SANDERS, J.E.; RODGERS, J. 1960. Diamictite, a substitute term for symmictite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71(12): 1809-1810.
- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill. 186p.
- FRANÇA, A.B. 1993. Estratigrafia e avanços na interpretação do Grupo Itararé, Bacia do Paraná. In: SIMP. CRONOESTR. BACIA DO PARANÁ, 1. Rio Claro, 1993. *Resumos*. Rio Claro, p. 30.
- FRANÇA, A.B. & POTTER, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Bol. Geoc. Petrobrás* 2(2/4): 147-191.
- FRANÇA, A.B. & POTTER, P.E. 1989. Estratigrafia e ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). *Bol. Geoc. Petrobrás*, 3(1/2): 17-28.
- FRANÇA, A.B. & POTTER, P.E. 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 75: 62-85.
- FRANCO, M.S.M. & PINHEIRO, R. 1982. *Folha SE.21, Corumbá e parte da Folha SE.20, Geomorfologia*. Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL, v. 27, p. 161-224.
- FRITZ, W. J. & MOORE, J. N. 1988. *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*. John Wiley & Sons, 371 p.
- FRYBERGER, S.G.; AHLBRANDT, T.S.; ANDREWS, S. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. *Jour. Sed. Petr.*, 49(3): 733-746.
- FÚLFARO, V.J. & PERINOTTO, J.A. 1996. O Grupo Aquidauana na Bacia Sedimentar do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 39. Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG, v.1, p. 325-328.

- FÚLFARO, V.J.; GAMA JR., E.; SOARES, P.C. 1980. *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. São Paulo, Paulipetro, Consórcio CESP-IPT, 155p. (Relatório BP-008/80).
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(4): 590-611.
- GAMA JR., E.; BANDEIRA JR., J.A.; FRANÇA, A.B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(4): 578-589.
- GAMA JR., E.; PERINOTTO, J.A.; RIBEIRO, H.J.P.S.; PADULA, E.K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(2): 228-236.
- GESICKI, A.L.D.; RICCOMINI, C.; BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M. 1996. Evidências de avanço glacial na Formação Aquidauana (Neopaleozóico da Bacia do Paraná) no Estado de Mato Grosso do Sul. In: CONGR. BRAS. GEOL., 39. Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG, v.1, p. 124-127.
- GLAESSNER, M.F. 1957. Paleozoic arthropod trails from Australia. *Paläontologische Zeitschrift*, 31: 103-109.
- GRAVENOR, C.P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1983. Patterns of late paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 43: 1-39.
- GUIRRO, A.C. 1991. *Análise de fácies dos sedimentos da Formação Aquidauana (Neocarbonífero) no sudeste de Mato Grosso e nos poços da borda norte da Bacia do Paraná*. Ouro Preto, 187 p. (Dissertação de Mestrado apresentada à Escola de Minas - UFOP).
- HAMBLIN, A.P. & WALKER, R.G. 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: the Ferrie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. Jour. Earth Sci.*, 16: 1673-1690.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; SPEARING, D.R.; WALKER, R. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM, Short Course n.º 2*, 161 p.
- HASUI, Y.; HARALY, N.L.E.; MIOTO, J.A.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; HAMZA, V.M., GALLI, V.A.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI F^o, P. 1989. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. São Paulo, Convênio IPT/Prominério, 2 vol., 288 p. (Relatório Interno 27.394).
- HELWIG, J. 1972. Stratigraphy, sedimentation, paleogeography, and paleoclimates of Carboniferous ("Gondwana") and Permian of Bolivia. *AAPG Bull.*, 56(6): 1008-1033.
- JOPLING, A.V. & WALKER, R.G. 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Jour. Sed. Petrol.*, 38(4): 971-984.
- LECKIE, D.A. & WALKER, R.G. 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Late Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval - outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 66: 138-157.
- LEITHOLD, E.L. & BORGEOIS, J. 1984. Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environments - examples from the Miocene of South-West Oregon. *Sedimentology*, 31: 749-775.
- LIMARINO, C.O. & SPALLETTI, L.A. 1986. Eolian Permian deposits in west and northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 49: 109-127.
- LISBOA, M.A.R. 1909. *Oeste de São Paulo, Sul de Matto Grosso*. Comissão Schnoor, Rio de Janeiro, 172 p.
- LLOYD, W. 1975. *Caminho de ferro de D. Izabel, da Provincia Paraná á de Matto Grosso*. Relatório. Rio de Janeiro, Typ. G. Leuzinger & Filhos, 152 p.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.R.; LIMARINO, C.O.; CESARI, S.N. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 91: 305-329.

- LOWE, D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: L.J. DOYLE & O.H. PILKEY, eds., *Geology of continental slopes*, SEPM Special Publication, 27: 75-82.
- LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows II: depositional models with special reference to the deposits of high-density currents. *Jour. Sed. Petr.*, 52(1): 279-297.
- MATOS, S.L.F. 1995. *O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. São Paulo, 110 p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao IGUSP).
- McKEE, E.D. & WEIR, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64: 381-390.
- McPHERSON, J.G.; SHANMUGAM, G.; MOIOLA, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99: 331-340.
- MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. In: A.D. MIAL, ed., *Fluvial Sedimentology*, Mem. Can. Petrol. Geol., 5: 597-604.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: D.J. STANLEY & D.J.P. SWIFT, eds., *Marine sediment transport and environmental management*, New York, John Wiley & Sons, p. 197-218.
- MILANI, E.J. 1992. Intraplate tectonics and evolution of the Paraná Basin. In: M.J. DE WITT & I.G.D. RANSOME, eds., *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*, Rotterdam, Balkema, p.101-108.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. 1994. Bacia do Paraná.. *Bol. Geoc. Petrobrás*, 8(1): 69-82.
- MILANI, E.J.; KINOSHITA, E.M.; ARAUJO, L.M.; CUNHA, P.R.C. 1990. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas na calha central. *Bol. Geoc. Petrobrás*, 4(1): 21-34
- MILANI, E.J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C.M.; ARAÚJO, L.M.; CUPERTINO, J.A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. In: A.J. AMOS; O. LÓPEZ-GAMUNDÍ; A.C. ROCHA-CAMPOS, eds., *Sedimentary basins of South America*. (no prelo)
- MILWARD, G.B. 1935. *Contribuição para a geologia do sul de Goiás*. São Paulo, Esc. Prof. Salesianas, 98 p.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. 1978. Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis. *Int. Geol. Review*, 20: 125-166.
- MYROW, P.M. & SOUTHWARD, J.B. 1991. Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine-deposited beds. *Jour. Sed. Petrol.*, 61: 202-210.
- NARDIN, T.R.; HEIN, F.J.; GORSLINE, D.S.; EDWARDS, B.D. 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: L.J. DOYLE & O.H. PILKEY, eds., *Geology of continental slopes*. SEPM Special Publication, 27: 61-73.
- NOGUEIRA, V. L.; OLIVEIRA, C.C.; FIGUEIREDO, J.A.; CORRÊA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, N. G.; SOUZA, M.R.; MORAES FILHO, J.C.R.; LEITE, E.A.; SOUZA, N.B.; SOUZA, J.O.; CERQUEIRA, N.L.S.; VANDERLEI, A.A.; TAKASCHI, A.T.; ABREU FILHO, W.; ROSITO, J.; OLIVATTI, O.; HAUSEN, J.E.P.; GONÇALVES, G.N.D.; RAMALHO, R.; PEREIRA, L.C.B. 1978. *Projeto Bonito-Aquidauana, Relatório Final*. Goiânia, DNPM/CPRM, 14 v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2744).
- NORTHFLEET, A.P.; MEDEIROS, R.A.; MULHMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Téc. Petrobrás*, 12(3): 291-346.

- OLIVEIRA, E.P. 1915. *Geologia; reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso*. Expedição Científica Roosevelt-Rondon, Rio de Janeiro, 82 p. (Brasil. Comissão de Linhas Telegráficas e Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas, anexo 1, publ. 50).
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. 2ª ed., Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 813 p. (Série Didática, 2).
- ORDACOWSKI, J.; LACERDA, R.S.; PINHO FILHO, W.D. 1980. *Mapa Geológico do Estado de Mato Grosso do Sul, escala 1:1.000.000*. Campo Grande, CODESUL, 1 folha.
- PAIVA, G. & LEINZ, V. 1939. Contribuição para a geologia do petróleo no sudoeste de Mato Grosso. *Bol. Div. Fom. Prod. Min., DNPM*, 37: 1-99.
- PETRI, S. 1964. Grupo Tubarão. In: Inst. Geogr. Geol., ed., *Geologia do Estado de São Paulo*, São Paulo, IGG, p.56-63 (Boletim 41).
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. 1966. Sobre a geologia da área balizada pelas cidades de Barra do Garças e Guiratinga, Mato Grosso e Jataí e Amorinópolis, Goiás. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 15(3): 59-80.
- PETRI, S. & SOUZA, P.A. 1993. Análise dos dados paleontológicos e bioestratigráficos do Subgrupo Itararé. In: SIMP. CRONOESTR. BACIA DO PARANÁ, 1. Rio Claro, 1993. *Resumos*. Rio Claro, p. 31-33.
- QUINTAS, M.C.L. 1995. *Embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço*. São Paulo, 213 p. (Tese de Doutorado apresentada ao IAG-USP).
- READING, H.G. 1986. Facies. In: H.G. READING, ed., *Sedimentary environments and facies*, Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 4-19.
- RICCOMINI, C. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. São Paulo,. (Tese de Livre Docência apresentada ao IGUSP).
- RICCOMINI, C.; CHAMANI, M.A.C.; AGENA, S.S.; FAMBRINI, G.L.; FAIRCHILD, T.R.; COIMBRA, A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *An. Acad. bras. Ci.*, 64: 210.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J.J. BIGARELLA; R.D. BECKER; I.D. PINTO, eds., *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, Univ. Fed. Paraná., p. 27-102.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & FARJALLAT, J.E.S. 1966. Sobre a extensão da Formação Botucatu na região meridional de Mato Grosso. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 15(4): 93-105.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & SANTOS, P.R. 1981. The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregório Formation, Paraná Basin, southeastern South America. In: M.J. HAMBREY & W.B. HARLAND, eds., *Earth's pre-Pleistocene Glacial Record*, Cambridge University Press, p. 842-852.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.; YOSHIDA, R. 1968. New glacial features of the Upper Paleozoic Itararé Subgroup in the state of São Paulo, Brazil. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 17(1): 47-57.
- ROSS & SANTOS. 1982. *Folha SD.21, Cuiabá, Geomorfologia*. Rio de Janeiro, Projeto Radambrasil, v. 26, p.193-256.
- SAAD, A.R. 1977. *Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro sul do Estado de São Paulo*. São Paulo, 107 p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao IGUSP).

- SANTOS, P.R. 1979. *Distribuição estratigráfica, características e fácies de diamictitos e rochas associadas ao Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo*. São Paulo, 135 p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao IGUSP).
- SANTOS, P.R. 1987. *Fácies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) da Bacia do Paraná, Brasil*. São Paulo, 128 p. (Tese de Doutorado apresentada ao IGUSP).
- SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; CANUTO, J.R. 1992a. Evolution of the Late Paleozoic Glaciation in the Paraná Basin, Brazil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.* São Paulo, SBG, v.1, p. 529-531.
- SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; CANUTO, J.R. 1992b. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmito do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), Trombudo Central, SC. *Bol. Inst. Geoc. Univ. São Paulo, Série Científica*, 23: 1-18.
- SCHNEIDER, R.L.; MÜLHMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG, v.1, p. 41-65.
- SEILACHER, A. 1964. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413-428.
- SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74(2): 93-114
- SOARES, P.C. 1991. *Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná*. Curitiba, 131p. (Tese para concurso ao cargo de professor titular, Depto. de Geologia, UFPR).
- SOARES, P.C. & LANDIM, J.M.B. 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27. Aracaju, 1973. *Anais*. Aracaju, SBG, v.1, p. 243-256.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG, p. 61-83.
- SOUZA JR., J.J.; FREIRE, F.A.; OLIVEIRA, F.C.; SILVA, R.H.; BONOW, C.W.; MOREIRA, H.L. 1983. *Folha SE.22, Goiânia, Geologia: geologia da Bacia sedimentar do Paraná*. Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL, v.31, p.23-348.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; TODD, R.G.; WIDMIER, S.M.; THOMPSON, J.D.; SANGREE, J.B.; BUBB, J.N.; HATLELID, W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, application to hydrocarbon exploration. In: C.E. PAYTON, ed., *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*, AAPG Memoir 26, p. 49-212.
- VITTORI, E.; LABINI, S.S.; SERVA, L. 1991. Palaeoseismology: review of the state-of-art. *Tectonophysics*, 193: 9-32.
- WALKER, R.G. 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62: 932-966.
- WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R. WALKER & N.P. JAMES, eds., *Facies models - response to sea level change*, Toronto, Geol. Assoc. Canada, p. 1-14.
- WALKER, R. & PLINT, A.G. 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: R. WALKER & N.P. JAMES, eds., *Facies models - response to sea level change*, Toronto, Geol. Assoc. Canada, p. 219-238.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3. Curitiba, 1987. *Atas*. Curitiba, SBG, v.1, p. 441-477.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1990.
Bacia do Paraná. In: G.P. RAJA GABAGLIA & E.J. MILANI, coord., *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 135-168.

Articulação das folhas topográficas

Escala 1:100.000

MAPA DE PONTOS DE AFLORAMENTOS

Ana Lúcia Desenzi Gesicki
Geologia da Formação Aquidauana
na porção centro norte do Estado
de Mato Grosso do Sul – 1996