UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005527

O GRUPO RIO PARDO (Proterozóico Médio a Superior): UMA COBERTURA PARAPLATAFORMAL DA MARGEM SUDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Ivo Karmann

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 1325
e 2
USP

Orientador: Prof. Dr. Roland Raymond Trompette

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. R.R.Trompette	R. Trompette
Examinadores:	Dr. P.G. Souto	
	Dr. A.M. Coimbra	

São Paulo
1987

ÍNDICE

Instituto de Geociências BIBLIOTECA T/1325 e.2 U.S.P.

Pag.

ÍNDICE DE FIGURAS IV

RESUMO IX

ABSTRACT XII

AGRADECIMENTOS XV

I - INTRODUÇÃO

1.-Localização da área e acesso 1

2.-Aspectos geográficos e geomorfológicos 1

3.-Objetivos, metodologia e condições de trabalho 2

II - TRABALHOS ANTERIORES 7

III- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL 11

IV - GEOLOGIA DO GRUPO RIO PARDO

1.-Delimitação atual da Bacia do Rio Pardo 14

2.-O Embasamento do Grupo Rio Pardo 14

3.-Litoestratigrafia e ambientes de sedimentação

3.1.-Introdução 16

3.2.-Formação Panelinha 17

3.2.1.-Descrição litológica 18

3.2.2.-Ambiente de sedimentação 22

3.3.-Formação Itaimbé

3.3.1.-Aspectos gerais 24

3.3.2.-Membro Camaçã 25

3.3.3.-Membro Água Preta 32

3.3.4.-Membro Serra do Paraíso 40

3.3.5.-Membro Santa Maria 51

3.3.6.-Ambientes de sedimentação da Formação Itaimbé 53

3.4.-Formação Salobro

3.4.1.-Introdução 57

3.4.2.-Descrição litológica 58

3.4.3.-Ambiente de sedimentação 70

Pag.

3.5.-Síntese das condições deposicionais do Grupo Rio Pardo 73

4.-Geologia Estrutural

4.1.-Introdução 74

4.2.-Unidade lito-estrutural I

4.2.1.-Delimitação 75

4.2.2.-Dobramentos 75

4.2.3.-Foliações Plano Axiais 78

4.2.4.-Sistema de fraturas 81

4.2.5.-Falhamentos 82

4.3.-Unidade lito-estrutural II

4.3.1.-Delimitação 83

4.3.2.-A primeira fase de dobramento 84

4.3.3.-A segunda e principal fase de dobramento 85

4.3.4.-A terceira fase de dobramento e a tectônica da borda oeste 91

4.4.-Síntese da evolução estrutural do Grupo Rio Pardo 96

5.-Metamorfismo do Grupo Rio Pardo 99

6.-O problema da idade do Grupo Rio Pardo 101

V.- CONSIDERAÇÕES FINAIS

1.-Correlação litoestratigráfica do Grupo Rio Pardo no setor sul-sudeste do Cráton São Francisco 106

2.-Correlação litoestratigráfica do Grupo Rio Pardo com a seqüência da Faixa de Dobramentos do Congo-Ocidental 111

3.-Evolução geotectônica da bacia do Grupo Rio Pardo

Pag.

3.1.-Introdução 115

3.2.-Evolução da bacia do Grupo Rio Pardo no contexto do Cráton do São Francisco. Faixa Araçuaí e do Congo-Ocidental 117

VI.- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÀFICAS 122

ANEXOS

Anexo 1 - Mapa de localização dos pontos de observação

Anexo 2 - Mapa geológico da bacia do Grupo Rio Pardo

Anexo 3 - Seções geológicas do Grupo Rio Pardo

Fotos 1 a 38

ÍNDICE DE FIGURAS

Pag.

FIG. 1 - Localização e acesso à área de estudo. 2

FIG. 2 - Mapa geológico da bacia do Grupo Rio Pardo de PEDREIRA et. al.(1969). 9

FIG. 3 - Colunas estratigráficas propostas para o Grupo Rio Pardo. 10

FIG. 4 - O Cráton do São Francisco. 12

FIG. 5 - Contexto geotectônico do Grupo Rio Pardo. 13

FIG. 6 - Coluna litoestratigráfica esquemática da Formação Panelinha. 18

FIG. 7 - Corte transversal de um leque aluvial associado à Formação Panelinha (Adaptado de RUST, 1979). 23

FIG. 8 - Esquema da litoestratigrafia da Bacia do Grupo Rio Pardo. 26

FIG. 9 - Coluna litoestratigráfica do Membro Camacã, Formação Itaimbé. 28

FIG.10 - Localização das seções tipos, da Formação Itaimbé. Membros: 1-Camacã, 2-Água Preta, 3-Serra do Paraíso, 4-Santa Maria. 28

FIG.11 - Estratificações cruzadas e lentes de argila em arenitos micáceos, ponto 318. 30

FIG.12 - Coluna litoestratigráfica esquemática do Membro Água Preta, Formação Itaimbé. 34

FIG.13 - Estruturas primárias do Membro Água Preta, Formação Itaimbé, ponto 121, BR antiga. 37

FIG.14 - Diagrama de MARTINET e SOUGY (1961) das rochas carbonatadas do Membro Água Preta, Formação Itaimbé. 40

FIG.15 - Seção litoestratigráfica esquemática do Membro Serra do Paraíso, setor norte de Pau Brasil, Formação Itaimbé. 42

FIG.16 - Seção colunar da base do Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé. norte de Pau Brasil. 44

FIG.17 - Estruturas em "Tepee" em metadolomitos intraclásticos do Membro Serra do Paraíso e Santa Maria, Formação Itaimbé. 44

FIG.18 - Estromatólitos do Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé, norte de Pau Brasil, ponto 296. 45

FIG.19 - Brecha intraformacional em metacalcários dolomíticos. Ponto 306, N de Pau Brasil. 47

FIG.20 - Diagrama de MARTINET e SOUGY (1961) dos metacarbonatos do Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé. 50

FIG.21 - Seção litoestratigráfica aproximada do Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé, Setor Sul-Sudeste da bacia. 50

FIG.22 - Distribuição faciológica da Formação Itaimbé. 56

FIG.23 - Seção litoestratigráfica da Serra do Lapão, baseada na seção N-N', anexo 3. 59

FIG.24 - Coluna litoestratigráfica geral da Formação Salobro, Grupo Rio pardo (Espessura aparente). 60

FIG.25 - Intercalações de calcarenito nos metaconglomerados calcários da serra do Lapão, ponto 311. 62

FIG.26 - Estruturas primárias nos metacalcarenitos do ponto 193, Formação Salobro, serra do Lapão. 65

FIG.27 - Seção litoestratigráfica no leito do rio Pardo, a juzante da ponte da BR - 101, Formação Salobro. 69

FIG.28 - Estruturas primárias no leito do rio Pardo, Formação Salobro. 70

FIG.29 - Curvas de isofreqüência de pólos de estratificação do Membro Camacã, Formação Itaimbé. 76

FIG.30 - Curvas de isofreqüência de pólos de estratificação da Formação Salobro. 77

FIG.31 - Representação estereográfica de dobras parasitas abertas (D1), Formação Salobro. 78

FIG.32 - Pólos de S1, unidade lito-estrutural 1, Membro Camacã, Formação Itaimbé. 79

FIG.33 - Curvas de isofreqüência de S1 (clivagem ' ardosiana e xistosidade), Formação Salobro. 80

FIG.34 - Dobra tipo "Kink", 3ª fase, Formação Salobro. 80

FIG.35 - a) Representação das estruturas tectônicas do ponto 102, BR antiga.

b) Estereograma das fraturas dos seixos, lineação de estiramento e xistosidade S1. 82

FIG.36 - Dobras decimétricas da 1ª fase redobradas pela 2ª e 3ª fase. Predomina S2 no afloramento, ponto 77, BR-101. 84

FIG.37 - Curvas de isofreqüência de pólos de S2, clivagem de crenulação, de fratura e xistosidade. Membros Água Preta e Serra do Paraíso, Formação Itaimbé. 85

FIG.38 - A) Dobramento em metaritmitos pelito-arenosos, Membro Água Preta.

B) Curvas de isofreqüência da superfície dobrada So+S1, Membro Água Preta e Serra do Paraíso. Setor Centro Oriental da bacia. 87

FIG.39 - Dobras da 2ª fase em camadas de metarenito micáceo, Membro Água Preta, ponto 135, BR antiga. 87

FIG.40 - Dobras fechadas e isoclinais de 2ª fase em metacalcários com intercalações quartzíticas. Membro Serra do Paraíso, Ponto 326. 89

FIG.41 - Dobras de 2ª fase, setor oeste da bacia, gruta Isabel, ponto 319, Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé. 89

FIG.42 - Figuras de interferência entre a 2ª e a 3ª fases. Metadolomitos com lâminas quartzíticas, gruta São Gotardo, Ponto 328. 92

FIG.43 - Dobras da 3ª fase, metadolomitos xistosos, ponto 80, BR-101. 93

FIG.44 - Dobras de 3ª fase na serra da Água Branca, margem oeste da bacia. 94

FIG.45 - Dobras em bainha, 3ª fase, metacalcários dolomíticos com lâminas quartzíticas, borda oeste da bacia. 94

FIG.46 - Curvas de isofreqüência de pólos de xistosidade e clivagem de crenulação S3. 96

FIG.47 - Esquema da evolução estrutural do Grupo Rio Pardo. 98

FIG.48 - Representação do campo do metamorfismo regional do Grupo Rio Pardo, diagrama de WINKLER, 1976. 101

FIG.49 - Determinações geocronológicas do Grupo Rio Pardo, pontos amostrados por CORDANI, 1973. 102

FIG.50 - Isócronas de referência para os metassedimentos do Grupo Rio Pardo traçadas por CORDANI (1973), localização das amostras na tab. 1. 105

FIG.51 - "Isócrona" para o Grupo Rio Pardo pelo modelo de WILLIAMSON. Dados de CORDANI, 1973. 105

FIG.52 - Quadro de correlações litoestratigráficas do Grupo Rio Pardo com as principais seqüências do Proterozóico Médio e Superior de cobertura cratônica e das faixas dobradas adjacentes à borda sul e sudeste do cráton do São Francisco. 111

FIG.53 - Principais colunas litoestratigráficas propostas para a seqüência da Faixa do Congo Ocidental e sua correlação com o Grupo Rio Pardo. 114

FIG.54 - Evolução esquemática da bacia do Grupo Rio Pardo. 118

FIG.55 - Faixas de dobramento Brasilianas/Pan-Africanas e respectivas coberturas dos crátons do São Francisco e Congo Ocidental. Adaptado de TROMPETTE, 1982 e SIGA JR, 1986. 120

R E S U M O

A bacia do Grupo Rio Pardo localiza- se na margem sudeste do Cráton do São Francisco, marcando a transição do domínio cratônico para o de faixa dobrada nesta área.

O Grupo Rio Pardo inicia-se na base com metapsefitos e psamitos imaturos da Formação Panelinha, depositados em leques aluviais com correntes detríticas subaquáticas, associados a um relevo acidentado conseqüente do abatimento de blocos e formação de bacias do tipo "graben" ou "hemi-graben". Sugere-se que a subsidência destes blocos crustais ocorreu devido a um regime tracional da crosta siálica, relacionado provavelmente com a intrusão de diques básicos freqüentes no embasamento da bacia, datados por volta de 1.100 m.a..

Seguiu-se uma fase de calmaria tectônica, com transgressão dos metapelitos, metapsamitos finos e rochas metacarbonatadas com intercalações psamíticas dos Membros Camacã, Água Preta, Serra do Paraíso e Santa Maria, que constituem variações faciológicas laterais da Formação Itaimbé. Os dois primeiros representam um sistema deposicional deltaico, com um fácies proximal de planície deltaica que passa para o frontal mais interno da bacia. Os Membros Serra do Paraíso e Santa Maria correspondem a um depósito de plataforma marinha carbonática com fácies de planície de maré e zonas mais profundas, adjacentes ao sistema deltaico.

A Formação Salobro, topo da seqüência do Rio Pardo, com metapsamitos, metapelitos e metapsefitos imaturos, é produto de uma fase epirogenética do embasamento, com reativação de falhamentos normais, que produziram um relevo emerso, que condicionou a erosão parcial das unidades subjacentes, alimentando fluxos detríticos subaquáticos com caráter turbidítico. A estratigrafia aqui apresentada, com somente três formações, difere das várias colunas recentemente propostas, com no mínimo cinco formações, devido às evidências de importantes variações faciológicas e repetições tectônicas.

Compartimentou-se a bacia do Grupo Rio Pardo em duas unidades lito-estruturais. A unidade litoestrutu-

ral 1 abrange o setor nordeste da bacia, sendo limitada a sudoeste pela falha inversa Rio Pardo- Água Preta de direção NW-SE e vergência para NE. Caracteriza um bloco autóctone com dobramentos abertos e clivagem ardosiana a norte, que se intensificam no sentido SW, através da presença de megadobras inversas e xistosidade, associadas a 1ª fase de deformação. Esta causou um encurtamento de no máximo 15% na cobertura metassedimentar. A unidade lito-estrututural 2 inicia-se a sudoeste da falha inversa Rio Pardo - Água Preta, caracterizando um bloco sub-autóctone com dobramentos fechados relacionados principalmente à 2ª fase de deformação e com transporte tectônico para NE. O encurtamento devido a 2ª fase foi avaliado em 35 a 40%, o que condicionou um descolamento generalizado da cobertura metassedimentar deste bloco. Registrou-se, localmente nesta unidade,um terceiro evento deformacional com vergência ENE e dobras locais de 3ª fase, sendo conseqüente da tectônica compressiva de blocos do embasamento ao longo de falhamentos inversos NS na borda oeste da bacia e localmente no interior da mesma.

O metamorfismo da bacia está associado a 1ª fase de deformação, sendo crescente de NE para SW, desde o grau incipiente, atingindo o grau fraco na unidade litoestrutural 2, caracterizando um metamorfismo regional intermediário do tipo Barroviano na zona da clorita e biotita.

A idade máxima do Grupo Rio Pardo foi restringida a cerca de 1.100 m.a. (final do Proterozóico Médio), sendo a idade de 550 m.a. mínima, correspondente ao metamorfismo do ciclo Brasiliano.

Em função da ausência de magmatismo, das características litológicas e estruturais da bacia, conclui-se que o Grupo Rio Pardo constitui uma cobertura cratônica gerada no final do Proterozóico Médio e início do Superior, num regime paraplataformal do cráton do São Francisco. Posteriormente sofreu parcialmente a tectogênese brasiliana, associada à instalação da faixa de dobramentos Araçuaí, adjacente a borda sudeste do cráton. Nesta fase, a bacia do Grupo Rio Pardo insere-se num contexto de antepaís em relação à Faixa Araçuaí. O limite geológico do cráton do São Francisco nesta área foi traçado ao longo da falha inversa Rio Pardo- Água Preta que limita o domí-

nio de faixa dobrada da região considerada pericratônica a cratônica. A unidade lito-estrutural 2 pertence portanto a Faixa Araçuaí.

No contexto do cráton do São Francisco, correlacionou-se as Formações Salobro e Bebedouro, em função de suas semelhanças litológicas e devido à presença na base de ambas de uma importante discordância erosiva, conseqüente de uma fase epirogenética generalizada do cráton no final do Proterozóico Médio. Esta discordância marca o topo do Grupo Chapada Diamantina e a base da Formação Bebedouro na cobertura do cráton (distante do Rio Pardo de 240 Km), como também das unidades correlatas no domínio da faixa Araçuaí. Desta forma, as Formações Panelinha e Itaimbé são correspondentes, estratigraficamente, às unidades superiores do Grupo Chapada Diamantina e Supergrupo Espinhaço.

Em relação às unidades da Faixa do Congo Ocidental, que constituiu juntamente com a Faixa Araçuaí um orógeno brasiliano/pan-africano intracontinental com vergência centrífuga, o Grupo Rio Pardo é correlacionado aos Grupos Sansikwa e Haut Shiloango, ou a parte superior do Supergrupo Mayombiano e parte inferior do Supergrupo Oeste Congoliano.

ABSTRACT

The Proterozoic Rio Pardo Group, located in the southeastern part of Bahia State, begins with the immature coarse clastics of the Panelinha Formation, formed by alluvial fans and subaqueous debris flows. The subsidence of its granulitic basement resulted probably from tractional stress in the crust, with associated normal faulting and intrusion of basic dikes. These are at least 1.100 My old, from the radiometric evidence.

The overlying Itaimbé Formation is related to a transgression during a period of low tectonic activity. It is made up of the Camacã (metapelites with local carbonates), Água Preta (fine metapsamites and local carbonates), Serra do Paraíso and Santa Maria (metapsamites interstratified with metacarbonates) Members. The general environment seems to have been a deltaic system adjacent to a marine carbonate platform, with tidal flats and shallow marine siliclastic facies.

The Salobro Formation consists of immature coarse and local fine clastic rocks, disconformably overlying the Itaimbé Formation. The rocks were mainly deposited as subaqueous debris flows with local turbidites, within a submarine fan system.

The three fold stratigraphy here proposed for the Rio Pardo Group, differs from the already existent' stratigraphic columns, all them with at least five formations. This is due to the recognition of important lateral facies variations, as well as tectonic repetitions of the sequences, as described in the present work.

Two litho-structural units can be' described for the Rio Pardo Group, the first one occupying the northeastern part of the basin, and the second in the southwestern part of the basin, the limit between them being clearly marked by the Rio Pardo-Água Preta inverse fault,trending NW-SE and dipping southwesterly. The first unit is autochthonous , displaying open folds and slaty cleavage, but grading southwes

terly into large overturned folds with axial plane schistosity. This unit is monophasic and exhibits tectonic shortening of 15%. The second unit is polyphasic and exhibits large folds' with a northeastern vergence. Tectonic shortening of about 40% is produced mainly during the second and most important deformational phase. A third folding phase is locally conspicuous, displays a E-NE vergence, and increases in intensity towards the western border of the basin.

Regional metamorphism of the Rio Pardo Group is associated with the first phase of folding, and can be described as an intermediate Barrowian type in the chlorite and biotite zone.

A lower limit to the depositional age of the Rio Pardo Group is given by some radiometric determinations on basic dikes intruding the basement, which yielded' apparent K-Ar ages of about 1.100 My. The upper limit is set by Rb-Sr ages of about 550 My, which correspond to the late tectonic phases of the Brasiliano orogeny.

On the basis of structural pattern and absence of magmatism, the Rio Pardo Group can be classified as a cratonic cover, whose sedimentation occured during a paraplataformal stage of the São Francisco craton. It was affected by intense tectonism due to the development of the Araçuaí fold belt, at the southeastern border of the craton. Moreover, the Rio Pardo-Água Preta fault is here assumed as the tectonic' boundary between the São Francisco craton and the Araçuaí folded belt, which means that, in the author's opinion, the southwestern part of the Rio Pardo Group, tectonized and regionally' metamorphosed, really belongs to the Araçuaí belt of the Brasiliano orogeny.

In the context of the São Francisco craton, the Salobro Formation can be correlated, on the basis of lithologic similarities, with the Bebedouro Formation. The both began upon an important disconformity, probably due to a regional epeirogenes of the craton in the late Proterozoic. The Panelinha and Itaimbé Formations of the Rio Pardo Group are here considered as stratigraphically equivalent to the upper Chapada Diamantina Group and upper Espinhaço Supergroup. The Rio Par

do Group can also be correlated either with the Sanksikwa and Haut Shiloango Groups of the West Congo Belt (Africa), or with the upper part of the Mayombe Supergroup and the lower unit of the West Congolian Supergroup.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente desejo expressar meus agradecimentos à Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia, que, através do então Secretário de Estado, Dr. Paulo Ganem Souto, apoiou financeiramente este trabalho, no período de 1983 a 1985. Esta pesquisa foi viável também graças ao apoio logístico fornecido pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, representada pelo seu Presidente na época, Sr. José Carlos Boa Nova. O êxito deste projeto, também é devido graças à colaboração do Sr. Manfredo Pires Cardoso, responsável pela Coordenação da Produção Mineral, assim como, devido ao apoio dos geólogos Hermes' Verner Inda, Johildo Barbosa, José Haroldo da Silva Sá e Juracy de Freitas Mascarenhas. Expresso também meus agradecimentos à FAPESP, que forneceu apoio financeiro para a realização da 3ª etapa de campo.

O desenvolvimento desta pesquisa, assim como seu sucesso, eu atribuo principalmente à dedicada orientação, ao grande incentivo e aos ensinamentos valiosos recebidos' do Prof. Dr. Roland Trompette, ao qual agradeço profundamente . Agradeço também ao Prof. Dr. Umberto Cordani pela co-orientação e sugestões valiosas recebidas durante a redação do trabalho.

Gostaria de agradecer especialmente ao amigo e colega Marcos Egydio da Silva, que através da colaboração nos trabalhos de campo e nas discussões posteriores, ajudou no amadurecimento científico deste trabalho.

Sou grato também ao Prof. Dr. Benjamim' Bley Brito Neves, assim como ao Prof. Dr. Rômulo Machado e Prof. Dr. Georg Robert Sadowsky pelas discussões e sugestões proveitosas recebidas. Agradeço ao amigo e geólogo Paulo César Boggiani pela colaboração durante a 1ª etapa de campo. Ao Prof. Dr. Jean Delvigne pela elaboração das fotomicrografias.

Grande parte das ilustrações deste trabalho devo à equipe de desenho do IG-USP, Srta. Itacy Kroehne e Sr. Rodrigo Jascon, aos quais agradeço muito. Agradeço também ao setor gráfico deste Instituto, chefiado pelo Sr. Jaime Alves da Silva, assim como ao Sr. Cláudio Hopp, responsável pelo se

tor de laminação, pela constante ajuda recebida. Ao Sr. Baltazar Batista da Silva, agradeço pelo paciente serviço de datilografia do texto.

Finalmente gostaria de expressar meus agradecimentos a todos que colaboraram direta ou indiretamente na realização deste trabalho.

I- INTRODUÇÃO

1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO

A área localiza-se no sudeste do Estado da Bahia, sendo delimitada aproximadamente pelas coordenadas' 15º20' a 16º00'S e 39º10' a 39º45'W. As rochas do grupo Rio Pardo abrangem uma área com cerca de 2040Km², envolvendo o setor baixo do vale do rio Pardo e alguns tributários da margem esquerda do rio Jequitinhonha (fig.1).

Os principais municípios da área são Camacã, Santa Luzia e Pau Brasil, na porção norte e Itapebi, ao sul, a beira do rio Jequitinhonha.Na região central da área tem se Mascote e no centro sul,os municípios de Itaimbé e Gurupá Mirim. No extremo oeste atinge-se o município de Potiraguá e a leste Canavieiras, junto à foz do rio Pardo.

A principal via de acesso terrestre pavimentada é a BR-101, que corta a área grosseiramente na direção' Norte-Sul, assim como a antiga BR-101, não pavimentada, que liga as cidades de São João do Panelinha, ao norte da área, Camacã e Itaimbé ao sul, interceptando a atual BR-101 ao sul de Itaimbé, na localidade denominada Ventania. Há outras estradas' secundárias não pavimentadas que cortam a área transversalmente. Estão em precário estado de conservação devido principalmente à alta incidência de chuvas na região. Algumas destas vias estão sendo melhoradas, inclusive com pavimentação, como a rodovia BA 270, entre Pau Brasil, Camacã e Canavieiras.

O rio Pardo também representa importante ' via de acesso, atualmente pouco utilizada, mas, outrora, principalmente no início da expansão do cacau no sudeste baiano, o transporte fluvial era utilizado para o escoamento da produção, a partir de Mascote até Canavieiras.

2. ASPECTOS GEOGRÁFICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO

A região em apreço insere-se no domínio' morfoclimático dos mares de morros florestados (AB'SABER,1970),

caracterizado por profunda decomposição das rochas, extensiva mamelonização e drenagem rica e perene, consequente de um clima quente e úmido, característico da orla atlântica oriental do nordeste brasileiro. Conforme FERREIRA DA SILVA et al.(1975), a região cacaueira bahiana apresenta vários tipos climáticos que gradam do litoral para o interior, inciando com uma faixa de 40Km, onde não há estação seca definida e uma precipitação anual superior a 1300mm. Continuando em direção oeste, inicia-se uma faixa onde gradativamente define-se um período seco (precipitação inferior a 60mm), coincidente com os meses de agosto a setembro, mas que é compensado pelos totais pluvimétricos elevados. A temperatura apresenta valores uniformes no decorrer do ano, com médias elevadas no verão, em torno de 26ºC, caindo nos meses de inverno, porém, nunca abaixo de 18ºC. Associa-se a estas altas temperaturas uma umidade relativa média anual de 78%, com valores médios superiores a 80% na costa, o que é diretamente correlacionado ao intenso regime pluviométrico.

Fig. I- LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

As rochas do Grupo Rio Pardo são drenadas principalmente pelo baixo curso do rio Pardo e seus afluentes, entre os quais destacam-se, na margem esquerda os rios Panelão e Água Preta, enquanto na margem direita ressaltam os rios Angelim e Inhaúmas. O extremo sul do grupo mencionado é cortado por afluentes da margem esquerda do baixo rio Jequitinhonha. A borda norte da área é afetada pela bacia hidrográfica do rio Salobro que apresenta como tributário mais importante o córrego São Pedro (fig.1.).

ALMEIDA NUNES et al.(1981) reconheceram quatro domínios geomorfológicos principais na região sudeste da Bahia. Segundo estes autores, os metassedimentos do Grupo Rio Pardo enquadram-se na grande unidade geomorfológica das Bacias e coberturas sedimentares, localmente constituindo o domínio dos **Tabuleiros do Rio Pardo**. Os tabuleiros do rio Pardo são substituídos em direção leste pelos **Tabuleiros Costeiros** e **Pré-Litorâneos**, consequência da cobertura de sedimentos terciários areno-argilosos da Formação Barreiras e altos estruturais, constituídos de granulitos e charnokitos do embasamento. Encontram-se em posição altimétrica rebaixada, não ultrapassando a cota de 100m, mostrando-se levemente inclinados para o mar. Ao norte, os metassedimentos são bordejados pela **Unidade das Serras e Maciços Pré-litorâneos** que comportam grande amplitude altimétrica, com trechos rebaixados de 100m e topos residuais atingindo cotas de 1000m, em conseqüência de um modelado de dissecação diferencial. Em direção oeste e sul, os metassedimentos do Rio Pardo são limitados pela **Depressão de Itabuna - Itapetinga** subunidade do domínio das depressoẽs interplanáticas.É constituída por gnaisses, migmatitos e granulitos do Pré-Cambriano indiferenciado. Exibe um relevo de colinas e morros convexo e côncavos, às vezes formando pontões, com cotas entre 200 e 400m.

GONÇALVES et al. (1977) identificaram na área evidências de dois ciclos de aplainamento, conforme a conceituação de KING (1956). São estes, o ciclo Velhas, do Terciário Superior, que resultou na deposição dos sedimentos do Grupo Barreiras, e o ciclo Paraguaçú, do Pleistoceno, o qual estaria atuando até hoje, entalhando a superfície Velhas do Terciário. Sobre os metassedimentos do Rio Pardo encontram-se manchas isoladas da cobertura Barreiras, que freqüêntemente são co

bertas por depósitos de cascalho quartzoso, arenoso e canga' quartzo-ferruginosa.

Observando a paisagem dos metassedimentos do Rio Pardo ao longo de seções norte-sul e leste-oeste, diferencia-se nitidamente quatro compartimentos morfológicos em função de sua litologia e estrutura. Iniciando de norte para sul, depara-se com o primeiro compartimento morfológico que corresponde aos metapelitos (ardósias, metassiltitos e intercalações' metacarbonáticas) do membro Camacã. Formam relevo de colinas, predominantemente simétricas, com encostas convexas de inclinação moderada a baixa, oscilando entre as cotas de 150 e 300m, que contrastam fortemente com o relevo serrano de encostas abruptas dos granulitos e gnaisses do embasamento ao norte com cotas de até 900m. O padrão de drenagem é dendrítico com vales abertos. Praticamente toda área deste compartimento é coberta' por espessos solos residuais argilosos, o que dificulta a observação de sua litologia.

Continuando em direção sul, o relevo suave dos metapelitos é substituído bruscamente por um setor serrano associado a metarenitos e metagrauvacas conglomeráticas da Formação Salobro. Suas cristas são simétricas e assimétricas atingindo cotas de 520m. A rede de drenagem toma um padrão dendrítico a retangular, com controle estrutural de fraturas e planos de estratificação. Os vales apresentam-se predominantemente fechados e profundos acompanhado a direção preferencial NW das cristas. Este relevo acidentado é conseqüência da maior resistência à erosão oferecida pelas metagrauvacas, metarenitos e metaconglomerados da Formação Salobro, dando origem a denominaçoes locais como Serra do Lapão e do Pau Aquire, pontos culminantes deste relevo, com cotas de 560 e 480 metros sobre o nível do mar. No topo da Serra do Lapão ocorrem conglomerados carbonáticos, os quais apresentam escarpas verticais onde se observou' feições cársticas subterrâneas, como a gruta do Lapão. Esta caverna possuiu um pórtico de entrada com 25m de altura junto à uma escarpa de aproximadamente 40m. Seu desenvolvimento subterrâneo é de 500m, através de amplos salões e galerias. Também está associada a um córrego subterrâneo, cuja ressurgência dá origem ao córrego Salgado. Estes metaconglomerados calcários não exibem feiçoes cársticas superficiais pois estão cobertos por

metarcóseos e metagrauvacas.

O terceiro compartimento morfológico corresponde a área exposta de filitos, metassilitos, metarenitos e metacalcários do membro Água Preta. Seu padrão geral é semelhante ao relevo do setor norte da bacia, mas localmente exibe características mais acidentadas com cristas arredondadas atingindo cotas de até 250m e vales bem encaixados, devido às intercalaçoẽs arenosas e uma estruturação mais complexa. Forma um arco contornando o relevo acidentado da Formação Salobro extendendo-se através de uma estreita faixa até o norte da área, passando por Pau Brasil onde termina junto ao embasamento. No setor oriental deste compartimento são frequentes testemunhos da Formação Barreiras, Terciária, que cobrem os metassedimentos , imprimindo um padrão tabular ao relevo, com elevaçoẽs de até 300m.

A unidade morfológica acima descrita é substituída em direção sul e oeste por um domínio de relevo arrasado com topografia suave e morros arredondados, localmente com feições cársticas como tabuleiros lapiezados, sumidouros e cavernas. Esta paisagem corresponde aos metacalcários, calcoxistos e quartzitos incluídos nos Membros Serra do Paraíso e Santa Maria. A borda oeste deste compartimento morfológico exibe um relevo com influências estruturais marcantes, em função de falhamentos inversos que ascenderam blocos do embasamento sobre os metassedimentos , como é o caso da serra da Água Branca, que pode ser considerada um "Horst" em relação aos metassedimentos que á contornam.

3.OBJETIVOS, METODOLOGIA E CONDIÇOẽS DE TRABALHO

O objetivo principal deste trabalho é apresentar um quadro litoestratrigráfico e estrutural do Grupo Rio Pardo e esboçar sua história sedimentar e tectônica.

Com este conjunto de informaçoẽs, apresenta-se uma discussão sobre o posicionamentto geotectônico da Bacia do Rio Pardo. Para atingir estas finalidades procedeu-se inicialmente a um levantamento bibliográfico e cartográfico completo sobre a região em estudo.

Como base para os trabalhos de campo foram utilizados mapas topográficos 1:100.000 da SUDENE (1976), assim como cartas geológicas em escala 1:50.000 (CEPLAC -Comissão Executiva do Plano de Recuperação Econômico Rural da Lavoura Cacaueira) e 1:100.000 do Projeto Sulfetos do Grupo Rio Pardo(GONÇALVES at al., 1977). Em algumas áreas efetuou-se a fotointerpretação geológica em escala 1:60.000 e 1:108.000 no sentido de verificar a continuidade lateral de estruturas observadas ao longo de seções geológicas. Nos trabalhos de campo utilizou-se a metologia de seções geológicas de detalhe ao longo de estradas, trilhas e drenagens. Obteve-se assim 332 pontos de observação , com descrição litológica, medidas estruturais e, quando necessário, coleta de amostras para estudos petrográficos e microtectônicos em laboratório (anexo 1). A confecção destes perfis geológicos detalhados permite obter as relaçoẽs espaciais entre as diferentes unidades litoestratigráficas que compõem a área. Foi dada ênfase à geologia estrutural, tanto nas observaçoẽs de campo com em seções delgadas, no intuito de caracterizar a geometria e grau de deformação do Grupo Rio Pardo. Os dados estruturais foram tratados estatisticamente em diagramas de projeção estereográfica, assim como, representados em mapas e seções.

Em função das características climáticas quentes e úmidas associadas à densa vegetação da Mata Atlântica, a área apresenta em grande parte profunda alteração das rochas, o que dificultou a observação de afloramentos não intemperizados os quais estão restritos a alguns cortes de estrada ao longo das rodovias BR-101 e BR-101 antiga, assim como nos leitos dos principais rios e ao longo de algumas cristas, as quais, devido à presença de litologias mais resistentes ao intemperismo e erosão, formam um relevo residual ressaltado.

II- TRABALHOS ANTERIORES

A primeira citação sobre as rochas do baixo curso do rio Pardo (BA) deve-se a CHARLES FREDERICH HARTT , naturalista canadense que percorreu o rio Pardo em 1867, numa viagem de reconhecimento geológico, junto à expedição Thayer. O relatório desta viagem encontra-se em HARTT (1870), ou na edição brasileira de 1941. Neste, é descrito um conglomerado com matriz xistosa e seixos de quartzo leitoso e granito, o qual forma as primeiras corredeiras no rio Pardo para quem sobe o rio de Canavieiras. Hartt sugeriu idade Paleozóica para estas rochas, pois descreveu impressões de uma planta equissetínea semelhante a Asterophyllites Scutigera, do Devoniano Superior, a qual encontrou em arenitos finos a montante das corredeiras acima citadas. DERBY (1906) também percorreu o rio Pardo, onde observou uma zona de conglomerados, folhelhos e arenitos inclinados. Comenta ainda a ocorrência de uma vasta região com calcários e mármores, além de caracterizar o " distrito diamantífero de Canavieiras". Em relação aos fósseis encontrados por Hartt , considerou estes fragmentários e insatisfatórios, sendo que sua atribuição ao Devoniano somente poderia ser provisória. Concluiu idade paleozóica, não anterior ao Devoaniano, para estas rochas. GORCEIX (1884) apresentou uma nota sobre os minerais que acompanham o diamante do córrego Salobro. Considerou a descoberta desta localidade diamantífera como sendo uma das mais importantes da época.

OLIVEIRA (1925) identificou ardósias avermelhadas no rio Salobro na localidade de Jacarandá sotopostas a quartzitos friáveis com intercalaçoẽs de conglomerados com seixos de granito e gnaisse. Na serra do Lapão (município de Santa Luzia) comenta a ocorrência de grutas calcárias. OLIVEIRA E LEONARDOS (1943) definiram a Formação Salobro constituída por folhelhos, arenitos e conglomerados diamantíferos, sugerindo origem flúvio-glacial e idade cambriana, com base na correlação destas rochas com os conglomerados da Formação Bebedouro da Chapada Diamantina. Estes autores também propuseram a Formação Rio Pardo, como sendo uma seqüência de ardósias, metassiltitos e calcários cinzentos, em parte marmorizados, possivelmente com mais de 1000m de espessura no baixo rio Pardo, que estaria assentada sobre os conglomerados diamatíferos do Salobro (fig.3)

ALMEIDA (1954 e 1964) refere-se a restos de uma importante bacia sedimentar ao longo da costa sul da Bahia com espessas sucessões de ardósias, filitos, metassiltitos, quartzitos e metaconglomerados, incluindo pelo menos uma camada com aparências de tilito, a sul de Camacã. Quanto à idade destas rochas, levanta a hipótese de serem eo-paleozóicas ou pré-cambrianas, pois foram afetadas por fenômenos orogênicos. Sugere ainda uma possível correlação entre a Formação Salobro e as rochas do Grupo Macaúbas, enquanto que a Formação Rio Pardo poderia corresponder à série Bambuí.

A geologia do sul do Estado da Bahia começou a ser mapeada sistematicamente na escala 1:100.000 em 1967 através do convênio entre a CEPLAC (Comissão Executiva do Plano de Recuperação Econômico-Rural da Lavoura Cacaueira), a Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia e a Universidade Federal da Bahia. Os resultados deste mapeamento foram publicados por PEDREIRA et al.(1969), que apresentaram o primeiro mapa geológico integrado das rochas metassedimentares da zona fisiográfica do Cacau, sob a designação de Grupo Rio Pardo (fig.2). Reconheceram neste 5(cinco) unidades litoestratigráficas(fig.3), da base para o topo: Formação Panelinha, Camacã, Salobro, Água Preta e Serra do Paraíso

CORDANI (1973) estudou a faixa costeira entre Salvador e Vitória sob o ponto de vista geocronológico, obtendo uma isócrona Rb/Sr para metapelitos do grupo Rio Pardo com idade de 630± 170 m.a e análises K/Ar com idades aparentes em torno de 470 m.a.. O autor correlacionou o primeiro valor á época do metamorfismo epizonal regional, e o segundo ao levantamento epirogenético da área.

SILVA FILHO at al. (1974) redefiniram o topo do Grupo Rio Pardo, posicionando a Formação Santa Maria (quartzitos) como sendo uma variação lateral dos metacarbonatos da Formação Serra do Paraíso (fig.3). SIQUEIRA FILHO (1974) considerou as Formaçoẽs Panelinha e Camacã partencentes à Formação Salobro, a qual seria a base do Grupo Rio Pardo.

Fig. 2 - MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO GRUPO RIO PARDO
(Pedreira, et al; 1969)

ANDRADE & NUNES (1974) propuseram uma revisão estratigráfica da bacia do Rio Pardo, confirmando apenas três das formações anteriormente definidas, ou seja: Formações Serra do Paraíso, Camacã e Salobro. As Formações Panelinha e Água Preta foram consideradas repetições das Formações Salobro e Camacã, respectivamente (Fig.3). SIQUEIRA et al. (1978), baseados nos trabalhos de mapeamento geológico e pesquisa mineral do Projeto Sulfetos do Grupo Rio Pardo (GONÇALVES et al., 1977), redefiniram este Grupo como sendo composto pelas Formações Panelinha, Serra do Paraíso e Camacã, colocando a Formação Salobro em discordância sobre o Grupo Rio Pardo, fazendo parte de um domínio paleogeográfico distinto. Estes autores incluíram a Formação Santa Maria como um fácies da Formação Serra do Paraíso. INDA e BARBOSA (1978), em sua síntese sobre a geologia

do Estado da Bahia, adotaram as linhas gerais da coluna estratigráfica proposta por PEDREIRA et al. (1969), reforçando o aspecto interdigitado entre as Formações Camacã e Salobro e desta com a Formação Água Preta, em direção ao topo da seqüência. LIMA et al. (1981), na folha Salvador, do Projeto Radambrasil, apresentaram modificações no empilhamento litoestratigráfico do Grupo Rio Pardo (Fig.3), considerando sua idade uma questão em aberto, sugerindo associá-lo ao Paleozóico Inferior.

Fig. 3 — COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS PROPOSTAS PARA O GRUPO RIO PARDO
(Os autores não citam espessuras)

III- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

ALMEIDA (1977) em sua delimitação do Cráton do São Francisco enquadra o Grupo Rio Pardo num contexto de bacia marginal desenvolvida na borda sudeste do Cráton. A característica de borda cratônica nesta área seria evidenciada pelo magmatismo alcalino brasiliano de Itajú do Colônia e Potiraguá' (CORDANI et al., 1969), como também devido às idades do Pré-Cambriano Inferior do embasamento da área (CORDANI, 1973). Desta forma, ALMEIDA (op. cit.), embora com dúvidas, traçou o limite' do Cráton do São Francisco ao longo da falha de Itapebi, a qual corresponderia ao limite norte da faixa Araçuaí, situando o Grupo Rio Pardo como cobertura do Cráton. Esta visão é complementada em ALMEIDA et al. (1978), onde a bacia do Rio Pardo está incluída no extremo sudeste do setor oriental da Província Estrutural do São Francisco, representando uma extensão sobre o cráton da sedimentação associada ao geossinclíneo (Faixa Araçuaí), que se desenvolveu durante o ciclo Brasiliano ao longo da borda sudeste do Cráton do São Francisco (fig.4).

GONÇALVES et al. (1977) e SIQUEIRA at el. (1978) sugerem que os metassedimentos do Grupo Rio Pardo se enquadram na Faixa de Dobramentos Araçuaí, aparentemente satisfazendo o modelo geossinclinal clássico. Neste modelo é proposto' um sulco eugeossinclinal para os xistos do Grupo Macaúbas de Itambé, Maiquinique e Itajimirim (fig.5), e um sulco miogeossinclinal para os metassedimentos do Grupo Rio Pardo, incluindo ' ainda uma antefossa molássica para a Formação Salobro.

Propõe-se neste trabalho a subdivisão da bacia do Rio Pardo em duas unidades lito-estruturais que correspondem a um zoneamento tectônico. A unidade ao norte da importante falha inversa que secciona a bacia na direção NW-SE (fig. 5), caracteriza um ambiente cratônico a peri- cratônico, com somente uma fase principal de dobramento, metamorfismo ausente a incipiente e encurtamento suave (15%), que torna esta cobertura metassedimentar com características autóctones. Já ao sul desta falha NW-SE, o dobramento é intenso, principalmente da segunda fase, causando um encurtamento forte (cerca de 40%), empregando características sub-autóctones a alóctones a esta cobertura. Seu metamorfismo é crescente de norte para sul, atin -

gindo o grau fraco (fácies xisto verde). Esta segunda unidade lito-estrutural da bacia já corresponde a um ambiente tectônico de faixa dobrada (Fig.5).

Estas características estruturais apoiam a proposta de ALMEIDA et al. (1978) sobre o caráter gradativo do limite sudeste do cráton do São Francisco. Considera-se aqui a passagem do domínio peri-cratônico para o de faixa dobrada como sendo o limite do cráton do São Francisco nesta área (Fig.5).

Fig. 4 - O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO
(modif. de Almeida, 1977)

Fig. 5 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO GRUPO RIO PARDO

SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DO GRUPO RIO PARDO

IV- GEOLOGIA DO GRUPO RIO PARDO

1. DELIMITAÇÃO ATUAL DA BACIA DO RIO PARDO

Os metassedimentos da bacia do rio Pardo estão expostos num polígono irregular com área de 2040Km². O limite nordeste da bacia representa um contato normal da Formação Panelinha (formação basal da seqüência do Grupo Rio Pardo) sobre os granulitos da região costeira. Já o setor noroeste da bacia (noroeste de Pau Brasil) possue contatos predominantemente tectônicos, atingindo um padrão imbricado de cunhas do embasamento jogadas sobre os metassedimentos na direção NE (anexo2).

O limite ocidental e sul da bacia também é predominantemente tectônico, caracterizado por falhas inversas com vergência tectônica E-NE na parte ocidental e N-NE na borda sul. Na direção leste, os metassedimentos submergem sob a cobertura tabular dos arenitos terciários correlacionados à Formação Barreiras definida na área por CARVALHO & GARRIDO (1966).

A continuidade da bacia do rio Pardo na direção oeste, além dos falhamentos inversos,é evidenciada por testemunhos de metacalcários dolomíticos (mármores) a sul de Potiraguá e a oeste de Itarantim. Estes metacarbonatos são incluídos na Formação Serra do Paraíso devido à sua semelhança litológica e estrutural com os mármores da região do rio Salsa (próximo a Santa Maria Eterna). COSTA PINTO (1977) correlacionou os metadolomitos e metacalcários de Itororó (norte de Potiraguá) com os metacarbonatos de Formação Serra do Paraíso com base nas relações isotópicas de carbono e oxigênio, sugerindo a extensão original da bacia do Rio Pardo até esta região.

2- O EMBASAMENTO DO GRUPO RIO PARDO

A borda norte da bacia do rio Pardo é constituída por rochas metamórficas de alto grau, da fácies granulito, pertencentes ao "Complexo Granulítico de Jequié", definido por CORDANI (1973) como sendo uma unidade geotectônica do Cráton do São Francisco de caráter policíclica formada em torno de 2700 m.a.(ciclo Guriense) e parcialmente rejuvenescida a 2000ma em conseqüência do ciclo orogênico Trans-Amazônico.

SOUTO et al. (1971), baseados em análises petrográficas, identificaram na região norte da bacia granulitos quartzo-feldspáticos, granulitos básicos, hiperstênio granulitos e sienito-gnaisses. Os granulitos quartzo-feldspáticos são leucocráticos, compostos por quartzo azulado, microclíneo e plagioclásio albítico, as vezes com a presença de granada porfiroblastica e silimanita tabular em matriz grosseira ligeiramente orientada. As rochas granulíticas de mineralogia semelhante a dioritos e gabros foram classificadas como granulitos básicos. São compostos por anfibólios (hornblenda) e piroxênios (diopsídio e hiperstênio), plagioclásio como único mineral claro importante e tremolita-actinolita além de quartzo como minerais de pequena expressão percentual. Os hiperstênio granulitos caracterizam-se pela presença de quartzo, hiperstênio e granada além de magnetita numa proporção significativa, o que emprega a rocha uma alta densidade. As rochas denominadas sienito-gnaisses deferenciam-se macroscopicamente das demais acima descritas devido à sua coloração rosada e estrutura bandada em função da intercalação de zonas ricas em máficos entre as bandas feldspáticas de granulação média a grossa. Sua mineralogia é basicamente composta por feldspatos pertíticos, às vezes porfiroblasticos, com microclíneo e plagioclásio albítico e diopsídio como principal mineral máfico, além de hornblenda. Estes sienito gnaisses estão intercalados na forma de faixas N-S concordantes com a estrutura regional dos granulitos.

A borda ocidental da bacia é formada por gnaisses porfiroblasticos e migmatitos bandados. SILVA FILHO et al. (1974) correlacionaram geneticamente estes gnaisses ao complexo granulítico acima descrito devido à presença nos gnaisses de intercalações granulíticas ácidas. Macroscopicamente estes gnaisses caracterizam-se pela presença de porfiroblastos de feldspatos potássicos brancos e esverdeados, bastante fraturados e estirados, com matriz grosseira marcada por grãos milimétricos de quartzo azul. Sua mineralogia é formada por microclíneo pertitizado, dominante sobre o plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Como minerais acessórios observou-se apatita, zircão e ilmenita, conforme SOUTO et al. (1971).

Localmente ocorrem biotita moscovita-gnais

ses, os quais em direção a margem sul da bacia tornam-se mais expressivos, juntamente com micaxistos (moscovita xistos e moscovita biotita quartzo xistos) e intercalações de anfibolito.

CORDANI (1973) obteve duas isócronas Rb/Sr em rocha total para a unidade gnaissica do sul da Bahia, com valores de 680 m.a. e 550±80 m.a., incluindo-as no ciclo Brasiliano. Trabalhos recentes (SATO, 1986) comprovaram tratar-se de rochas do ciclo Transamazônico, rejuvenescidas no ciclo Brasiliano.

3- LITOESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO

3.1- INTRODUÇÃO

Propõe-se neste trabalho um novo quadro litoestratigráfico para a bacia do Grupo Rio Pardo, constituído por três formações, da base para o topo: Formações Panelinha, Itaimbé e Salobro. A Formação Panelinha, com sedimentos clásticos grosseiros, ocorre diretamente sobre o embasamento nas bordas norte e noroeste da bacia, conforme é visualizado no mapa geológico (anexo 2) e nas seçoes A-E', H-H', I-I' e J-J' (anexo 3). A Formação Itaimbé, formalizada no item 3.3., representa o segundo evento sedimentar na bacia. É formada pelos Membros Camaçã, Água Preta, Serra do Paraíso e Santa Maria, os quais representam variaçoes faciológicas laterais. A passagem gradativa entre os Membros Camaçã e Água Preta pode ser observada nas seções H-H' e I-I' (anexo 3). As duas seções estão separadas por um anticlinório com largura aproximada de 8Km, falhado no flanco nordeste junto ao embasamento. No flanco nordeste deste anticlinório (extremo sudoeste da seção H-H'), os pelitos Camaçã são diretamente transgressivos sobre a Formação Panelinha. No flanco sudoeste desta estrutura (extremo nordeste da seção I-I') os pelitos com intercalações psamíticas do Membro Água Preta cobrem por sua vez diretamente a Formação Panelinha. Conclui-se portanto, que em cerca de 10Km ocorre a passagem lateral do Membro Camaçã para o Água Preta. O Membro Camaçã ocupa o norte da bacia, enquanto o Água Preta caracteriza o setor central desta. A variação faciológica lateral gradativa entre os Membros Serra do Paraíso e Água Preta é visualizada na seção I-I' (anexo 3), que representa um sinclinal assimétrico com flanco sudoeste in-

verso. No flanco nordeste, o Membro Água Preta está normalmente sobre os psefitos Panelinha, enquanto no flanco sudoeste as rochas metacarbonatadas do Membro Serra do Paraíso são transgressivas sobre a Formação Panelinha. Comprova-se assim uma variação lateral entre estes dois litofácies. O Membro Serra do Paraíso, predominantemente carbonático e característico da margem oeste e sudoeste da bacia, apresenta um aumento de intercalações quartzíticas em direção ao setor sudeste da bacia. Este fácies psamito-carbonatado da região sudeste da bacia constitui o Membro Santa Maria. No topo da seqüência do Grupo Rio Pardo encontra-se a Formação Salobro, em discordância erosiva sobre a Formação Itaimbé.

3.2.- FORMAÇÃO PANELINHA

A Formação Panelinha foi pela primeira vez formalizada como unidade basal do Grupo Rio Pardo por PEDREIRA et al. (1969), os quais derivaram o nome a partir da vila denominada São João do Panelinha, onde, nos arredores, observaram sobre o embasamento meta-conglomerados petromíticos com matriz grauváquica e seixos do embasamento. Incluiram também nesta Formação os metarcóseos que ocorrem na margem oeste e noroeste da bacia, sempre sobre o embasamento. Com os trabalhos de GONÇALVES et al. (1977) a área de ocorrência desta Formação foi ampliada através da observação de metaconglomerados ao longo do rio São Pedro, borda norte da bacia.

Esta Formação aflora ao longo de estreitas faixas com largura irregular (entre 20m e 1,5 Km), cobrindo e margeando o embasamento em posição estratigráfica normal (domínio cratônico), ou, tectonicamente abaixo do embasamento, associada a flancos inversos, como na borda ocidental, ao longo da serra da Água Branca. Neste último caso, pertence ao domínio de faixa dobrada da Bacia do Rio Pardo, conforme será explicitado no item de Geologia Estrutural.

Os psefitos e psamitos Panelinha apresentam um início de metamorfismo evidenciado pela presença de sericita e clorita definindo uma foliação metamórfica incipiente, visível em seção delgada. Optou-se portanto designá-los como metassedimentos. A espessura da Formação Panelinha, medida nas seções realizadas (anexo 3), varia entre 100 e 400m, adotando -

se aqui um valor médio de 200m, o qual é predominante.

3.2.1.- DESCRIÇÃO LITOLÓGICA

A Formação Panelinha é composta principalmente por metaconglomerados polimíticos, com matriz de metagrauvaca grosseira litofeldspática e arcoseana, na base e secundariamente por metagrauvacas conglomeráticas e metacórseos no topo (fig.6). Para identificação e definição das grauvacas utilizou-se a conceituação de PETTIJOHN (1975).

Fig. 6 - COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA DA FM. PANELINHA

Metaconglomerados

Estes têm sua ocorrência típica em São João do Panelinha, à beira da Br-101 (pontos 8 e 9) e na estrada que liga a localidade acima a Jacareci, no vale do córrego Panelinha (ponto 4). Ocorrem também ao longo do vale do rio São Pedro conforme GONÇALVES et al. (1977).

Foram classificados neste trabalho como meta-ortoconglomerados polimíticos com matriz de metragrauvaca grosseira litofeldspática e arcoseana (Foto 1). Os seixos são compostos principalmente por granulitos ácidos de granulação grosseira, coloração esverdeada e estrutura bandada e sienito

gnaisses caracterizados por feldspatos róseos, ambos típicos do embasamento subjacente. Ocorrem também seixos de granulito básico, de granulação média e coloração cinza escuro, além de seixos isolados de diabásio e quartzo leitoso. Os seixos de diabásio provêm dos diques básicos que cortam o embasamento da bacia. As dimensões dos seixos são muito variadas, desde alguns milímetros, formando grânulos angulosos, até calhaus com até 20cm de eixo maior. Entre os grânulos observa-se fragmentos líticos e grãos de quartzo azul subarredondados a angulares. A fração mais grosseira com seixos e calhaus apresenta-se predominantemente sub-angulosa a subarrendoda (conforme as classes de arrendondamento de POWERS, 1953).

A matriz destes metaconglomerados também apresenta grandes variações granulométricas. Há trechos onde predomina a fração areia grossa (0,5 a 0,8 mm) com espaço intersticial preenchido atualmente por clorita e sericita, enquanto em outros pontos a matriz predominante é areia fina com um aumento dos espaços intergrãos preenchidos por sericita, o que torna a rocha mal selecionada. Sua mineralogia observada em seção delgada é composta por fragmentos líticos e grãos de feldspato potássico (microclíneo e ortoclásio), anfibólios, quase sempre cloritizados e quartzo, em ordem decrescente de freqüência, caindo no campo dos arcóseos. Por outro lado, ocorrem trechos onde a matriz é predominantemente pelítica, composta por clorita e sericita (cerca de 30%) com grãos líticos e feldspáticos, correspondendo a uma grauvaca lítica (segundo classificação de PETTIJOHN et al., 1973). Como minerais acessórios observou-se alguns grãos de titanita , zircão e carbonato de origem secundária, além de grãos milimétricos de sulfetos disseminados entre os quais identificou-se pirita e pirrotita.

A relação alta entre seixos e matriz(70% de seixos), assim como a grande variação granulométrica, tornam este conglomerado clasto suportado, mal selecionado e polimodal. A estrutura dos metaconglomerados é maciça. Observa-se em alguns pontos um aumento no conteúdo de matriz sugerindo uma gradação incipiente.

Estes ocorrem a oeste de Camacã, sobre o embasamento, através de contato por falha normal subvertical (Ponto 171), assim como a noroeste de Pau Brasil (Pontos 178, 294, 303) em contato normal sobre os granulitos do embasamento.

No ponto 171 (oeste de Camacã), os arcóseos são caracterizados pela predominância dos grãos de feldspato sobre fragmentos líticos conforme avaliação visual em seção delgada. Macroscopicamente os metarcóseos caracterizam-se por coloração cinza claro com bandas amareladas, grãos na fração de areia média a grossa e baixo grau de selecionamento. A estratificação é plano-paralela evidenciada por níveis ricos em magnetita os quais marcam frequentemente a base de gradações granulométricas normais. A espessura dos estratos varia entre 0,5 e 1,5 cm empregando à rocha um aspecto bandado. Em seção delgada os grãos apresentam-se subangulares, com dimensoẽs entre 0,2 a 1,2mm, predominando o diâmetro em torno de 0,5mm. São compostos por cerca de 60% de quartzo, 30% de feldspatos e 10% de fragmentos líticos e matriz micácea formada por sericita e moscovita fina. Entre os feldspatos identificou-se feldspato potássico tipo microclíneo e ortoclásio e secundariamente grãos de plagioclásio, muitas vezes sem geminação bem definida. A sericita juntamente com a moscovita da matriz emprega à rocha, em seção delgada, uma foliação metamórfica incipiente. Identificou-se ainda grãos detríticos de anfibólio, titanita e zircão.

A norte-noroeste de Pau Brasil (Ponto 294) os metarcóseos assemelham-se muito aos descritos acima. Nesta faixa, ocorrem intercalaçoẽs de níveis centrimétricos de arcóseos conglomeráticos, com seixos subarrendodados variando entre 0,5 a 2 cm, principalmente de rochas do embasamento e veios de quartzo. A estratificação nesta área torna-se mais evidente com estratos de 2 a 10 cm de espessura com presença de gradação normal incipiente nos níveis de areia média a fina. Há também intercalaçoẽs de arenitos cuja composição tende a de grauvacas. Esta fácies torna-se predominante em direção ao topo dos metarcóseos.

Ainda nesta área, a noroeste de Pau Brasil (Ponto 303), observou-se metarcóseos litofeldspáticos finos e grosseiros, de coloração cinza claro. Estes são compostos quase que exclusivamente por fragmentos líticos subarrendodados a

angulosos com dimensões entre 0,2 a 1mm. São frequentes também grânulos e pequenos seixos líticos de quartzo leitoso com diâmetros entre 2 a 5mm. Apresentam estrutura maciça sem indicação clara de estratificação.

Metagrauvacas com níveis conglomeráticos

Esta litologia ocorre de forma mais expressiva ao longo de uma faixa N-S com até 300m de largura a sudoeste de Pau Brasil (Ponto 264 e arredores), atualmente em flanco inverso sob o embasamento, marcando a borda da bacia nesta área. Observou-se também arenitos grauváquicos como intercalações decimétricas nos arcóseos acima descritos.

No ponto 264 ocorrem metragrauvacas grosseiras litoclásticas e arcoseanas (Foto 2) de coloração cinza esverdeado com bolsões conglomeráticos (Foto 3). São constituídas por clastos quartzo-feldspáticos, grãos de microclíneo, plagioclásio, quartzo e magnetita, subangulares a angulares com matriz micácea fina de sericita, moscovita e clorita. A magnetita concentra-se em lâminas finas evidenciando o acamamento nas metagrauvacas aparentemente maciças. Como minerais detríticos acessórios identificou-se titanita, anfibólio e zircão. A matriz pelítica perfaz cerca de 20% nas seções delgadas observadas, enquanto que o restante é formado predominantemente por litoclastos submilimétricos e milimétricos. Os grãos de quartzo exibem coloração azulada, típica dos granulitos quartzofeldspáticos do embasamento. Os bolsões conglomeráticos possuem forma irregular e espessura desde alguns centímetros até 2 metros. Entre os seixos predominam os de granulito quartzo-feldspático seguidos por quartzo e alguns seixos menores de rocha básica afanítica. Há trechos onde a matriz arenosa predomina sobre os seixos, tendendo a um paraconglomerado . A dimensão dos seixos é bastante variável, sendo que há localmente calhaus com até 40cm.

O acamamento é visível nas metagrauvacas através de variaçoẽs granulométricas que imprimem à rocha um aspecto bandado (Foto 2), através de leitos mais ricos em matriz alternados com estratos mais arenosos, à vezes com estratificação cruzada tabular em "sets" centimétricos. São frequentes

também camadas de até 30cm de espessura com estratos cruzados tabulares. Estes níveis bem estratificados alternam-se com zonas maciças ou com estratificação plano-pararela, principalmente junto aos conglomerados.

Metabrecha sedimentar

Este fácies ocorre na margem oeste da bacia do Rio Pardo (Ponto 309), a sul de Pau Brasil. Sua espessura máxima atinge 200m, aflorando ao longo de uma faixa que contorna a leste e oeste um alto estrutural do embasamento.

Estra brecha é composta por fragmentos que variam desde alguns centímetros até 5m de eixo maior (Foto 4). Predominam blocos e matacões de gnaisse profiroblástico caracterizado por bandas ricas em quartzo azulado. Estes matacões apresentam forte arredondamento devido à esfoliação esfereoidal que sofreram antes de sua deposição (Foto 4). Os clastos menores são compostos tanto pelo gnaisse acima citado como também por sienito-gnaisses , característicos pela cor rosada; quartzo leitoso e diabásio. Apresentam-se sub-angulares. A matriz é mal selecionada, grosseira, de composição típica de uma grauvaca litofeldspática.

Utilizou-se aqui o termo metabrecha sedimentar para diferenciar esta litologia dos metaconglomerados já descritos, pois a primeira apresenta seus clastos bem mais angulosos que os conglomerados propriamente ditos.

3.2.2- AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO

A Formação Panelinha marca o início da história sedimentar da Bacia do Rio Pardo. Conforme descrito no item anterior, esta Formação é caracterizada por um conjunto de rochas clásticas grosseiras a médias, cuja composição e estrutura refletem diretamente o embasamento e sua tectônica.

Os conglomerados maciços e a brecha sedimentar representam fácies proximais de sistemas deposicionais do tipo leque aluvial (conforme modelo de RUST, 1979, fig. 7), o que implica num relevo acidentado adjacente à bacia em início de subsidência. Neste quadro, a brecha sedimentar da borda oes-

te corresponde a uma sedimentação em resposta a falhamentos normais que causaram o abatimento de blocos do embasamento e formação de altos que agiram como área fonte. Os conglomerados da margem norte também indicam sedimentação associada a fortes desníveis. A característica maciça da brecha e dos conglomerados e sua matriz areno-argilosa extremamente mal selecionada sugerem deposição subaérea a subaquática com transporte por gravidade, o que se coaduna com a fácies proximal de fluxos detríticos ("debris flows") associados à encostas íngremes (READING, 1978).

Fig. 7 - CORTE TRANSVERSAL DE UM LEQUE ALUVIAL ASSOCIADO À FM. PANELINHA (Adaptado de Rust, 1979)

Por outro lado, os arcóseos e grauvacas litofeldspáticas com laminação plano-pararela e cruzada representam fácies distais destes leques aluviais, depositados em ambiente subaquático com fluxo de água. Os níveis e bolsões conglomeráticos intercalados nesta fácies distal indicam a recorrência de deslizamentos de material detrítico grosseiro acumulado nas margens da bacia sobre porções mais internas. O caráter gradativo observado localmente nos arcóseos também deve ser um produto de deslizamentos subaquáticos devido ao soerguimento tectônico das bordas da bacia.

Os sulfetos (pirita e pirrotita) disseminados nos metaconglomerados indicam ambiente redutor e rápido soterramento no início do desenvolvimento da bacia.

Sugere-se, a nível hipotético, em função da preservação de feldspatos e anfibólios nos metarcóseos e metagrauvacas, mesmo em fácies distais, um clima relativamente

seco. Mas, a presença de estruturas de fluxo laminar de água e o caráter grosseiro da sedimentação indicam épocas de precipitações importantes que possibilitaram o transporte deste material. Esboça-se, portanto, um clima seco mas com períodos de chuvas fortes para a época de deposição da Formação Panelinha.

3.3.- FORMAÇÃO ITAIMBÉ

3.3.1.- ASPECTOS GERAIS

Esta formação é composta por quatro membros, os quais representam variações faciológicas laterais. Seu nome foi derivado da cidade de Itaimbé, principal localidade no setor centro-sul da bacia, a beira da BR antiga, ao longo da qual se observa uma das seções mais completas desta Formação (seção F-G', anexo 3). Os nomes Camacã, Água Preta, Serra do Paraíso e Santa Maria, propostos por PEDREIRA et al. (1969), para designar Formações, são mantidos aqui, correspondendo a Membros da Formação Itaimbé.

Optou-se por um esquema litoestratigráfico formado por Membros, pois observou-se que o conjunto pelito carbonático com intercalaçoẽs psamíticas da região de Camacã (Membro Camacã) pode ser diretamente correlacionado aos pelitos (Membro Àgua Preta) que ocorrem sobre a Formação Panelinha a sul e sudeste de Pau Brasil e que gradam para uma unidade carbonática com intercalaçoẽs pelíticas e psamíticas em direção sudoeste, conforme foi discutido na introdução do item 3.

Os metapelitos com intercalaçoẽs psamíticas e carbonáticas do Membro Água Preta, a sul de Pau Brasil, estendem-se em direção sudeste, sendo limitados a nordeste por uma falha inversa que coloca estes sobre a Formação Salobro (Seçoẽs A-E' e F-G', anexo 3). Por outro lado, em direção sul, o Membro Água Preta ora está sobre o conjunto predominantemente metacarbonático (Membro Serra do Paraíso) da borda sul da bacia, conforme a seção A-E', ou encontra-se sob este mesmo, como foi observado nas seçoẽs F-G', K-K' e L-L' (anexo 3).

Cabe ressaltar aqui, que esta unidade metacarbonática encontra-se em contato normal sobre os metapse-

fitos da Formação Panelinha, conforme observado na borda oeste da bacia (seções I-I' e K-K', anexo 3). Conclui-se assim, que os metapelitos da região de Camacã possuem a mesma posição estratigráfica dos metacarbonatos da borda oeste, o que permite sugerir uma variação faciológica dos pelitos a NE para os carbonatos a SW (Fig. 8) , ou seja, os metapelitos correspondem ao Membro Camacã e a unidade metacarbonática ao Membro Serra do Paraíso, ambos constituindo uma só formação. O contato entre os dois membros acima é gradativo, conforme foi observado a sul de Pau Brasil, onde, em direção SW, a partir da ponte sobre o rio Água Preta (seção I-I') as intercalaçoẽs metacarbonáticas aumentam, até se atingir o domínio dos calcoxistos, metadolomitos e quartzitos intercalados. Já no setor sul da bacia, este mesmo contato é mais brusco. O fato do Membro Serra do Paraíso ora estar sobre os pelitos e psamitos Água Preta e ora mergulhar sob os mesmos é explicado pelo caráter gradativo e interdigitado' deste contato (Fig. 8).

O Membro Santa Maria representa um aumento das intercalaçoẽs psamíticas nos metarcarbonatos Serra do Paraíso. Esta variação faciológica ocorre na passagem do setor sudoeste para o sudeste da bacia. Os dados de mapeamento geológico atualmente disponíveis não permitem um traçado seguro desta transição.

O Membro Água Preta é interpretado aqui como sendo uma variação faciológica lateral do Membro Camacã , expressa pelo aumento de intercalaçoẽs psamíticas conforme se atinge zonas mais centrais da bacia. Observou-se estes metarenitos ao longo da seção geral N-S da bacia, logo após a falha inversa que limita estes sedimentos com a Formação Salobro. Considerando a correlação das rochas que ocorrem no bloco sudoeste da falha inversa com aquelas do Membro Camacã e sendo o rejeito da falha inversa predominantemente vertical, conclui-se que o Membro Água Preta corresponde a níveis mais profundos e internos da bacia.

3.3.2.- MEMBRO CAMACÃ

A denominação deste membro provém da Formação Camacã, proposta por PEDREIRA et al. (1969) para as ro

Deposição das Formações Panelinha e Itaimbé

Epirogênese e deposição da Formação Salobro, transgredindo localmente sobre o embasamento. Migração do depocentro para NE. Estruturação em grabens hipotética

Fig. 8 - ESQUEMA DA LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO GR. RIO PARDO

chas clásticas finas, com intercalações carbonáticas, anquimetamórficas, que ocorrem nos arredores da cidade homônima.

Sua área de ocorrência é no setor nordeste da bacia (Unidade lito-estrutural I), apresentando baixo grau de deformação e metamorfismo, conforme será exposto no item geologia estrutural. Seu limite norte é através de contato normal sobre os metaconglomerados Panelinha e localmente tectônico' com o embasamento (oeste e noroeste de Camaçã), por falhas normais de alto ângulo. Na direção leste, submerge na cobertura Terciária da Formação Barreiras. A sul é coberto pela Formação Salobro através de uma discordância erosiva, observável na seção da Serra do lapão (anexo 3, seção N-N'), onde ocorrem metaconglomerados com seixos de pelitos e carbonatos típicos do Membro Camaçã e Serra do Paraíso.

A coluna litoestratigráfica tipo do Membro Camaçã (fig.9) foi obtida com base nas seções M-M' e N-N'(anexo 3), entre o embasamento junto ao rio São Pedro e a encosta da Serra do Lapão (fig.10). O nível carbonático superior desta ' coluna não foi observado nesta seção, mas em função de sua posição relativa à base da unidade, foi inserido na coluna litoestratigráfica geral do Membro Camaçã. A espessura mínima do Membro Camaçã foi avaliada em 2000m, a partir destas seções. Este valor é aproximado, pois a estratificação possue um mergulho variado, localmente com ondulações e dobras abertas. Utilizou-se um mergulho médio de 10º para o trecho inicial da seção M-M', o que fornece 1000m de espessura. O segmento, onde se observaram dobras , não foi incluído. A partir da seção da serra do Lapão, obteve-se também 1000m de espessura mínima, com um mergulho médio de 15º . As duas espessuras foram somadas, pois as seções complementam-se.

Os afloramentos são de modo geral fortemente intemperizados e descontínuos, com excessão da encosta da serra do Lapão, pontos ao longo do córrego Zueiro e algumas pedreiras de metacalcários argilosos e metassiltitos carbonáticos. A seção mais continua, apesar de bastante intemperizada, é observada ao longo da BR-101 entre São João do Panelinha e o trevo para Santa Luzia e Canavieiras (seção A-B', anexo 3).

Fig. 9 – COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DO MEMBRO CAMACÃ, FM. ITAIMBÉ

Fig. 10 - LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES TIPOS, NA FM. ITAIMBÉ
Membros: 1-Camacã; 2-Água Preta; 3-S. do Paraíso; 4-Sta. Maria

O Membro Camacã é composto predominantemente por metassilitos e ardósias laminadas. Neste pacote pelítico intercalam-se, em ordem decrescente de freqüência, metarenitos finos, metragrauvacas finas carbonáticas, metacalcários e metadolomitos.

Metassiltitos, ardósias e intercalaçoẽs de metarenito fino

Estas são as litologias predominantes deste membro. Os metassiltitos podem ser maciços como também finamente laminados. Os maciços formam camadas, que variam desde alguns centímetros até pouco mais de 1 metro, intercaladas em metassiltitos finamente laminados onde lâminas siltosas se alternam com argilosas (Foto 5). Sua coloração é cinza claro à bege, normalmente em adiantado estado de alteração intempérica, com coloraçoẽs avermelhadas e amareladas. Quando há predominância de lâminas argilosas sobre as siltosas, a rocha caracteriza uma ardósia. Micas detríticas são frequentes, formadas por flocos de moscovita que atingem até 0,5mm.

Os metassiltitos podem ser carbonáticos, como se observou numa pedreira na cidade de Camacã (Ponto 165). Em seção delgada, estes apresentam grãos angulosos de quartzo e feldspato (microclíneo e plagioclásio) com dimensoẽs entre 0,006 a 0,015mm, granulometria de siltito fino a médio (escala de WENTHWORTH, 1922), perfazendo de 30% a 40% do total da seção delgada. O restante é composto por micas finas, principalmente sericita e clorita (entre 40 e 50%) e grãos de carbonato (calcita) que podem atingir 10% do total. Cristais euhedrais submilimétricos de pirita são frequentes.

Observou-se estratificações cruzadas tabulares e tangenciais centimétricas nos metassiltitos, os quais passam a camadas centimétricas de metarenitos finos (Ponto 308).

Os metarenitos são pouco expressivos em relação à coluna geral do Membro Camacã. Sua estratificação é marcada por lâminas milimétricas com variação granulométrica. Esta laminação forma superfícies onduladas, com marcas de onda suaves associadas com estratificação cruzada tangencial e tabular (Fig.11). Nas depressões destas ondulações são freqüêntes

lentes de material argiloso, com dimensões entre 1 e 8 cm de comprimento e espessura variável. Micas detríticas também são comuns nestes metarenitos finos.

Fig. 11 – ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS E LENTES DE ARGILA EM ARENITOS MICÁCEOS, PONTO 318

Metagrauvacas finas carbonáticas

Estas afloram na forma de matações métricos no início da estrada que liga Camacã à BR-101 (Ponto 18). Possuem coloração cinza esverdeado e aspecto maciço com estratificação plano-pararela incipiente, marcada por lâminas mais ricas em material micáceo (Foto 6). Localmente observou-se pequenas estratificaçoẽs cruzadas tabulares. Caracterizam-se pela presença de cristais dispersos euhedrais de pirita, cujas arestas atingem até 2cm, ou formam aglomerados centimétricos de pequenos cristais. Em seção delgada, identificou-se grãos de quartzo e feldspato (plagioclásio e microclíneo), perfazendo cerca de 40% e 30%, respectivamente, além de 20% de micas finas, principalmente sericita e clorita. O carbonato (calcita) ocorre cimentando os grãos de quartzo e feldspato, chegando a 10% do total. A pirita, na forma de cristais, concentra-se ao longo de planos de estratificação. Grãos de mica detrítica foram indentificados como sendo de biotita e moscovita. Alguns grãos arredondados de apatita ocorrem como mineral acessório. A granulometria varia entre 0,06 a 0,2mm, enquadrando-se na faixa de areia fina a muito fina. Pelo fato desta rocha ser rica em feldspato, mal selecionada e imatura, com cerca de 15% de matriz micácea, pode ser classificada como metagrauvaca fina com carbonato e pirita(classificação de PETTIJOHN, 1975). Utiliza-se o prefixo de meta, pois a sericita e clorita indicam um leve metamorfismo nestas rochas, pois acompanham uma foliação metamórfica incipiente do

tipo clivagem ardosiana.

Metacalcários argilosos

Rochas carbonáticas ocorrem no Membro Camacã na forma de intercalações tanto na parte basal como no seu topo.

A norte de Camacã (Ponto 308), assim como ao longo do córrego Zueiro (Ponto 320) e na cachoeira Bonita (Ponto 189), a noroeste de Santa Luzia, observou-se intercalaçoẽs centimétricas a decimétricas de metacalcários argilosos em metassiltitos, localizadas mais próximas da base desta unidade. Estas intercalaçoẽs possuem espessura centimétrica a decimétrica, com contatos gradativos, marcados pelo aumento da fração carbonática em material siltoso, até atingir um verdadeiro calcário. Este metacalcário, de coloração cinza escuro e granulação fina, em seção delgada exibe estratificação marcada por variaçoẽs na granulometria e conteúdo pelítico. Há lâminas finas com cerca de 70% de calcita e 30% de sericita e quartzo que se alternam com lâminas onde os filossilicatos atingem 60% e o carbonato cerca de 30%, sendo o restante formado por opacos e uma matriz afanítica negra. Estas lâminas possuem espessura entre 0,6 a 1mm, dando um aspecto rítmico à rocha. Ocorrem também intraclastos submilimétricos de carbonato e grãos angulosos de quartzo. Observou-se microlaminaçoẽs cruzadas associadas a estes intraclastos. Os grãos carbonáticos são finos, com dimensoẽs entre 0,015 a 0,006mm. Classifica-se esta rocha carbonática como **metacalcário dolomítico argiloso microesparítico com intraclastos**, utilizando a terminologia de FOLK (1959). Entre o córrego Zueiro (Ponto 320) e cachoeira Bonita (Ponto 189), observou-se uma intercalação carbonática com cerca de 200m de espessura, avaliados a partir da distância entre os dois pontos e um mergulho de 15º. Este nível carbonático estende-se numa faixa aproximadamente NW-SE e E-W até as proximidades de Santa Luzia. É caracterizado por camadas cantimétricas a métricas de metacalcários que se alternam com lâminas milimétricas a centimétricas de metapelitos. Sua coloração varia entre cinza escuro e claro. Em seção delgada, observou-se uma laminação marcada por variação nas dimensões das partículas carbonáticas (entre 0,006 e 0,012mm) assim como no conteúdo pelítico (sericita). Níveis

com microestratificação cruzada, ondulações e interdigitação entre lâminas mais argilosas e carbonáticas associados com intraclastos são comuns na escala microscópica. As lâminas pelíticas são compostas por sericita e alguns grãos de quartzo. Estas rochas metacarbonatadas são compostas por 80 a 90% de carbonato, 10 a 15% de sericita, a às vezes cerca de 5% de quartzo e opacos (pirita).

Na seção a sudoeste de Pau Brasil (seção I-I', anexo 3) ocorrem intercalaçoẽs centimétricas de metacalcários nos metapelitos, formando um metaritmito pelito-carbonatado (Ponto 180). Estas intercalações tornam-se mais espessas em direção SW, onde passam a caracterizar o Membro Serra do Paraíso, com predominância de calcoxistos e metacalcários com níveis arenosos. Em seção delgada, estas intercalaçoẽs carbonáticas (Ponto 180) revelaram ser compostas de calcita, moscovita e sericita. As micas concentram-se em lâminas milimétricas. Os grãos de carbonato apresentam-se recristalizados. Além de camadas de metassiltito e metacalcário, observou-se neste metaritmito camadas centimétricas de quartzito fino carbonático (Ponto 181).

Os metacarbonatos do Membro Camacã' constituem um fácies secundário em relação ao pacote pelito-psamítico. Conforme as seçoẽs realizadas, conclui-se que os metacarbonatos formam dois níveis principais com contatos gradativos na sequência, sendo que um está próximo à base e o outro junto ao topo, os quais gradam lateralmente para a unidade francamente carbonática correspondente ao Membro Serra do Paraíso.

3.3.3- MEMBRO ÁGUA PRETA

A denominação desta unidade litoestratigráfica foi derivada da Formação Água Preta, proposta por PEDREIRA et al. (1969). Conforme foi discutido no item 3.3.1., esta unidade de rochas pelito-psamíticas com intercalaçoẽs carbonáticas corresponde a um fácies distal do Membro Camacã, da Formação Itaimbé. Distingue-se do Membro Camacã pelo aumento de intercalações arenosas. Ocorre na unidade lito-estrutural II da Bacia do Rio Pardo, apresentando três fases de dobramento e metamorfismo de grau fraco, aspectos que serão detalhados no item de Geologia Estrutural e Metamorfismo.

O Membro Água Preta ocupa o setor central da Bacia do Rio Pardo, sendo limitado a nordeste pela falha inversa do Rio Pardo que o coloca sobre a Formação Salobro' (anexo 2). O contato sul e sudoeste do Membro Água Preta é interdigitado com o fácies carbonato-psamítico Serra do Paraíso, como pode ser observado nas seções ao longo da BR-101 e BR antiga, onde os pelitos Água Preta passam para calcoxistos e metacalcários quartzosos, respectivamente. Esta interdigitação é sugerida também pelo fato dos pelitos Água Preta ora estarem sobre os carbonatos Serra do Paraíso e ora sob os mesmos, como é observado nas seções da BR-101 e BR antiga (seções A-E' e F-G', anexo 3).

A espessura real do Membro Água Preta' é impossível de ser medida devido aos intensos dobramentos, principalmente da segunda fase, com transposição local. Faltam também camadas guias para detectar eventuais repetiçoẽs tectônicas, as quais devem estar presentes associadas aos dobramentos.

Uma espessura mínima aparente e após a 1ª fase de dobramentos, pode ser avaliada através dos trechos onde o acamamento possui comportamento relativamente uniforme, com mergulhos pouco variáveis, como acontece com as camadas de metarenito e metacalcário. Obteve-se uma espessura mínima de 300m ' entre os pontos 107 e 112, 1.000m entre 112 e 115 e mais 1.000m entre os pontos 120 e 129, perfazendo um total de 2.300m. Cabe ressaltar que estas medidas são imprecisas, indicando um valor semi-quantitativo e mínimo, pois não se levou em consideração' o restante da seção, onde os dobramentos da 1ª e 2ª fase são intensos, não permitindo uma avaliação segura.

O estabelecimento de uma coluna litoestratigráfica tipo para este Membro também é dificultado pelas complicações estruturais acima comentadas. Mas, em função dos tipos litológicos presentes e sua posição nas seçoẽs A-E' e F-G' é possível propor uma coluna que deve aproximar-se do empilhamento original destas rochas, conforme é apresentado na fig.12.

Fig. 12 – COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA DO MEMBRO ÁGUA PRETA, FORMAÇÃO ITAIMBÉ

DESCRIÇÃO LITOLÓGICA

O Membro Água Preta é composto por metassiltitos, filitos, metarenitos micáceos e carbonáticos e subordinamente por metacalcários argilosos dolomíticos, metadolomitos e paraconglomerados. Predominam metassiltitos e filitos laminados seguidos de metarenitos finos as vezes carbonáticos. Os metacalcários formam intercalações locais com pequenas espessuras, assim como o metadiamictito que foi observado somente no Ponto 113, na BR antiga.

Metassiltitos e Filitos Rítmicos

Estas litologias ocorrem normalmente finamente interestratificadas, havendo domínios com a predominância de uma ou outra. Logo após o contato tectônico com a Formação Salobro (BR-101), predominam filitos sobre metassiltitos (Ponto 60 a 71). Passando em direção sul, há um domínio de metassiltitos com metarenitos finos. Na BR antiga, os metassiltitos e filitos concentram-se também logo após a falha inversa (Ponto 103 a 105) e ao longo de um trecho a norte de Itaimbé (entre os Pontos 130 e 139). Em grande parte apresentam-se bastante intemperizados, com colorações avermelhadas e amareladas acompanhando a laminação sedimentar (Foto 7). Quando pouco altera

dos, os metassiltitos e filitos laminados possuem coloração cinza claro a bege. Localmente, ocorrem intercalações milimétricas a decimétricas de metarenito fino micáceo (Foto 8).

Estes metapelitos exibem estratificação bem desenvolvida, expressa por lâminas com espessura entre alguns milímetros até 1cm, num arranjo rítmico de granulometria mais grosseira (silte e areia fina) e fina (silte fino micáceo). Estas lâminas alternadas, separadas freqüentemente por um filme micáceo empregam à rocha um aspecto de ritmito. Estratificação gradacional freqüentemente ocorre nas lâminas de areia fina e silte. No Ponto 73 (Foto 9), observou-se lentes de areia fina a média nos metassiltitos e filitos laminados, com espessura milimétrica a 1cm e comprimento de até 15cm. No plano da estratificação, estas estruturas possuem forma alongada grosseiramente elíptica. Interpretou-se estas feições como estruturas tipo "linsen", conseqüentes da deposição de areia fina em depressões formadas por ondulações na estratificação dos pelitos. A granulometria predominante medida em seções delgadas varia entre 0,03 a 0,06mm, correspondendo à faixa de silte grosseiro, seguida pela faixa de 0,015 a 0,03mm (silte médio). Ocorrem, secundariamente, lâminas de areia fina, com grãos de quartzo de até 0,2mm e grânulos isolados de quartzo com até 1mm conferindo a esta fácies uma granulometria heterogranular nitidamente bimodal.

Sua mineralogia é composta por quartzo, moscovita, sericita, clorita e secundariamente calcita em camadas carbonáticas. Como minerais acessórios detríticos são freqüentes grãos de turmalina, zircão, feldspato (plagioclásio), apatita e palhetas de biotita e clorita, esta última formando, às vezes, nódulos. Pirita é comum nestes metapelitos, como cristais milimétricos estirados no plano da clivagem de fratura e de crenulação S_2.

Metarenitos Micáceos

A quantidade maior de metarenitos diferencia o Membro Água Preta do Membro Camacã. Observa-se bem esta litologia na seção da BR antiga (seçãoF-G' e pontos 106 a 110, 118, 120 a 122 e 125 a 129) e de forma menos contínua na

BR-101 (Pontos 69 a 72). O mapeamento dos níveis arenosos torna-se praticamente impossível pois representam intercalações com espessura centimétrica a métrica, localmente decamétrica, sempre com camadas de metassiltito e até filitos associados. Representam portanto zonas onde predominam areia finas com contatos gradativos e interstratificadas com pelitos.

Observou-se diversas estruturas sedimentares nestes metarenitos. A estratificação plano paralela caracteriza as camadas mais espessas. Internamente nestas camadas, há trechos com estratificação gradativa normal de areia grossa, localmente com grânulos de quartzo, para areia fina micácea (Foto 10, ponto 121). Neste mesmo afloramento, ocorrem também estratificações cruzadas do tipo acanalada associada a estratificação ondulada (Fig. 13-3). Minerais escuros (magnetita) concentram-se ao longo dos estratos cruzados e na base de estratos com gradação. No ponto 113, ocorre um notável afloramento de turboglifos na base de uma camada invertida de metarenitos argilosos (Foto 11). Estes são do tipo alongado simétrico, conforme classificação de DZULYNSKY & WALTON (1965). Camadas decimétricas internamente maciças de metarenito médio micáceo caracterizam o Ponto 129. Nos metarenitos micáceos antes de Gurupá Mirim (Pontos 242 e 243) observou-se manchas de espessura milimétrica, às vezes lentiformes de material pelítico, intensamente dobradas, as quais foram interpretadas como estruturas tipo "flaser". No mesmo afloramento é possível reconhecer estratificações cruzadas com "sets" de até 20cm em espessura, assim como estratificação ondulada ("wavy") com filmes micáceos de extensão lateral centimétrica e decimétrica.

A granulometria medida em seções delgadas destes metarenitos varia entre 0,075mm a 0,2mm, predominando a faixa de 0,09mm a 0,15mm, ou seja, areia muito fina a fina (escala de WENTWORTH, 1922).

Sua mineralogia é formada por quartzo (70 a 90%), e sericita e clorita metamórficas (entre 10 e 20%). Como minerais acessórios, observou-se biotita, de origem provavelmente clástica, atualmente alterada em grande parte para clorita; turmalina; plagioclásio e pirita. Nos metaritmitos (de areia fina e silte) ocorrem estratos carbonáticos com até 10% de calcita.

Fig. 13 - ESTRUTURAS PRIMÁRIAS DO MEMBRO ÁGUA PRETA - FM. ITAIMBÉ (BR - Antiga)

Rochas Metacarbonatadas

Estas formam dois níveis intercalados nos metapsamitos finos e metapelitos do Membro Água Preta. A primeira faixa carbonática estende-se grosseiramente na direção NW-SE, iniciando-se na extreminada NW da área de ocorrência deste membro (Ponto 93, margem direita do rio Água Preta), continuando no sentido SE, onde cruza a BR antiga (Ponto 114), próximo à ponte sobre o rio Água Preta, atingindo sua maior espessura. A partir deste ponto, não possue continuidade, possivelmente voltando a ocorrer nas proximidades de Teixeira do Progresso (Ponto 74). Representa o nível carbonático inferior no empilhamento geral do Membro Água Preta.

O segundo e mais jovem nível carbonático ocorre próximo a zona de contato com o Membro Serra do Paraíso, contornando este entre Gurupá Mirim e Itaimbé (Pontos 282 e 140). Estes metacarbonatos são semelhantes aos do Membro Serra do Paraíso, representando provavelmente uma interdigitação entre os pelitos-psamitos Água Preta e os carbonatos Serra do Paraíso.

Na margem direita do rio Água Preta, ponto 93, observou-se metadolomitos finamente laminados de coloração cinza escuro. Seus grãos de carbonato exibem início de recristalização, notando-se ainda formas subarredondadas típicas de carbonatos detríticos. O tamanho dos grãos varia entre 0,015 a 0,03mm, caindo na faixa de calcilutitos médios a grosseiros, segundo classificação de FOLK, (1959). Grãos de quartzo perfazem cerca de 10% do total da rocha. Análises químicas destes carbonatos, apresentadas por SOUTO et al. (1971), revelaram composição no campo dos dolomitos(Fig.14).

Estes carbonatos do ponto 93 estendem-se numa faixa até a BR antiga (Pontos 114 e 115), onde estão expostos numa pedreira na localidade denominada Nancy. Apresentam-se estratificados com camadas decimétricas a métricas alternadas de metacalcários dolomíticos cinza claros e cinza escuros. Estas camadas possuem internamente laminação plano paralela (bastante deformada por dobramentos da segunda fase) expressa por estratos centimétricos carbonáticos separados por lâminas milimétricas de filito branco composto por sericita ,

moscovita, quartzo e carbonato. Nos estratos mais escuros, ocorrem níveis intraclásticos, com clastos entre alguns milímetros' até 1cm, arredondados a angulosos.

De modo geral, estes metacalcários (metadolomitos) são compostos por 80% de carbonato e 20% de quartzo e moscovita. Seus grãos apresentam recristalização, possuindo dimensões entre 0,006 a 0,012mm. Suas relaçoẽs MgO/CaO caem predominantemente no campo dos calcários dolomíticos (Fig.14) . Várias amostras apresentaram um excesso de Mg, caindo assim fora do campo de diagrama de Sougy. Este excesso é explicado pela presença de talco nestas rochas carbonatadas, identificado por difratometria de Raios- X. O talco ocorre principalmente nas lâminas carbonáticas ricas em minerais micáceos, não sendo distingüível em seção delgada.

Nos arredores dp Ponto 74 (BR 101) ocorre uma intercalação de metacalcário com laminação incipiente e coloração cinza médio. Seus grãos de calcita estão recristalizados com textura nematogranoblástica e dimensões entre 0,13 e 0,28mm. Além de carbonato, esta rocha é composta por cerca de 5% de quartzo e 5% de sericita e moscovita e grãos isolados de plagioclásio detrítico. Esta ocorrência de metacalcários é correlacionável ao primeiro nível carbonático intercalado nos pelito-psamitos Água Preta.

No ponto 282 (logo a norte de Gurupá ' Mirim) ocorrem metacalcários cinza escuros intercalados nos metassiltitos e metarenitos. Formam camadas com até 10m de espessura. Sua continuidade lateral não é observável em superfície . Apresentam-se estratificados em camadas plano-paralelas decimétricas internamente maciças. Os metacalcários do Ponto 140 (BR antiga, ao norte de Itaimbé), também são cinza escuros, possuindo uma espessura aproximada de 400m. Diferem do ponto anterior apenas pela presença de camadas centimétricas intercaladas de filito cinza carbonático. Estes dois afloramentos fazem parte do segundo nível de metacarbonatos intercalados no Membro Água Preta, na zona de transição com o Membro Serra do Paraíso.

Fig. 14 - DIAGRAMA DE MARTINET E SOUGY (1961) PARA OS META-CARBONATOS DO MEMBRO ÁGUA PRETA, FORMAÇÃO ITAIMBÉ

Metaparaconglomerado

Esta litologia foi observada somente no Ponto 113 (BR antiga) junto aos metarenitos com turboglifos. Constitui uma intercalação nos metassiltitos e metarenitos finos laminados. Possui matriz síltico-arenosa com seixos centimétricos arredondados de metarenito fino e de gnaisse do embasamento, o qual dista atualmente a cerca de 10Km deste ponto

3.3.4- MEMBRO SERRA DO PARAÍSO

O Membro Serra do Paraíso corresponde à fácies predominantemente carbonática com intercalaçoẽs psamíticas da Formação Itaimbé. Seu nome advém da formação homônima proposta por PEDREIRA et al. (1969). Sua área de ocorrência é típica na borda oeste e sudoeste da bacia. Seu contato com o Membro Água Preta é gradativo e interdigitado. Em direção ao setor sudeste da bacia (anexo 2) aumentam as intercalações psamíticas em relação aos carbonatos, caracterizando a transição lateral para o Membro Santa Maria.

O Membro Serra do Paraíso está inserido na unidade lito-estrutural II, apresentando metamorfismo e deformação crescentes de norte para sul-sudoeste, partindo de

norte com anquimetamorfismo e dobramento suave, atingindo a sul metamorfismo de grau incipiente a fraco e dobramentos intensos.

É composto por metadolomitos, metacalcários micáceos e arenosos, quartzitos puros e micáceos intercalados, além de calcoxistos finos subordinados. A espessura verdadeira deste Membro é inviável de ser determinada devido ao intenso dobramento sofrido pela seqüência. Avaliou-se uma espessura aparente de 1.500 a 2.000m na seção I-I' (anexo 3) correspondendo a unidade já dobrada pela 1ª fase. Na seção L-L' obteve-se cerca de 800m, enquanto ao norte, na seção J-J', a espessura aparente atinge 1.000m. Esta última deve corresponder a um valor menos hipotético, pois este setor foi afetado principalmente pela 1ª fase de dobramento e localmente pela 2ª fase. Considera-se portanto uma espessura de 1.500m como um valor médio para o Membro Serra do Paraíso, apesar de se ressaltar o caráter especulativo desta medida.

CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA

A larga distribuição em área deste Membro ao longo da bacia do rio Pardo, torna sua abordagem mais conveniente em setores, conforme suas características litoestruturais locais.

Área a norte de Pau Brasil- neste setor observou-se os metacarbonatos em posição normal sobre metarcóseos da Formação Panelinha e o embasamento. Na base predominam metadolomitos e metadolomitos calcíferos (Fig.20 , pontos 5 e 6) intra-clásticos e laminados de coloração cinza claro a bege. Estes passam em direção ao topo para metacalcários dolomíticos cinza claros a escuros, com laminação plano paralela, localmente intraclásticos e com níveis centimétricos de calcário argiloso e ardósias carbonáticas, conforme é representado na seção colunar esquemática da fig. 15.

Fig. 15 - SEÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA DO MEMBRO SERRA DO PARAÍSO, SETOR NORTE DE PAU BRASIL FORMAÇÃO ITAIMBÉ

Entre a margem direita do rio Água Preta e a estrada a norte de Pau Brasil (arredores do Ponto 296) observou-se a seqüência próxima da base destes metacarbonatos (Fig.16). Inicia-se com metacalcários dolomíticos de coloração bege e cinza azulado com estratificação plano paralela centimétrica e pouco conteúdo arenoso e argiloso. São marcados por cristais cúbicos de pirita limonitizada disseminados, com até 0,5cm de aresta. Também são freqüentes estilólitos diagenéticos (conforme definição de RAMSAY & HUBER, 1983), que formam cintas serrilhadas paralelas à estratificação, atingindo 20cm de comprimento e com colunas de até 3cm de altura, preenchidas por sílica realçada pelo intemperismo diferencial. Os metacalcários dolomíticos passam a metadolomitos e calcários dolomíticos com lâminas argilosas, que por sua vez são cobertos por um nível de metadolomitos intraclásticos arenosos com pequenos cristais de pirita limonitizada disseminados. Sua estratificação subhorizontal é marcada por níveis centimétricos intraclásticos e arenosos que se alternam com estratos pouco arenosos, formados por metadolomito maciço as vezes laminado. A espessura destes estratos varia entre 1,5 a 10cm. Os intraclastos exibem dimensões milimétricas até centimétricas. São predominantemente arredondados e subarredondados com formas elípticas de composição

semelhante aos estratos adjacentes (Foto 12). Os grãos de areia atingem até 20% da rocha em alguns leitos intraclásticos. Possuem dimensões variáveis entre algumas frações de milímetro até 2mm. São compostos de quartzo e plagioclásio, apresentando arredondamento avançado. Próximo ao topo deste nível intraclástico ocorrem dobras centimétricas do acamamento formando anticlinais agudos, com seção em "V" invertido, esquematizadas na Fig 17. Estes pseudo-anticlinais foram interpretados como sendo estruturas primárias do tipo "Tepee", pois formam dobras em brechas intraclásticas sem continuidade lateral e vertical. Segundo ASSERETO & KENDALL (1977) a gênese destas estruturas é resultante da associação entre processos de contração e expansão em sedimentos carbonáticos depositados na zona intermaré a infra-maré. Sua formação inicia-se com o fraturamento do sedimento carbonático depositado em ambiente sub-aquático raso e posteriormente exposto ao sol. Estas fraturas determinam um padrão poligonal recortando o sedimento . Com a reincidência de uma fase de maré mais alta (marés sazonais), pode ocorrer um retrabalhamento parcial do sedimento anteriormente depositado e recortado pelas juntas de contração (formação de brechas intraclásticas), assim como seu soterramento por sedimentos mais novos. Com o preenchimento das juntas e espaços intraclastos e seu gradativo soterramento, ocorre a cristalização dos carbonatos associada a um intumescimento devido ao umedecimento. Estes mecanismos são responsáveis pela expansão do material que preenche as juntas de ressecamento previamente formadas, o que condiciona a coincidênica de um arqueamento maior, em conseqüência da força de cristalização, com as zonas de maior fraqueza, anteriormente estabelecidas. Os autores acima citados, concluem que os "Tepees" da zona de intermaré são produtos da expansão, que é uma combinação entre a precipitação de carbonato (força de cristalização), encharcamento com intumescimento e expansão termal, superimpostos aos efeitos de contração por ressecamento.

No topo do nível intraclástico descrito acima, observou-se estruturas domicas decimétricas a centimétricas com forte silicificação epigenética (Fig.18 e Fotos 13 e 14). Conforme os critérios estabelecidos por BUICK et. al.(1981), estas feições correspondem a estromatólitos, pois as ondulações da laminação sedimentar representam um relevo primário, o que é comprovado em seção transversal, onde se observa discordâncias deposicionais, além de estarem associadas a zonas intraclásticas. As lâminas tendem também a um espessamento na zona da cris-

Fig. 16 - SEÇÃO COLUNAR DA BASE DO MEMBRO SERRA DO PARAÍSO FORMAÇÃO ITAIMBÉ - NORTE DE PAU BRASIL

A) Ponto 292, leste de Santa Maria Eterna
B) Ponto 296, norte de Pau Brasil

Fig. 17 - ESTRUTURAS "Tepee" EM METADOLOMITOS INTRACLÁSTICOS DO MEMBRO SERRA DO PARAÍSO E SANTA MARIA

ta, há predominância de estruturas convexas para o topo e a lamination possui ondulação e raios de curvatura variáveis.

Fig. 18 - ESTROMATÓLITOS DO MB. SERRA DO PARAISO FM. ITAIMBÉ NORTE DE PAU BRASIL, PONTO 296

Os estromatólitos são tabulares e domicos, formando conjuntos isolados entre zonas de dolomito intraclástico e arenoso. São predominantemente do tipo lateralmente' ligados, formando domos subcirculares a elípticos com diâmetro' entre 5 a 15cm coalescidos entre si. Em seção transversal,os indivíduos apresentam altura entre alguns centímetros até 18cm. Sua laminação é convexa a retangular com trechos pouco convexos e ondulados. Segundo a classificação de LOGAN et al. (1964), estes estromatólitos são do tipo LLH-C, ou seja, hemisferóides lateralmente ligados do tipo C ("close lateral linkage"), pois o espaço entre os domos é menor que o diâmetro dos mesmos. Segundo PLAYFORD et al. (1976), estas formas podem ocorrer em profundidades variáveis na zona sub-litorânea, não possuindo valor' cronoestratigráfico definido, ocorrendo desde o Precambriano Inferior até o Superior.

A parte superior da seqüência carbonatada a norte de Pau Brasil caracteriza-se pela predominância de metacalcários dolomíticos de coloração cinza escuro e claro,com intercalações pelíticas centimétricas no topo. Observa-se boas exposições deste nível ao longo de cortes na estrada de Pau Brasil a Itajú do Colônia (Pontos 305 e 306). Níveis locais com brechas intraformacionais foram observados no ponto 306. Nesta' área, os metacarbonatos são bandados com estratos centimétricos a decimétricos de coloração cinza claro e escuro alternados. Estas brechas formam corpos lentiformes de vários metros e até 30 cm de espessura. São compostas por clastos de calcário cinza em matriz de calcário escuro às vezes areno-argiloso. Sua forma é alongada segundo o plano de estratificação, com arestas arredondadas (Fig. 19).

As intercalações metapelíticas são mais freqüentes no topo desta seqüência. Formam estratos centimétricos de filitos e metassiltitos laminados. No extremo noroeste ' da faixa carbonática de Pau Brasil estes metapelitos possuem expressão máxima formando uma zona onde predominam filitos e metassiltitos sobre algumas intercalaçoẽs carbonáticas.

Fig. 19 - BRECHA INTRAFORMACIONAL EM METACALCÁRIOS DOLOMÍTICOS. PONTO 306, NORTE DE PAU BRASIL

Setor entre Pau Brasil e o rio Pardo - observou-se este setor ao longo da estrada que vai de Pau Brasil às margens do rio Pardo, assim como na seção K-K' (anexo 3) transversal às estruturas nos flancos da serra da Água Branca.

Logo a sul de Pau Brasil ocorre o contato gradativo entre os metapelitos do membro Água Preta e os carbonatos Serra do Paraíso (Pontos 180 e 181). Nota-se este através do aumento das intercalações centimétricas a métricas de metacalcário micáceo cinza claro e escuro em metassiltitos e filitos com lâminas arenosas. No domínio já francamente carbonático, ocorrem estratos centimétricos de quartzito carbonático composto por grãos subarredondados de quartzo e feldspato com até 30% de carbonato e lamelas de moscovita como acessório. Os metacarbonatos são compostos por metacalcário dolomítico micáceo e arenoso cinza claro. As micas correspondem a sericita e moscovita. No extremo oeste da bacia, estes estão sob metarcóseos localmente conglomeráticos da Formação Panelinha em flanco inverso. Continuando em direção sul, até o rio Pardo, observa-se metacalcários dolomíticos e metadolomitos interstratificados com calcoxistos finos e intercalações centimétricas de metassiltito e filito carbonático. Níveis métricos de quartzito fino branco são freqüentes nas proximidades do rio Pardo junto ao contato com o Membro Água Preta. Neste trecho (Ponto 274) ressaltam-se metacalcários dolomíticos de coloração cinza claro com pirita. A pirita forma cristais euhedrais com arestas entre 0,5 a 1,5mm perfazendo um total de até 5% da rocha. Estes metacalcários piritosos formam uma faixa que se estende deste ponto até a margem di

reita do rio Pardo nas proximidades da Fazenda Aurora (anexo 1), onde GONÇALVES et al. (1977) descreveram uma ocorrência de enxôfre, decorrente da alteração destes carbonatos piritosos e conseqüente enriquecimento do enxôfre. Em seção delgada esta rocha revelou ser composta por grãos recristalizados de carbonato, quartzo (10%), moscovita, sericita e clorita magnesiana a qual forma sombras de pressão junto aos cristais de pirita.

No setor leste da seção da serra da Água Branca (seção K-K'), observou-se uma situação semelhante à descrita acima. No flanco oeste ocorrem quartzitos puros e micáceos interestratificados com metadolomitos brancos maciços e metacalcários laminados cinza claros e escuros. Estes últimos caracterizam ritmitos com lâminas carbonáticas arenosas de até 2cm de espessura alternadas com lâminas milimétricas micáceas compostas por talco, sericita, clorita e quartzo (identificação confirmada com difração de Raio-X). A presença de talco deve ser responsável pelo excesso de Mg detectado nos metadolomitos da serra da Água Branca através do diagrama da Fig.20, pontos 7 e 8. Os quartzitos também são estratificados com lâminas ricas em moscovita e carbonato alternadas com quartzito puro. Deve-se ressaltar que a estratificação original desta seqüência está alterada devido ao intenso dobramento, em parte isoclinal que estas rochas exibem.

Região da Serra do Paraíso e Gurupá Mirim -Partindo de Gurupá Mirim em direção oeste para a serra do Paraíso, observa-se os carbonatos normalmente sobre os pelitos e psamitos Água Preta (seção L-L'). Os metacarbonatos são compostos por metacalcários dolomíticos cinza claros a azulados, estratificados, com brechas intraformacionais e dobras centimétricas convolutas de escorregamento. Estes passam em direção oeste a metacalcários micáceos cinza claros e verdadeiros calcoxistos com até 40% de moscovita, sericita e talco subordinado. Intercalados nestes calcários micáceos ocorrem camadas métricas e centimétricas de metacalcário cinza escuro com pirita (Foto15). Continuando em direção à serra do Paraíso, acompanha-se uma seqüência de calcoxistos, metadolomitos arenosos e metacalcários dolomíticos cinza escuros com pirita e estratos centimétricos de metarenito (Foto 16). Nas proximidades da borda da bacia, ou seja, junto à serra do Paraíso, aumenta o conteúdo arenoso. O-

correm neste setor, camadas métricas de metaritmitos areno-carbonáticos, formados por lâminas milimétricas a centimétricas de metacalcário quartzo-micáceo e metarenito fino carbonático com micro-estratificação gradacional. As lâminas carbonáticas possuem cerca de 50% de carbonato, 30% de quartzo e 20% de micas e opacos. Já as arenosas possuem 50% de quartzo, 30% de carbonato e o restante composto por sericita e opacos. A escarpa da serra do Paraíso é constituída por metacalcários dolomíticos bandados localmente arenosos e intercalações centimétricas de metassiltito (Foto 17).

A noroeste da serra do Paraíso ocorre um testemunho de metacalcário dolomítico (Fig. 20, ponto 2) intensamente dobrado, bem exposto na Gruta Isabel, Ponto 319 (Foto 18). O bandamento é formado por estratos mais argilosos que se alternam com bandas carbonáticas mais puras. Cristais submilimétricos de pirita estão disseminados nesta rocha, composta por cerca de 80% de carbonato, 15% de sericita nos estratos argilosos além de grãos de quartzo, feldspato e pirita como acessórios.

Região Sul - Seçoẽs da BR 101 e BR antiga- Ao longo das seções(A-E' e F-G', anexo 3) obtém-se a visualização mais completa das litologias do Membro Serra do Paraíso. A coluna estratigráfica aproximada do Membro Serra do Paraíso (Fig.21) neste setor da bacia foi obtida a partir das posições relativas das diferentes litologias ao longo das seções acima citadas, considerando uma espessura de 1.500m para o Membro Serra do Paraíso, conforme discutido anteriormente.

Na base predominam calcoxistos finos interestratificados com metadolomitos de coloração cinza claro a médio, compostos por dolomita, calcita , quartzo, moscovita, sericita e talco. Na porção mediana ocorrem metacalcários e metadolomitos com intercalações de quartzitos finos a médios. Estas intercalações atingem até 10m em espessura, como se observou no Ponto 85 (BR 101). De modo geral, os metacarbonatos estão interestratificados com quartzitos formando ritmitos (Foto 19). Os quartzitos são de coloração branca, pouco micáceos a puros com estratos carbonáticos (até 10% de carbonato). Os grãos de quartzo apresentam início de recristalização exibindo bordos

1-Ponto 324, borda sul 2-Ponto 319, Gruta Isabel 3-Ponto 274 4-Ponto 266 5 e 6- Pontos 296 e 298, N de Pau Brasil 7 e 8-Ponto 309, S da Água Branca 9-Ponto 74, Br- 101 10-Ponto 80 11-Ponto 154 12-Ponto 180 13-Ponto 216, Santa Maria Eterna 14 -Ponto' 220 15-Ponto 292, Santa Maria Eterna.

Fig. 20 - DIAGRAMA DE MARTINET E SOUGY (1961) PARA AS ROCHAS CARBONATADAS DO MEMBRO S. DO PARAÍSO - FORMAÇÃO ITAIMBÉ

Fig. 21 - SEÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA APROX. DO MEMBRO S. DO PARAÍSO, FM. ITAIMBÉ, SETOR SUL-SUDESTE DA BACIA

serrilhados. O tamanho dos grãos varia entre 0,1 a 1,0mm, predominando a faixa de 0,3mm, que corresponde a areia média.

Na borda sul, próximo a falha inversa que joga os xistos e gnaisses do embasamento sobre os metassedimentos do Rio Pardo, predominam quartzitos sobre metacarbonatos, os quais formam intercalações métricas nos primeiros. Os metacarbonatos são arenosos (até 30% de quartzo). Caminhando ao longo do contato em direção oeste, penetra-se numa zona onde ocorrem metacalcários e mármores micáceos. Diferencia-se os mármores, pois nesta área (Ponto 324 e arredores) a rocha carbonática possui textura granoblástica típica, com recristalização dos carbonatos formando cristais de até 1mm. Estes mármores calcíticos micáceos possuem estratificação plano-paralela marcada por camadas centimétricas a decimétricas de coloração branca que se alternam com estratos de coloração cinza médio ricos em flogopita,moscovita e grãos de quartzo, além de nódulos milimétricos dispersos de pirita.

A sul de Itaimbé, os calcoxistos são subordinados, sendo que predominam na base da seqüência carbonática metacalcários quartzo-micáceos (Ponto 148) que logo são substituídos por metadolomitos quartzosos de coloração cinza claro a bege com estratificação plano-paralela.

3.3.5- MEMBRO SANTA MARIA

O Membro Santa Maria corresponde a fácies predominantemente psamítica com intercalações carbonatadas da Formação Itaimbé, representando uma variação faciológica lateral do Membro Serra do Paraíso. Caracteriza o setor sudeste da bacia do Grupo Rio Pardo. Esta variação faciológica lateral é observada ao se acompanhar a margem sul da bacia, entre Itaimbé e Santa Maria Eterna (anexo 2). Entre os pontos 83 e 89 (BR-101), ocorrem metacalcários, metadolomitos e quartzitos finos interestratificados, representando bem uma zona de interdigitamento da fácies carbonática com a psamítica, sendo que em direção oeste predomina a carbonática e a leste a psamítica. Com os dados de mapeamento disponíveis, não foi possível traçar com segurança esta transição, sendo que o limite apresentado no mapa geológico anexo é somente uma primeira aproximação deste.

Este setor da bacia é muito pobre em afloramentos, pois em grande parte está coberto por colúvios arenosos, os quais são produto tanto da desagregação dos quartzitos como também da cobertura arenítica cenozóica do Grupo Barreiras. Os metassedimentos deste membro submergem em direção sul e leste sob a cobertura citada, impedindo assim a observação de sua extensão original.

CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA

Entre Santa Maria Eterna e a BR 101, ocorrem mármores dolomíticos maciços (Fig.20, pontos 13,14 e 15) de coloração bege e cinza claro, com intercalações de metadolomito cinza médio e escuro além de quartzitos médios a finos pouco micáceos. Os mármores representam zonas onde houve recristalização mais intensa com formação de cristais que atingem 0,7 mm, observados em seção delgada. São compostos quase que exclusivamente por calcita e dolomita, com quartzo e feldspato potássico como acessórios (Ponto 226). Já os metadolomitos apresentam somente leve recristalização dos grãos com dimensões entre 0,015 e 0,04mm. Como acessórios observou-se quartzo e sericita, além de pequenos cristais de pirita. Em afloramento, estes possuem bandamento centimétrico intensamente dobrado. Os metacarbonatos estendem-se em direção sul (Ponto 290) onde tornam-se escuros com estratos decimétricos em posição subvertical.

Os quartzitos formam intercalações decamétricas, às vezes ressaltadas no relevo, formando cristas suaves como se observa pouco antes de Santa Maria Eterna. De modo geral, identifica-se os quartzitos pela presença de blocos e alguns morros testemunhos ressaltados no solo residual das rochas carbonáticas encaixantes, como por exemplo, logo a sul da cidade. Sua composição varia entre quartzitos brancos puros, de granulação média (0,5mm) a quartzitos avermelhados micáceos, às vezes pouco carbonáticos.

A leste de Santa Maria Eterna, seguindo a estrada para "Pela Jegue" (Ponto 292), observa-se nitidamente a alternância entre quartzitos e metacalcários dolomíticos, com

acamamento fortemente inclinado. Nos metacalcários dolomíticos ocorrem níveis intraclásticos assim como estruturas em " Tepee" (Fig. 17).

A sudeste da cidade, indo em direção à "Boca do Córrego" (Pontos 221,222 e 223), ressaltam-se alguns morros testemunhos de quartzito puro intercalados em quartzitos micáceos. No extremo sul desta área, pouco antes da cobertura da Formação Barreiras, ocorrem metadolomitos marmóreos brechados de granulação fina (Foto 20 , ponto 225 e 226). A brecha é de origem tectônica, associada a um sistema de fraturas de cisalhamento destrais com direção em torno de N20E - 70NW. Sua estratificação subhorizontal é marcada por bandas centimétricas cinza claras e brancas que se alternam. Em seção delgada observa- se grãos de carbonato recristalizados (0,1 a 0,7mm) e quartzo como acessório.

Observou-se nesta área, afloramentos de metapelitos sem continuidade lateral definida devido a extensas coberturas recentes. Trata-se dos pontos 224,227 e 228, caracterizados por metassiltitos e filitos laminados ritmicamente, compostos por quartzo, sericita e clorita. No ponto 227 ocorrem níveis paraconglomeráticos nos metassiltitos mais maciços, com seixos centimétricos de quartzito, bem arredondados. Provavelmente são intercalações pelíticas na seqüência carbonatada.

3.3.6.- AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DA FORMAÇÃO ITAIMBÉ

A Formação Itaimbé representa a segunda unidade sedimentar na evolução da bacia do Grupo Rio Pardo. A predominância de pelitos e psamitos finos, com rochas carbonatadas intercaladas, reflete uma taxa de erosão mais baixa na área fonte adjacente à bacia, o que implica numa estabilidade tectônica maior da área do que a reinante durante a deposição da Formação Panelinha.

Os Membros Camacã e Água Preta indicam deposição predominantemente subaquática, em profundidades variáveis, com exposições sub-aéreas locais (presença de gretas de contratação). Segundo os critérios estabelecidos por MIAL (1979), para reconhecimento de seqüências deltaicas antigas, estes Mem-

bros podem ser relacionados a um sistema deltaico. Os critérios são: grande espessura, que pode atingir até milhares de metros; grande conteúdo em areia e/ou silte; presença de estruturas sedimentares produzidas predominantemente por tração em águas rasas e secundariamente por correntes de turbidez além da seqüência sedimentar apresentar normalmente um aumento da granulometria em direção ao topo. Em comparação com seqüências deltaicas atuais, os Membros Camacã e Água Preta possuem espessuras menores e quantidades de areia inferiores, o que torna o delta associado a estes Membros com características particulares,ou seja, precisa-se imaginar um ambiente tectônico relativamente estável, associado a uma bacia não muito profunda (2.500m) , além de um aporte mais reduzido e principalmente pelítico de detritos a partir da área em erosão.

Os metacalcários dolomíticos argilosos laminados e piritosos intercalados em metassiltitos escuros do Membro Camacã podem corresponder a uma fácies de lagunas e pântanos. A intercalação de metargilitos (ardósias) com gretas de contração (observadas por COSTA PINTO , 1977), próximas a estes metacarbonatos, comprovam exposições subaéreas intermitentes típicas de planícies deltáicas dominadas por processos' fluviais e de maré (MEDEIROS et al. 1971). A intercalação de metagrauvacas quartzo-feldspáticas com laminação cruzada e plano-paralela pode corresponder a zona de areias de barras digitadas, ou a canais fluviais da fácies de topo ou proximal. Os metapelitos laminados e metarenitos finos micáceos do Membro Camacã,correspondem neste esquema, à transição entre a fácies de planície deltaica e a frontal do complexo deltaico. Esta fácies pode estar repetida na seqüência do Membro Camacã e Água Preta' devido à progradação do sistema, alternando-se com a fácies de fundo caracterizada por argilitos e siltitos. A passagem lateral do Membro Camacã para o Água Preta representa a passagem para zonas mais internas e profundas da bacia em subsidência. O Membro Água Preta é formado por uma associação interestratificada de metassiltitos, filitos e metarenitos finos micáceos, com estratificação gradacional e localmente turboglifos, o que sugere deposição associada a movimentos de massa subaquáticos. No sistema deltaico, estas características podem ser interpretadas como sendo produto de correntes turbidíticas ao longo da encosta do leque submarino associado ao delta em progradação. Suge-

re-se portanto que os Membros Camacã e Água Preta representam fácies de planície deltaica e frontal de um sistema deltaico (Fig. 22) com grano-crescência em direção ao topo, o que é comprovado pelo aumento de intercalações arenosas no Água Preta, satisfazendo o modelo de FERN (1970). Os metacalcários e metadolomitos com níveis intraclásticos intercalados nesta seqüência detrítica indicam zonas onde houve uma interrupção na sedimentação clástica em função da falta de suprimento detrítico ou uma situação geomorfológica tal que condicionou o fluxo de material somente para determinados locais, permitindo a sedimentação química de água rasa em outros, durante períodos de tempo significativos (FERN, op. cit.). A gradação destes carbonatos para calcários siltosos e margas, ou seu recobrimento por silte e areia, indica uma reativação do fluxo clástico nestas áreas, conseqüência de uma variação na taxa de subsidência da bacia ou alterações na geometria do leque submarino em desenvolvimento.

O Membro Serra do Paraíso representa um contexto paleogeográfico de plataforma marinha com zonas costeiras e planícies de maré carbonáticas. Este sistema deposicional desenvolveu-se adjacente e sincronico à deposição deltaica anteriormente descrita (Fig.22). Os metadolomitos laminados que passam a metadolominados intraclásticos com estruturas em " tepee" e estromatólitos no topo (Fig.16), a norte de Pau Brasil, correspondem a uma seqüência típica de plataforma e planície de maré com diminuição de profundidade para o topo ("Shallowing upward sequence"), segundo modelo de JAMES (1979). Nesta seqüência, a base corresponde a um ambiente lagunar a marinho aberto, com dolomitos cinza claros pouco arenosos, bem estratificados, que passam a calcários dolomíticos laminados cinza escuros com lâminas argilosas da região infra-maré ("subtidal"). Estes por sua vez são cobertos por metadolomitos intraclásticos com "tepees" e estromatólitos, típicos de ambiente intermaré a supra-maré, com exposições subaéreas prolongadas que permitiram a formação de estruturas de ressecamento. Os grãos de areia e feldspato bem arredondados que ocorrem formando níveis entre os intraclástos (Foto 14), podem representar contribuições de areias de praias retrabalhadas em ambiente marinho raso. Estes carbonatos de águas rasas passam lateralmente em direção oeste para metacalcários dolomíticos cinza claros e escuros com lâminas argilosas (micáceas) de plataforma mais profunda. Esta fácies é acom

FORMAÇÃO ITAIMBÉ

Mc - MEMBRO CAMACÃ

Fácies de planicie deltaica dominada por processos fluviais e de maré

MAp- MEMBRO ÁGUA PRETA

Fácies deltaica frontal e de fundo

MSP- MEMBRO SERRA DO PARAISO

Fácies de plataforma marinha carbonática

MSm- MEMBRO SANTA MARIA

Fácies costeira com sedimentação carbonática de água rasa e cordões arenosos

FS - Formação Salobro

FPn- Formação Panelinha

Tb - Terciário
Grupo Barreiras

Q - Quaternário

ic - Intercalações carbonáticas

Fig. 22- DISTRIBUIÇÃO FACIOLÓGICA DA FM. ITAIMBÉ

panhada em direção sul de Pau Brasil, onde ocorrem metacalcários cinza claros e escuros com pirita, interestratificados com metassiltitos carbonáticos e lâminas arenosas e calcoxistos finos.

Na região entre Gurupá Mirim e a serra do Paraíso, a presença de ritmitos areno-carbonáticos e metacalcários cinza claros e escuros com dobras de escorregamento e estratificação gradacional indicam ambiente de plataforma externa, nas proximidades do talude.

O Membro Santa Maria, com quartzitos finos a grosseiros e intercalações de metadolomitos, localmente intraclásticos e com estruturas em "teepee", é interpretado como sendo uma variação do ambiente de plataforma marinha carbonática para uma região costeira com sedimentação local carbonática de águas rasas e cordões litorâneos arenosos (Fig.22).

3.4.- FORMAÇÃO SALOBRO

3.4.1.- INTRODUÇÃO

A Formação Salobro constitui o topo da seqüência sedimentar do Grupo Rio Pardo e foi definida por PEDREIRA et al. (1969) como uma unidade litoestratigráfica deste. Depositou-se sobre a Formação Itaimbé (pincipalmente sobre o Membro Camacã) com uma importante discordância erosiva, evidenciada na serra do Lapão por brechas e conglomerados próximos da base.

Ocupa o setor nordeste da bacia, sendo delimitada a norte pelo Membro Camacã, a sul pela falha inversa que coloca o Membro Água Preta sobre ela, a leste pela cobertura cenozóica do Grupo Barreiras e a oeste pelo embasamento através de falhamentos normais, além de um contato provavelmente transgressivo sobre o embasamento a nordeste da bacia. Está inserida na unidade lito-estrutural 1 com dobramentos relacionados a uma fase, atingindo metamorfismo de grau incipiente a fraco.

Caracteriza-se por uma sucessão de sedimentos clásticos imaturos com metarenitos argilosos e micáceos, metagrauvacas e metarcóseos finos e grosseiros, metassiltitos laminados, localmente carbonáticos, ardósias, metaconglomerados polimíticos e metaparaconglomerados. Exibe também uma grande ri

queza em estruturas sedimentares. Uma seção tipo, quase contínua, é observada ao longo da BR-101, inciando-se após o trevo para Santa Luzia até pouco antes de São João do Paraíso, junto a falha inversa. Ao longo do Rio Pardo também ocorrem belas exposições, assim como, no leito do rio Água Preta, ao lado da BR antiga. Sua base é vistosamente exposta na Serra do Lapão, com metaconglomerados calcários e metacalcarenitos quartzosos e feldspáticos (Fig.23) .

Avaliou-se sua espessura a partir da seção da BR-101 (seção A-E', anexo 3), onde no trecho homoclinal para sudoeste, com mergulhos médios de 20 e 30º, obteve-se uma espessura mínima de 4.500m. No trecho final, onde ocorrem dobras inversas, é possível medir uma espessura mínima no flanco invertido da última grande dobra inversa, obtendo-se cerca de 4.100m. Considerando a extensão maior desta formação e a impossibilidade de se obter uma medida real no trecho dobrado, adotou-se um valor de 5000m como espessura mínima aparente da Formação Salobro. Sua seção litoestratigráfica geral é representada na fig.24.

3.4.2.- DESCRIÇÃO LITOLÓGICA

Metaconglomerados

Ocorrem metaconglomerados polimíticos formados principalmente por seixos e calhaus do embasamento e metaconglomerados dolomíticos, além de paraconglomerados. Os primeiros formam intercalações locais na seqüência clástica do Salobro, tanto junto à base como em níveis intermediários, não devendo ser confundidos com as zonas conglomeráticas ou paraconglomeráticas associadas às metagrauvacas e metarcóseos.

Observou-se metaconglomerados polimíticos de matriz grauváquica nos arredores de Mascote (Pontos 204, 211 e 214), onde formam pequenas cristas e matacões. GONÇALVES et al. (1977) descrevem ocorrências desta litologia a oeste de Nova Betânia (extremo nordeste da bacia, anexo 2). São compostos por seixos centimétricos a calhaus decimétricos (de até 40cm em diâmetro maior), subangulosos a arredondados, principalmente de granulito quartzo-feldspático (característico pelo quartzo azulado) e sienito- gnaisses (de coloração rosada) característicos do em

Fig. 23 - SEÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DA SERRA DO LAPÃO
(Baseada na seção N-N' anexo 3)

Fig. 24 - COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA GERAL DA FORMAÇÃO SALOBRO GRUPO RIO PARDO (Espessura aparente)

basamento a norte da bacia (Foto 21). Ocorrem também seixos centimétricos de filito e metacalcário cinza escuro, além de quartzo e quartzito fino. A matriz é grosseira, extremamente mal selecionada e imatura, composta por grânulos de rocha (embasamento) quartzo e feldspato e material pelítico recristalizado em clorita, sericita e moscovita. Epidoto também é um mineral comum nesta matriz, conseqüente de reações metamórficas alterando feldspatos. O epidoto e clorita empregam a coloração esverdeada que caracteriza a matriz desta rocha. Carbonato também ocorre preenchendo alguns espaços inter-grãos. A estrutura deste conglomerado é clasto-suportada não apresentando orientação preferencial dos seixos. Nestes conglomerados há camadas intercaladas de metagrauvacas arcoseanas permitindo reconhecer a estratificação desta unidade. Não possuem continuidade lateral expressiva, representando corpos lentiformes ou cunhas intercaladas nos psamitos.

Os metaconglomerados dolomíticos estão intercalados na base da Formação Salobro. Afloram numa linha aproximadamente NW-SE a sul de Santa Luzia, quase no topo da Serra do Lapão e na localidade chamada Pedra do Sino (sudeste de Santa Luzia, anexo 1). No pórtico de entrada da gruta do Lapão , observa-se um paredão desta rocha com cerca de 50m de altura (Foto 22, ponto 311). Os grandes salões e galerias desta gruta desenvolvem-se ao longo desta litologia permitindo sua perfeita visualização. Esta rocha é composta principalmente (cerca de 80%) por seixos e calhaus de metadolomitos e metacalcários dolomíticos (teores de MgO entre 15 e 19% e CaO entre 25 e 35%). Os primeiros predominam, com colorações cinza claro a branco ou rosados. Os seixos de metacalcário dolomítico laminado de coloração cinza escuro ocorrem isoladamente (Foto 23). Seixos de quartzito perfazem cerca de 10% do total da rocha, com dimensões menores que os carbonáticos e mais angulosos. Estes são facilmente identificados pelo fato de ressaltarem nas paredes da caverna em função da dissolução diferencial. Os seixos carbonáticos maiores são subarredondados e arredondados sendo que os clastos menores, centimétricos e subcentimétricos são angulosos.

A dimensão dos seixos varia entre alguns milímetros (grânulos) até 50cm, tornando o conglomerado mal selecionado polimodal e clasto-suportado. Sua matriz é de calcarenito grosseiro de colorações levemente rosada, composta por grãos

arredondados e angulosos de calcário, dolomito e secundariamente de quartzito e quartzo com palhetas de moscovita fina e clorita. Ocorrem níveis neste pacote, onde predomina matriz em relação aos seixos, formando zonas sustentadas pela matriz, assim como ' zonas onde camadas decimétricas de metacalcarenito grosseiro com alguns seixos dispersos estão intercaladas ritmicamente com estratos ortoconglomeráticos (Fig.25.). Nestes calcarenitos observa-se estruturas de fluxo subaquático como laminação plano paralela incipiente e estratificação cruzada tabular centimétrica. São compostos por grãos carbonáticos na fração de areia fina a grossa (cerca de 70%) e quartzo (~20%), moscovita, clorita, feldspato e magnetita como acessórios.

Fig. 25 - INTERCALAÇÕES DE CALCARENITO NOS METACONGLOMERADOS CALCÁRIOS DA SERRA DO LAPÃO, PONTO 311

Estas intercalações, assim como variações granulométricas verticais e uma tendência dos eixos maiores dos seixos se orientarem paralelamente à estratificação torna a rocha com um aspecto geral estratificado subhorizontal quando observada à distância. Em direção ao topo, estes conglomerados calcários passam a metagrauvacas feldspáticas.

Observou-se uma intercalação de paraconglomerados em metagrauvacas grosseiras com níveis conglomeráticos no ponto 102 junto ao rio Água Preta na BR antiga. Sua posição estratigráfica é próxima a base da Formação Salobro, conforme interpretação da estrutura reconhecida ao longo da BR antiga. Sua espessura é de aproximadamente 30m com acamamento em posição subvertical medida nos metarenitos estratificados encaixantes. A matriz é de grauvaca litofeldspática grosseira, de coloração cinza médio, mal selecionada, com grânulos de calcário, ardósia, embasamento, quartzo e feldspato, sem estratificação. Os seixos possuem dimensões entre alguns milímetros até 15cm. Seu arredon-

damento depende da composição, pois os do embasamento assim como aqueles de metacalcário são subarredondados e arredondados enquanto que os de ardósia e metassiltito são angulosos. Predominam seixos de metacalcário, ardósia e metassiltito em relação aos de gnaisse do embasamento. A fonte destes seixos metassedimentares é a Formação Itaimbé (Membro Camacã) subjacente, além do embasamento.

Uma fácies de brecha basal paraconglomerática ocorre também no ponto 26 (BR-101), na base da Formação Salobro. É composta por clastos angulosos centimétricos de metassiltito e ardósia em matriz síltico-argilosa com grânulos quartzosos.

Metarenitos Carbonáticos e Metacalcarenitos

Na seção da serra do Lapão (Fig.23 e seção N-N', anexo 3), observou-se que a base da Formação Salobro é marcada por calcarenitos e metarenitos carbonáticos e siltosos com estratos microconglomeráticos e intercalações decamétricas de metaconglomerado dolomítico.

Os metarenitos finos e médios, carbonáticos, de coloração bege claro a cinza claro, são compostos por cerca de 40 a 60% de grãos de quartzo e feldspato potássico, 20 a 30% de grãos carbonáticos e 10 a 20% de material pelítico transformado em sericita e clorita. Litoclastos são comuns, sendo que há camadas centimétricas intercaladas compostas por areia grossa e grânulos com seixos de até 0,6cm, arredondados, de dolomito, metacalcário, filito e gnaisse. Observou-se nestes, pequenas estratificaçoẽs cruzadas, assim como dobras de escorregamento além de laminação plano paralela.

Estes metarenitos carbonáticos passam lateralmente, na região da serra do Lapão, para metacalcarenitos finos a médios e metassiltitos carbonáticos, observados em pequenas escarpas nos arredores do ponto 193. Possuem lâminas milimétricas a subcentimétricas de coloração cinza claro e bege que se alternam. Em seção delgada observou-se lâminas com 60% de carbonato, cerca de 30% de material micáceo, principalmente sericita, 10% de quartzo, caracterizando um calcarenito fino (grãos com

0,07mm) quartzo-micáceo e lâminas com cerca de 50% de grãos de quartzo, 30% de sericita e 20 a 30% de carbonato, com granulação na faixa de silte sendo classificado como um metassiltito calcodolomítico (7,5% de MgO e 14% de CaO). Estes calcarenitos e siltitos carbonáticos refletem deposição sob fluxo laminar subaquático pois exibem uma grande riqueza em estratificações cruzadas, e marcas onduladas (Fig.26). Deslizamentos subaquáticos são evidenciados por dobras de escorregamento centimétricas (Fig.26).As marcas onduladas são do tipo calvagantes críticas a subcríticas' (Foto 24). Estratificações cruzadas recumbentes em "sets" de até 5cm de espessura são comuns, evidenciando processos de arrasto ' por correntes carregadas com sedimento em suspensão(SUGUIO,1980). Etratificações cruzadas tabulares e tangenciais também estão associadas, observando-se a passagem destas para o tipo recumbente.

Estes calcarenitos e conglomerados dolomíticos, anteriormente descritos, correspondem a calcilititos' ("calclithites") definidos por FOLK (1959) como sendo rochas terrígenas cuja fração silte-areia-seixos contém mais de 50% de fragmentos compostos por rochas carbonáticas.

Metagrauvacas Feldspáticas

As rochas carbonáticas detríticas descritas anteriormente são cobertas na serra do Lapão por metagrauvacas feldspáticas carbonáticas de coloração cinza escuro com intercalações conglomeráticas e níveis com seixos dispersos de calcário às vezes silicificado, quartzo, ardósia e metarenito fino. Sua composição aproximada é de 40% de grãos angulosos de quartzo , 10% de feldspato, 20% de grãos carbonáticos, 20 a 30% de matriz' e 10% de opacos e epidoto com alguns grãos de zircão. Apresenta-se mal selecionado, com um conjunto de grãos entre 0,1 e 0,6mm, numa matriz mais fina predominantemente pelítica e grãos entre 0,1 e 0,05mm, correspondendo a um arenito grosseiro com matriz micácea e de areia fina a silte. Os seixos possuem dimensões de alguns milímetros até 2cm. A matriz micácea é composta principalmente por clorita seguida de sericita. A clorita ocorre na forma de pequenas palhetas intercrescidas com quartzo, assim como, formando agredados resultantes da transformação de grãos feldspáticos em clorita e sericita. Uma característica marcante desta ro

A) Marcas onduladas cavalgantes
B) Estratif. cruzada recumbente e dobras de escoregamento
C) Estratif. cruzada tabular e marcas onduladas

Fig. 26 – ESTRUTURAS PRIMÁRIAS NOS METACALCARENITOS DO PONTO 193, FORMAÇÃO SALOBRO, SERRA DO LAPÃO

cha é a presença de magnetita, em grãos disseminados, como também, em níveis concentrados que marcam a estratificação, a qual é pouco desenvolvida nesta rocha, com excessão de algumas camadas métricas onde se observou estratificação cruzada decimétrica , gradação incipiente e laminação plano paralela.

Metarenitos Rítmicos com Intercalações Pelíticas e Conglomeráticas

Sob esta denominação genérica reuniu-se os metarenitos imaturos, metagrauvacas grosseiras e finas, metarcóseos, metassiltitos, ardósias e níveis conglomeráticos que compõem a seqüência principal da Formação Salobro. Estas litologias ocorrem interestratificadas formando as vezes ritmitos. São expostas quase continuamente ao longo da BR-101 (Pontos 27 a 59) , em grandes cortes, pouco alterados.

Esta seqüência inicia-se com metagrauvacas finas laminadas e maciças, com intercalações mais grosseiras e zonas com seixos subcentimétricos a centimétricos (Pontos 29, 30 e 33), principalmente de gnaisse do embasamento e quartzo, além de metarenitos imaturos finos laminados com estratificação gradacional. Nas metagrauvacas são frequentes também clastos de metassiltitos laminados resultantes de retrabalhamento de camadas finas intercaladas. As metagrauvacas caracterizam-se pela cor esverdeada escura e uma composição de 40 a 60% de grãos de quartzo (as vezes incluindo até 10% de litoclastos e feldspatos) e 30 a 40% de material micáceo, formado por sericita e clorita, em grande parte secundário. Sua granulometria varia entre areia fina (0,12mm) e média (0,30mm). Em direção sul, estas metagrauvacas passam a se intercalar com metarenitos imaturos (possuem cerca de 5 a 10% de material pelítico) interestratificados ritmicamente com metassiltitos e metarenitos feldspáticos, grosseiros e médios (Foto 25). Estes metaritmitos areno-siltosos, quando frescos, possuem coloração cinza claro esverdeado, com estratificação bem marcada de espessura milimétrica a centimétrica. Estratificação gradacional caracteriza esta seqüência, com ciclos milimétricos a decimétricos (Foto 26) em metarenitos imaturos grosseiros e médios com grânulos. Intercalações conglomeráticas e paraconglomeráticas e seixos disseminados assim como marcas onduladas simétricas e assimétricas também ocorrem. Os seixos ora se concen

tram em pequenas lentes e camadas irregulares de curta extensão lateral ou estão dispersos de forma isolada, numa matriz areno-argilosa. Em estratos arenosos conglomeráticos os seixos também acompanham estratificações cruzadas retas. Sobre estes estratos com gradação normal ocorrem metarenitos finos a siltitos micáceos com laminação plano paralela. Estes estratos com gradação, passando a níveis com laminação plano paralela e marcas onduladas, lembram respectivamente os níveis A e B do ciclo de Bouma para turbiditos. Às vezes, ocorrem estratos centimétricos de metassiltitos e ardósias sobre os metarenitos plano paralelos representando o nível D do ciclo de Bouma. O nível C, caracterizado por estratificações cruzadas, é sugerido por microestratificações cruzadas, em lâminas siltosas milimétricas de ciclos menores (de 0,5 a 1,5cm). A espessura total destes ciclos varia entre 0,5cm e 15cm. Estratos centimétricos de metarenito grosso com ou sem gradação são freqüentes. São compostos por grãos de quartzo e feldspato subarredondados e litoclastos de ardósias e carbonatos. As dimensões dos grãos varia entre 0,2 e 1,2mm. Quando exibem gradação, a passagem para lâminas de areia média a fina até silte é gradativa. Ocorrem zonas onde o conteúdo em feldspatos atinge 30%, caracterizando metarcóseos grosseiros. A mineralogia destes metarenitos é restrita a quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, sericita, moscovita, epidoto, pirita e carbonato, além de grãos isolados de zircão e palhetas de biotita detrítica.

Sobre estes ritmitos ocorre uma zona com metagrauvacas grosseiras a médias, estratificadas em bancos métricos, internamente maciços com níveis conglomeráticos. Esta é coberta por sua vez novamente por metarenitos imaturos laminados e metassiltitos (Ponto 44). Descendo ao rio Pardo (Ponto 47), observa-se um aumento nas intercalações conglomeráticas assim como estruturas sedimentares indicativas de menor profundidade que as anteriores como estruturas de corte e preenchimento relacionadas a canais (Foto 27). No leito do rio Pardo observa-se uma seqüência contínua de metarenitos imaturos e metagrauvacas conglomeráticas conforme coluna da fig.27, efetuada ao longo de 350m de afloramento a jusante da ponte sobre o rio Pardo. Observando a estruturação da Formação Salobro na seção da BR-101, conclui- se

que esta seqüência do leito do rio Pardo está situada próxima ' ao topo do empilhamento geral desta formação. Nesta seção de detalhe, observou-se estruturas primárias como estratificações cruzadas tabulares, tangenciais e acanaladas com níveis conglomeráticos centimétricos a decimétrcos com pequena extensão lateral' em metagrauvacas médias e grosseiras às vezes carbonáticas (Fig.28). Esta mesma fácies foi observada na BR antiga junto a ponte sobre o rio Água Preta (Ponto 99, foto 28).Estas intercalações conglomeráticas possuem 10 a 30cm de espessura exibindo' frequentemente gradação normal. Sua continuidade lateral é de 1 a 2m. Os seixos são compostos por gnaisse do embasamento, quartzo, metacalcário e ardósia. São subarredondados a arredondados com dimensões entre alguns milímetros até no máximo 15 cm. A estrutura destes conglomerados é predominantemente matriz suportada, não exibindo orientação preferencial dos seixos. Seixos isolados centimétricos são freqüentes nestes metarenitos,compostos por gnaisse, metacalcário e filito. Camadas centimétricas a decimétricas de metarenito fino e metassiltito laminado ' estão intercaladas nesta seqüência. É comun observar-se clastos deste material mais fino em camadas grosseiras que atestam o retrabalhamento destas devido à variações no regime de fluxo da água. Lâminas milimétricas argilosas onduladas de continuidade' lateral decimétrica a centimétrica associadas a marcas onduladas em arenitos foram interpretadas como sendo estruturas tipo "flaser". Em direção ao topo desta seção de detalhe (Fig.27),assim como na BR antiga,em posição estratigráfica semelhante, ocorrem marcas de corrente do tipo onduladas a linguóides (Fotos 29 e 30) em metarenitos imaturos médios a finos, indicativas de correntes enérgicas. Algumas medidas do sentido de corrente em marcas onduladas deste tipo assim como em estratos cruzados indicam sentido de transporte de NW para SE assim como secundariamente de NE para SW. Uma feição característica observada nesta' seção, em camadas de metarenitos imaturos e metagrauvacas grosseiras são ciclos superpostos de estratificação gradacional normal, que se iniciam com grânulos milimétricos e pequenos seixos de 0,5cm gradando em direção ao topo para a fração de areia média. Estes ciclos possuem extensão lateral decimétrica a métrica e espessura de até 40cm. Estão associados a estruturas como estratificação cruzada acanalada e tabular assim como intercalações conglomeráticas (Fig.28).

Em direção ao topo da seção geral da Formação Salobro, observa-se um aumento na quantidade de metagrauvacas grosseiras e metarenitos imaturos assim como de sua granulometria. Esta tendência é interpretada como sendo consequência da diminuição da profundidade da bacia, associada a um aumento no volume detrítico descarregado na mesma.

Fig. 27 – SEÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA NO LEITO DO RIO PARDO A JUZANTE DA PONTE DA BR 101 FORMAÇÃO SALOBRO

A) Estratificação cruzada simples
B) Estratificação cruzada acanalada
C) Estratificação gradacional e cruzada

Fig. 28 - ESTRUTURAS PRIMÁRIAS NO LEITO DO RIO PARDO, FORMAÇÃO SALOBRO

3.4.3.- AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO

A Formação Salobro com características transgressivas sobre o embasamento, corresponde ao último evento de sedimentação na evolução da bacia do Grupo Rio Pardo. Ocorreu após a litificação das unidades sujacentes, pois estas serviram de área fonte juntamente com o embasamento, após um episódio generalizado de epirogênese da área. É constituída principalmente por sedimentos grosseiros, mal selecionados e imaturos, o que sugere sedimentação associada a um desnível grande, com forte energia de transporte, essencialmente por gravidade.

Os conglomerados calcários, metarenitos carbonáticos, calcarenitos, paraconglomerados e brechas com seixos de ardósia, metarenito, calcário e embasamento representam litofácies basais da Formação Salobro que evidenciam o retrabalhamento da Formação Itaimbé subjacente e parcialmente do emba-

samento .

A formação de conglomerados calcários (calcilititos) requer ambiente com rápida erosão e transporte curto para proteger os clastos carbonáticos do intemperismo químico e abrasão, o que reflete uma área fonte com relevo acidentado e deposição rápida associada a fluxos detríticos ("debris flows") em fácies proximais de leques aluviais, conforme modelo de' FOLK (1959). As espessas intercalações conglomeráticas representam zonas centrais destes cones de dejeção detrítica, os quais, provavelmente eram em parte subaquáticos devido às intercalações de calcarenito com laminação plano paralela e estratos cruzados típicos de fluxo laminar subaquático. Este litofácies central grada lateralmente para calcarenitos e metarenitos carbonáticos siltosos com laminação plano paralela e marcas onduladas cavalgantes subcríticas a críticas as quais indicam deposição em ambiente subaquático com grandes variações no regime de fluxo. A laminação plano paralela e os estratos cruzados recumbentes sugerem deposição subaquática com correntes fortes e carregadas com material em suspensão para causar o arrasto em estratos inferiores.

A presença de areia, seixos e blocos carbonáticos indica um ambiente onde ocorreu a desagregação e o transporte deste material sem ter sido destruído pelo intemperismo (ambiente incapaz de dissolver os carbonatos), o que sugere um clima seco mas com chuvas fortes ocasionais para permitir o transporte destes fragmentos até a bacia. Outra possibilidade seria um clima glacial ou peri-glacial, onde também haveria condições de preservação dos fragmentos carbonáticos devido à escassez de água líquida e intemperismo químico brando. Neste ambiente, o transporte até a bacia teria se dado através do movimento de geleiras e rios peri-glaciais nos períodos de degelo.

A seqüência de metarenitos imaturos e metagrauvacas grosseiras e finas interestratificadas com intercalações de estratos conglomeráticos e ciclos de estratos com gradação normal satisfaz em parte as características de um turbidito clássico. Faltam nesta seqüência as intercalações pelíticas características do nível D e E do ciclo de Bouma para turbiditos clássicos. Considerando que se trata de um turbidito, esta seqüência de clásticos, predominantemente grosseiros, corres

ponderia a uma fácies turbidítica proximal (WALKER , 1967). A presença de estruturas de corte e preenchimento (canais), assim como estratificações cruzadas decimétricas associadas a arenitos conglomeráticos podem levar à interpretação de uma fácies fluvial para esta seqüência, mas, conforme discussão apresentada por WALKER (1979), o ambiente fluvial necessariamente deve apresentar estruturas típicas de ambiente raso e exposições subaáreas , como gretas de contração e sedimentos finos depositados em planícies de inundação, não observadas na Formação Salobro. Por outor lado, faltam no Salobro algumas estruturas caracterísiticas de turbiditos como por exemplo marcas de sola ou turboglifos. Existe a possibilidade destas não terem sido observadas, pois são raras exposições que exibem as faces dos planos de estratificação.

As litofácies de metarenitos imaturos maciços, metarenitos conglomeráticos, metaconglomerados caóticos e matriz suportados e ortoconglomerados são consideradas por WALKER (1975) como freqüêntemente associadas a turbiditos clássicos. A Formação Salobro não seria um turbidito clássico pelas razões apontadas acima, mas possui características de um depósito de leques submarinos. Neste sistema de leques submarinos, os paraconglomerados e conglomerados matriz suportados correspondem a fluxos detríticos subaquáticos junto ao talude que comunica zonas rasas com o fundo da bacia. As metagrauvacas grosseiras e finas interestratificadas com estratificação gradacional são produtos de sedimentação de correntes com decréscimo de fluxo ("waning currents") ou correntes de turbidez, caracterizando uma fácies mais profunda e interna da bacia. A progradação deste sistema de leques subaquáticos causa uma tendência de diminuição de profundidade em direção ao topo da seqüência conforme se observa na coluna da Formação Salobro, onde sobre a fácies mais profunda com arenitos imaturos rítmicos, ocorre a instalação de canais alimentadores do leque, preenchidos com conglomerados matriz suportados. Esta relação de corte e preenchimento é observada no leito do rio Água Preta nas proximidades do Ponto 102, assim como no leito do rio Pardo a jusante da ponte da BR-101.

A localização da área fonte é sugerida pelas estratificações cruzadas medidas ao longo da Formação Sa-

lobro. Estas indicam uma predominância no sentido de transporte dos sedimentos de N-NW para S-SE e secundariamente de NE para SW. Algumas medidas de marcas onduladas assimétricas indicam correntes de W-NW para E-SE. Portanto, a área fonte localizava-se a norte-noroeste da bacia do Salobro. Esta característica, aliada à granocrescência observada no sentido geral de N para S' permite sugerir uma progradação do sistema de leques submarinos da Formação Salobro de N-NW para S-SE.

3.5.- SÍNTESE DAS CONDIÇÕES DEPOSICIONAIS DO GRUPO RIO PARDO

O registro sedimentar da bacia do Grupo Rio Pardo inicia-se com metaconglomerados polimíticos, metacórseos e metagrauvacas conglomeráticas da Formação Panelinha, refletindo uma sedimentação grosseira, imatura e mal selecionada, associada a leques aluviais desenvolvidos junto a um relevo emerso acidentado provavelmente devido ao abatimento de blocos ao longo de falhamentos normais. Sobre a Formação Panelinha ocorreu a transgressão da Formação Itaimbé, com os Membros Camacã, Água Preta, Serra do Paraíso e Santa Maria. Esta formação reflete uma bacia de profundidade média com a instalação de um sistema deltaico no setor centro e norte da bacia, lateralmente a uma plataforma carbonática que contorna as margens oeste, sul e sudeste da bacia. O Membro Camacã, com metapelitos, metapsamitos subordinados e intercalações carbonáticas representa a fácies de planície deltaica,que passa gradativamente à fácies' frontal deste sistema, correspondente ao Membro Água Preta, com predominância de metarenitos finos e metassiltitos e estruturas indicativas de profundidades maiores. Este depósito deltaico é marcado por uma predominância de metapelitos sugerindo uma área fonte a norte da bacia pouco acidentada e estável. O Membro Serra do Paraíso, formado por metadolomitos, metacalcários e intercalações psamíticas e pelíticas corresponde a plataforma carbonática com planícies de maré ao norte, desenvolvida na margem ' oeste e sul da bacia e adjacente ao sistema deltaico a leste . Os quartzitos e metadolomitos do Membro Santa Maria, no setor sudeste da bacia, representam uma variação da fácies de plataforma carbonática para zonas costeiras de pequena profundidade' com cordões arenosos e sedimentação carbonática local.

Após a diagênese das Formações Panelinha e Itaimbé, a bacia do Rio Pardo sofreu uma epirogênese generalizada acompanhada pelo abatimento de blocos e transgressão da Formação Salobro. Esta é composta por sedimentos grosseiros, mal selecionados e imaturos, depositados num sistema de leques submarinos com características turbidíticas, os quais progradaram no sentido geral S-SE a partir da área fonte ao norte e noroeste da bacia. Devido a presença de conglomerados dolomíticos e calcarenitos, além da característica imatura da Formação Salobro, levanta-se a hipótese de um ambiente glacial ou peri-glacial na área fonte durante a deposição desta última unidade do Grupo Rio Pardo.

4.- GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1.- INTRODUÇÃO

Os limites da bacia do Grupo Rio Pardo são delineados em grande parte por falhas inversas. Reconheceu-se dois conjuntos distintos. Ao longo da margem sul, as falhas' inversas possuem vergência N-NE, estando associadas aos esforços compressivos responsáveis pelo principal evento deformacional da bacia, ou seja, pela duas primeiras fases de dobramento. Ao longo da margem oeste, observou-se o segundo conjunto, com vergência E-NE, associado à terceira fase de dobramento' da bacia, menos penetrativa que as anteriores.

A bacia do Grupo Rio Pardo é seccionada na direção NW-SE por uma importante falha inversa denominada aqui de Rio Pardo-Água Preta, com vergência NE, associada à primeira direção de compressão citada acima. Esta falha, de importância regional, divide a bacia em dois compartimentos tectônicos (Fig.5). O bloco ao norte desta descontinuidade, caracteriza-se por dobramentos relacionados principalmente à primeira fase, com foliações plano-axiais do tipo clivagem de fratura, ardosiana e xistosidade fina. O encurtamento associado a esta 1ª fase é de aproximadamente 15%. Ao sul deste acidente tectônico, os dobramentos principais são devidos à segunda fase, seguidos de uma terceira fase expressiva ao longo da borda oeste da bacia . Como foliações plano-axiais, predominam a clivagem de crenulação e xistosidade. Neste bloco, o encurtamento devido a 2ª fase é avaliado em 35 a 40%. Estes fatos permitem definir dois con

juntos lito-estruturais, denominados aqui de **unidades lito- estruturais** 1 e 2. Cada unidade lito-estrutural é composta por diferentes litologias (litofácies), as quais apresentam pequenas variações no grau metamórfico e no padrão de deformação, correspondendo assim a um determinado ambiente paleo-tectônico. A visualização destas unidades estruturais é obtida ao longo das seções geológicas NE-SW da bacia, acompanhando a BR antiga e BR-101 (seções A-E' e F-G', anexo 3).

4.2.- UNIDADE LITO-ESTRUTURAL I

4.2.1.- DELIMITAÇÃO

A unidade lito-estrutural 1 corresponde ao setor norte-nordeste da bacia do Grupo Rio Pardo, envolvendo a Formação Panelinha, o Membro Camacã da Formação Itaimbé e a Formação Salobro. Seu limite norte é com o embasamneto através de contatos normais e tectônicos (anexo 2). A sul é limitada com a unidade lito-estrutural 2 pela pela falha inversa Rio Pardo-Água Preta de direção NW-SE e que coloca o Membro Água Preta sobre a Formação Salobro.

4.2.2.- DOBRAMENTOS

A unidade lito-estrutural 1 é caracterizada na porção norte por uma estrutura geral monoclinal mergulhando para sudoeste, com dobramentos de 1ª fase (D1) mesoscópicos' na forma de flexuras e dobras abertas simétricas e assimétricas com flanco norte mais desenvolvido nas sinformas. O dobramento se intensifica no sentido sudoeste, onde culmina com a formação de megadobras inversas com vergência para NE.

Os metapelitos do Membro Camacã possuem acamamento com direção geral entre N40-70W, acompanhando a borda norte da bacia e mergulhos desde alguns graus até localmente mergulhos de 60°, predominantemente para sudoeste. O diagrama' da fig. 29 representa a estrutura do Membro Camacã, a qual se ajusta a um dobramento cilindrico assimétrico. A concentração maior de polos de So no quadrante NE reflete o estilo monoclinal acima citado. Os mergulhos para NE representam os flancos' menores e mais inclinados de dobras sinformais assimétricas com

flanco norte mais desenvolvido. Estas dobras mesoscópicas são raramente expostas em afloramentos, sendo detectadas principalmente pela variação de mergulhos ao longo de vários afloramentos menores seguidos. Junto ao limite oeste, o acamamento toma posições subverticais devido a falhamentos inversos que elevaram' blocos do embasamento (seção H-H') causando o arrasto e dobramento da cobertura. Nota-se no diagrama da fig.29 um leve ajuste a um círculo mínimo no hemisfério norte, o que pode representar algumas superfícies dobradas com tendências cônicas.

Fig. 29 - CURVAS DE ISOFREQÜÊNCIA DE PÓLOS DA ESTRATIFICAÇÃO DO MEMBRO CAMACÃ - FORMAÇÃO ITAIMBÉ

Os metapsamitos da Formação Salobro acompanham no trecho inicial a estrutura reconhecida na unidade' subjacente (seção A-E', anexo 3 e figs. 30 e 31). No trecho final da seção da BR-101 (a partir do ponto 38), observa-se uma seqüência de duas dobras inversas de escala quilométrica, detectadas através da medição e comparação sistemática das atitudes' de So e foliação plano-axial S1. A primeira dobra possui um comprimento de onda com cerca de 2.300m e 1.000m de flanco inverso. A segunda possui um flanco inverso com 2Km de extensão, o qual é truncado pela falha inversa Rio Pardo-Água Preta que constitui o limite sul da unidade estrutural 1. Estas dobras assimétricas exibem vergência para NE com planos axiais em torno de N40-50W 45-50SW. Sua representação estereográfica ajusta-se'

a um dobramento cilíndrico assimétrico conforme diagrama da fig.30. Os eixos de dobras menores, assim como lineações de intersecção entre So e a foliação plano-axial (S1), possuem atitudes entre S40-60E/5 a 20° e N70-80W/5 e 20°. Segundo a classificação de FLEUTY (1964), estas dobras inversas são do tipo moderadamente inclinadas de caimento fraco. Seus perfis são de dobras abertas a fechadas (80 a 50º de ângulos interflancos). No mapa geológico indicou-se o traço de dobras quilométricas observadas em fotografias aéreas 1:60.000 da área. Sua geometria' é coerente com as dobras reconhecidas na seção da BR-101. A partir dos dados acima expostos, conclui-se que o Membro Camacã e a Formação Salobro possuem a mesma geometria e estilo de dobramento, indicando que entre a epirogênese do Membro Camacã e a deposição do Salobro não ocorreu nenhum evento de dobramento.

O encurtamento da unidade litoestrutural 1, devido ao dobramento da primeira fase, medido com curvimetro, é da ordem de 15%, o que torna esta unidade com características autóctones.

Fig. 30 - CURVAS DE ISOFREQÜÊNCIA DE PÓLOS DE ESTRATIFICAÇÃO DA FORMAÇÃO SALOBRO

Fig. 31 - REPRESENTAÇÃO ESTEREOGRÁFICA DE DOBRAS PARASITAS D_1 DA FORMAÇÃO SALOBRO

4.2.3- FOLIAÇÕES PLANO AXIAIS

A unidade lito-estrutural 1 exibe uma evolução gradativa da foliação plano-axial no sentido sul, sudoeste, a partir da borda norte da bacia. Os metapsefitos Panelinha, ao norte da bacia, não apresentam foliação em escala de afloramento, mas em seção delgada nota-se uma orientação de sericita e clorita contornando os grãos clásticos. Continuando em direção sul, sudoeste, observa-se o aparecimento de uma clivagem ardosiana incipiente nos leitos argilosos e clivagem de fratura penetrativa nos siltes e areias finas dos metapelitos Camacã. A clivagem ardosiana é devido à orientação planar de sericita, enquanto a de fratura, nem sempre presente, caracteriza-se' por "microlitons" de 0,5 a 2,0cm separados por microfraturas decimétricas. Esta clivagem ardosiana torna-se mais expressiva em direção sul, passando a ser observada em siltes e areias finas. A atitutde predominante desta superfície penetrativa S1 no Membro Camacã está em torno de N65W 35SW conforme representação no diagrama da fig.32.

Fig. 32 – PÓLOS DE S_1, UNIDADE LITO-ESTRUTURAL I, MEMBRO CAMACÃ, FORMAÇÃO ITAIMBÉ

Nos psamitos da Formação Salobro, observa-se no trecho inicial, clivagem de fratura e ardosiana, provocada pela paralelização de sericita e clorita. A clivagem ardosiana grada para um xistosidade fina, em direção SW, associada a um estiramentto dos grãos de quartzo e feldspato, conforme se observa nos arredores do ponto 33 seção da BR-101. A xistosidade fina torna-se mais grosseira com desenvolvimento de sericita e clorita de dimensões maiores identificadas em seção delgada. Nesta zona (pontos 42 a 47) a xistosidade torna-se a superfície principal dos afloramentos, obscurecendo a estratificação, em camadas de metagrauvacas finas a médias pouco laminadas.

A partir do ponto 48, surge uma clivagem de fratura com mesma direção da xistosidade e mergulho maior. Esta superfície superimposta à xistosidade é o início de desenvolvimento de uma superfície S2. Ao longo da última grande dobra inversa antes da falha, observou-se uma clivagem de crenulação espaçada superimposta à xistosidade S1 plano-axial (Foto 31). A clivagem S2 difere da atitude de S1 somente pelo mergulho maior. Nos arredores do ponto 50, observou-se um conjunto de fraturas com cisalhamento ao longo dos seus planos e atitude em torno de NS com mergulhos de 70° a subvertical. Localmente, tor

na-se penetrativo, em escala de afloramento, caracterizando uma clivagem de fratura com espaçamento centimétrico a decimétrico, causando dobras do tipo "Kink" assimétricas (Fig.34, foto 32) afetando So, S_1 e S_2. Trata-se, portanto, de uma superfície S_3 local.

As atitudes de clivagem ardosiana e xistosidade da Formação Salobro possuem atitude geral N40W 40SW conforme representação no diagrama da fig.33. A superfície S2 de crenulação que surge no final desta formação (Ponto 54 a 58)possui atitude geral N40-50W 50-60SW.

Fig. 33 - CURVAS DE ISOFREQÜÊNCIA DE S_1 CLIV. ARDOSIANA E XISTOSIDADE - FORMAÇÃO SALOBRO

Fig. 34 - DOBRA TIPO "Kink" DA 3º FASE, FM. SALOBRO
PLANO AXIAL: NS 60 SE, EIXO b: S/8°

O mecanismo de geração da foliação plano - axial na unidade lito-estrutural 1 está associado à aplicação de esforços compressivos com sentido NE no setor sul da bacia, que causaram um encurtamento da seqüência sedimentar. Este encurtamento sofreu uma atenuação, conforme sua propagação de sul para norte, em função da absorção e dissipação da deformação pela cobertura sedimentar. esta atenuação da deformação no sentido NE causou a diminuição da intensidade do dobramento e a passagem gradativa da xistosidade para clivagem ardosiana e clivagem de fratura já nas proximidades da borda norte da bacia.

4.2.4.- SISTEMA DE FRATURAS

Nos metapelitos Camacã identificou-se dois conjuntos de fraturas importantes com atitudes em torno de NS subvertical para W e N25E 70-75 NW e 50-70SE. O primeiro está freqüentemente preenchido com quartzo e óxidos de ferro e manganês. O segundo caracateriza-se por planos estriados indicando cisalhamento com movimento normal.

Nos metapsamitos da Formação Salobro individualizou-se os seguintes conjuntos de fraturas: NIOE a NIOW 70NW a subvertical, N50-55E 60 a70NW e SE, N30E subvertical e N70-80W subvertical. Em relação aos eixos do dobramento geral da Formação salobro (Fig.30), parte das fraturas com orientação em torno de NS e o conjunto N50-55E formam fraturas conjugadas diagonais com cisalhamento. As fraturas com atitude N70-80W fazem parte do conjunto longitudinal enquanto as N30E são transversais.

Observou-se um padrão de fraturas preenchidas que ocorre somente nos seixos de metacalcário, quartzito fino e gnaisse do embasamento, imersos no metaparaconglomerado da Formação Salobro próximo ao contato tectônico com a unidade estrutural 2, ponto 102 da BR antiga. As fraturas recortam os seixos centimétricos em segmentos milimétricos a subcentimétricos. Possuem preenchimento secundário com uma mistura de calcita, sericita, clorita e epídoto. Este preenchimento secundário possui foliação orientada conforme a xistosidade S1 da rocha. Estas fraturas apresentam às vezes um leve cisalhamento causando um escalonamento na superfície dos seixos. Estes apresentam um achatamento cujo plano é levemente oblíquo à superfície S1.

As fraturas são subperpendiculares a este achatamento e ao eixo de estiramento máximo dos seixos, conforme representação do diagrama da fig. 35. Por serem preenchidas e perpendiculares a S1, caracterizam juntas de tração geradas paralelamente à direção de máxima compressão $\sigma 1$, responsável pelo dobramento.

Fig. 35 - A) REPRESENTAÇÃO DAS ESTRUT. TECTÔNICAS DO PONTO 102, BR ANTIGA
B) ESTEREOGRAMA DAS FRATURAS DOS SEIXOS, LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO E XISTOSIDADE S_1

4.2.5.- FALHAMENTOS

A estrutura disruptiva mais importante da bacia do Rio Pardo é a falha Rio Pardo-Água Preta que limita as duas unidades litoestruturais que compõem o Grupo Rio Pardo. É uma falha inversa com direção geral NW-SE sendo que o bloco sudoeste subiu em relação ao nordeste. Possui um angulo de mergulho elevado (cerca de 40%) para sudoeste, indicado pela atitude do flanco inverso da última grande dobra da Formação Salobro, assim como, pela foliação de transposição nos metapelitos' Água Preta junto ao plano de falha. Em fotografias aéreas 1:60.000 é visualizada pelo alinhamento de pequenas drenagens ,

cristas e trechos localizados do rio Pardo. Em imagem de satélite (Landsat 1:500.000) o lineamento associado a esta falha' NW-SE pode ser seguido em direção noroeste, adentrando o embasamento, onde sofre uma inflecção na direção NNW-SSE, correspondente ao alinhamento geral das estruturas relacionadas ao Espinhaço da Bahia. Em direção sudeste esta falha está coberta pelos sedimentos recentes.

A origem desta falha pode ser associada ao rompimento do flanco inverso da última megadobra da Formação Salobro e ascenção do bloco a sudoeste desta. Neste caso, a falha se instalou durante a 1ª fase de dobramento,pois o rompimento do flanco inverso teria ocorrido num estágio final de fechamento da megadobra que é de 1ª fase. Um rejeito mínimo de 2 a 3Km' poder ser interpretado a partir desta ruptura do flanco inverso.

Na borda noroeste e oeste do Membro Camacã observou-se falhas inversas pertencentes ao conjunto com direção geral NS. O movimento destas é evidenciado pelas dobras de arrasto que atingem dimensões decamétricas como no ponto 172 (a oeste de Camacã, seção H-H', anexo 3), junto ao contato com o embasamento onde a estratificação toma atitudes verticais. A geração destas falhas também deve estar associada à 1ª fase de dobramento pois as dobras de arrasto são desta fase.

Um terceiro conjunto de falhas, com direção próxima a NE-SW desloca as falhas com direção geral NW-SE , sendo portanto a última geração de estruturas disruptivas da bacia do Rio Pardo.

4.3.- UNIDADE LITO-ESTRUTURAL II

4.3.1.- DELIMITAÇÃO

A unidade lito-estrutural 2 compõem o bloco ao sul da falha inversa Rio Pardo-Água Preta que secciona a bacia na direção NW-SE. A sul é limitada por falhamentos inversos com vergência N e NE que colocam os gnaisses e xistos do embasamento da bacia sobre os metacarbonatos e quartzitos do Membro Serra do Paraíso. O contorno oeste desta unidade estrutural também é predominantemente tectônico com falhas inversas de ver

gência E a NE.

4.3.2.- A PRIMEIRA FASE DE DOBRAMENTO

A primeira fase de dobramento é evidenciada principalmente devido à presença de uma foliação plano axial penetrativa ao longo de quase toda unidade, a qual encontra-se deformada por fases superpostas. Trata-se de uma clivagem ardosiana e xistosidade.

Observou-se dobras decimétricas fechadas a isoclinais desta fase nas proximidades de Teixeira do Progresso, BR-101 (Fig.36 , ponto 77). São estratos milimétricos a centimétricos de metarenito fino intercalados em filitos e metassiltitos. No afloramento, predomina a superfície S2 de clivagem de crenulação. A xistosidade S1, plano axial a estas dobras isoclinais D1, é formada por sericita e moscovita. Constatou-se um aumento gradativo no tamanho das micas de S1 que passam de sericita e moscovita fina para moscovita grosseira e biotita (Foto 33 e 34) conforme se caminha na direção SW a partir da falha inversa ao norte desta unidade lito-estrutural. De uma maneira geral, são muito raras dobras de 1ª fase na unidade lito-estrutural 2.

Fig.36 – DOBRAS DECIMÉTRICAS DA 1º FASE REDOBRADAS PELA 2º e 3º FASE, PREDOMINA S_2 NO AFLORAMENTO, PONTO 77, BR 101

4.3.3.- A 2ª E PRINCIPAL FASE DE DOBRAMENTO

A segunda fase de dobramento é a mais marcante na unidade lito-estrutural 2, quanto a geração de dobras' e foliações plano axiais do tipo clivagem de crenulação, xistosidade e localmente foliação de transposição. A vergência desta fase é para nordeste, com atitudes da foliação plano axial predominantemente em torno de N60-70W 50-70 SW (Fig.37).

Fig. 37-CURVAS DE ISOFREQÜÊNCIA DE PÓLOS DE S_2 CLIV. DE CRENULAÇÃO, DE FRATURA E XISTOSIDADE, MB. ÁGUA PRETA E SERRA DO PARAÍSO, FORMAÇÃO ITAIMBÉ

Foliações Plano Axiais

A clivagem de crenulação desta fase nem sempre está presente, pois em certos trechos ocorreu a paralelização de So, S1 e S2 devido a processos de transposição. Isto é observado no trecho logo a sudoeste da falha inversa Rio Pardo-Água Preta, onde somente se reconhece uma xistosidade fina paralela a um bandamento composicional formado por lâminas milimétricas arenosas e pelíticas com indícios de estiramento e rompimento de flancos típicos de transposição. Esta zona transposta' passa gradativamente a domínios onde a estratificação e a xistosidade S1 apresentam dobras abertas e fechadas com clivagem de crenulação plano axial.

Nos metaritmitos areno-argilosos, a clivagem de crenulação é predominantemente do tipo discreta (classificação de GRAY, 1977). Por ser muito fina e afetar clivagens pré-existentes do tipo ardosiana e xistosidade fina, não é nítida quando observada a olho nú. Em seção delgada a clivagem de crenulação discreta é ondulada e irregular com trechos anastomosados, formada por filmes de pequenas palhetas de moscovita orientadas paralelamente (Foto 35) ou enriquecida com material escuro composto provavelmente por quartzo e óxido de ferro. Estas superfícies irregulares recortam a rocha em "microlitons" com espessuras entre 0,03 e 0,05mm. Já nos filitos Água Preta é mais freqüente a clivagem S2 de crenulação do tipo zonada (GRAY 1977), formando zonas laminares, às vezes com enriquecimento de material escuro (resíduos insolúveis ou óxido de ferro) ao longo dos flancos de microdobras de crenulação assimétricas e simétricas da xistosidade fina S1 (Foto 36). Nas camadas de metarenito intercaladas nos metapelitos, a S2 manifesta-se através de clivagem de crenulação grosseira (classif. de GRAY, op. cit.) nas zonas onde o metarenito possui uma foliação S1 incipiente devido ac leve estiramento dos grãos de quartzo e micas paralelas dispersas, ou, através de uma clivagem de fratura, com espaçamento variável.

Nos metacarbonatos do Membro Serra do Paraíso, observou-se situação semelhante à descrita acima, pois nos leitos de metacalcário, metadolomito e quartzito observa-se uma clivagem de fratura que passa para clivagem de crenulação tanto zonada como discreta nos estratos intercalados de metacalcário micáceo e calcoxisto fino. Nestes últimos a clivagem S2 possui espaçamento desde 0,5mm até 1,0cm com dobras de crenulação assimétricas da superfície So+S1.

Dobramentos

O segundo e principal evento deformacional do setor centro-oriental e sul da bacia do Grupo Rio Pardo gerou dobras de segunda fase que em grande parte apresentam superfície dobrada que se ajusta a um dobramento cilíndrico, conforme diagrama da fig.38.

Nos metaritmitos areno-argilosos e siltosos do Membro Água Preta, observou-se um estilo de dobramento

Fig. 38 - A) DOBRAMENTO EM METARITMITOS PELITO-ARENOSOS DO MB. ÁGUA PRETA
B) CURVAS DE ISOFREQÜÊNCIA DA SUPERFÍCIE DOBRADA (S_0+S_1) MEMBRO ÁGUA PRETA E SERRA DO PARAÍSO - SETOR CENTRO ORIENTAL DA BACIA

Fig. 39 - DOBRAS DA 2ª FASE EM CAMADAS DE METARENITO MICÁCEO - MB. ÁGUA PRETA (ponto 135, BR-antiga)

• S_0
x S_2
◄ Eixo medido S80E/10°
◄- Eixo construído S75E/20°
PA Plano axial

D2 com planos axiais muito inclinados (N40-60W 60-80SW) que localmente passam para inclinações moderadas (30 a 60° SW) e fracas (~20° SW). Os eixos destas dobras possuem caimento subhorizontal (0 a 10°) a fraco (10 a 30°) tanto para W-NW como para E-SE. O perfil destas dobras é de aberto a fechado (Fig.38) com trechos ondulados. Nas dobras mais fechadas os estratos arenosos possuem perfis que se aproximam de dobras similares ou aquelas de classe 2 da classificação de RAMSAY (1967), enquanto as lâminas pelíticas possuem adelgaçamento pronunciado dos flancos e espessamento de charneira, enquadrando-se na classe 3. Em camadas mais espessas, de metarenito micáceo, observou-se dobras com perfil semelhante a classe 1, subclasse 1A, pois possuem tendência ao espessamento dos flancos e adelgaçamento da charneria (Fig.39). Estes mesmos estratos às vezes apresentam somente ondulações abertas de fase 2, com planos axiais subverticais e eixos subhorizontais.

Na região sul da unidade lito- estrutural 2, no domínio dos metacarbonatos e quartzitos Serra do Paraíso, a segunda fase de deformação produziu dobras fechadas com planos axiais mergulhando fortemente para SW. Localmente obvervou-se feições de transposição associadas a dobras fechadas a isoclinais (Fig.40), como estiramento e rompimento de flancos e charneiras isoladas de estratos centimétricos de quartzito intercalados em metacalcários e metadolomitos. Ao longo da borda oeste e sudoeste da bacia, como por exemplo na área da gruta Isabel (Ponto 319, a oeste de Gurupá Mirim), os metacalcários bandados piritosos com lâminas pelíticas exibem um variado conjunto de dobras, desde similares fechadas e abertas e flexuras com clivagem de crenulação plano axial (Fig 41 e Foto 18). Esta superfície de crenulação foi atribuída à segunda fase, pois sua atitude geral N50W 30 SW é coerente com a geometria de S2 no interior da bacia. O estilo das dobras também é semelhante às dobras D2 anteriormente descritas, diferenciando-se das dobras da 3ª fase, predominantes nesta área, que são de estilo fechado isoclinal, conforme será discutido no item seguinte.

Fig. 40 - DOBRAS FECHADAS A ISOCLINAIS EM METACALCÁRIOS COM LÂMINAS QUARTZÍTICAS - MEMBRO SERRA DO PARAÍSO

Fig. 41 - DOBRAS DE 2ª FASE, SETOR OESTE DA BACIA, GRUTA ISABEL, PONTO 319, MB. S. DO PARAÍSO FM. ITAIMBÉ

As megadobras de 2ª fase representadas nas seções da BR-101 e BR antiga (seções C-E' e F-G', anexo 3) refletem o estilo observado em dobras mesoscópicas ao longo dos afloramentos destas seções. O fechamento destas grandes dobras foi interpretado a partir das relações entre a superfície dobrada (So+S1) e a clivagem de crenulação ou xistosidade (S2) plano axial. Conforme a litologia e sua posição em relação ao limite sul da bacia, notou-se uma variação no estilo da 2ª fase de dobramento. No trecho inicial, logo a sul da falha inversa, onde predominam ritmitos siltico-arenosos com pelitos intercalados, a estrutura principal é a superfície S2 de crenulação muito fina e penetrativa, que corta em ângulo aberto, um bandamento composicional (So+S1) de espessura milimétrica a centimétrica com dobras microscópicas e mesoscópicas de crenulação (Foto 10), empregando em escala de afloramento uma ondulação aberta e irregular a So+S1. No setor central do Membro Água Preta, especialmente ao longo do córrego Surubim (BR antiga, seção F-G', anexo 3),onde predominam camadas de metarenitos com espessura métrica, a estrutura maior D2 caracteriza-se por ondulações abertas assimétricas com vergência para NE e que localmente passam a dobras mais fechadas, sendo que a clivagem de fratura e de crenulação (S2) local é a estrutura secundária. No domínio sul, já nos metacarbonatos e metapsamitos Serra do Paraíso, as megadobras D2 tornam-se mais fechadas, com um estilo quase isoclinal, onde o bandamento composicional (So+S1) freqüentemente está paralelo a S2 e com mergulhos entre 40 a 60° para SW.

O dobramento da 2ª fase evidencía uma compressão no sentido de SW para NE. Relaciona-se as falhas inversas com vergência NE que jogaram o embasamento sobre os metassedimentos do Grupo Rio Pardo no limite sul da bacia com este esforço compressivo. O encurtamento associado a esta fase foi avaliado em 35 a 40%, conforme medidas realizadas na seção da BR-101 (seção D-E', anexo 3). Este encurtamento torna a unidade lito-estrutural 2 com características sub-autóctones, pois o embasamento não deve ter acompanhado o mesmo grau de achatamento sofrido pela cobertura metassedimentar, devido a suas características mecânicas mais rígidas.

4.3.4.- A TERCEIRA FASE DE DOBRAMENTO E A TECTÔNICA DA BORDA OESTE

A terceira fase de dobramento na unidade lito-estrutural 2 foi constatada nitidamente em dois locais, onde observou-se o redobramento de dobras da segunda fase.

Na gruta São Gotardo (ponto 328, localizada a 65Km ao sul de Teixeira do Progresso, anexo 1), ocorrem dobras com padrão domico (Fotos 37 e 38) em estratos centimétricos de quartzito intercalados em metadolomitos. Os eixos medidos ao longo das cristas maiores destas superfícies domicas, quando lançados em estereograma configuram um círculo máximo que coincide grosseiramente com a atitude da foliação S2 N60W 40SW do afloramento subterrâneo (Fig.42). O corte perpendicular à clivagem de fratura S2 e paralelo ao eixo maior destes domos (Foto 38 e Fig. 42), produz perfis típicos de dobras similares, onde a superfície S2 é plano axial. A seção ortogonal ao corte anterior, contendo o eixo maior dos domos, produz figuras elipticas, cujo eixo maior (Y) mede entre 15 a 30cm e o menor (Z) entre 8 a 12cm (Fig.42c). Interpretou-se estas estruturas como sendo figuras de interferência do tipo 1 (domos e bacias) de RAMSAY (1967)com leve tendência para o tipo 2, entre dobras similares fechadas da 2ª fase e dobras abertas da 3ª fase. As dobras similares expostas no plano XZ (Fig.42 b) são consideradas de 2ª fase por acompanharem o estilo e a orientação observada em outros pontos da seção, além de possuirem como plano axial uma clivagem de fratura concordante com a superfície S2 da área. As dobras abertas da 3ª fase ondulam as cristas da 2ª fase produzindo domos e bacias decimétricas. A 3ª fase possui neste ponto eixos que oscilam entre N10 a 20W/ 10 a 20° e S10W/10° e plano axial N10 a 20W 50 a 60° SW.

Também a sul de Teixeira do Progresso, na BR-101, pontos 80 e 81, ocorre um vistoso afloramento de metadolomito com lâminas xistosas que exibe 3 fases de dobramento. Observou-se dobras decimétricas fechadas a isoclinais consideradas de 2ª fase pois dobram além do bandamento composicional (So) uma xistosidade fina (S1) formada por moscovita, talco e clorita (Fig.43). Os eixos destas dobras, além de lineações tipo b formadas por eixos de microcrenulações, possuem mergulho

Fig. 42 – FIGURAS DE INTERFERÊNCIA ENTRE A 2ª E 3ª FASES
Metadolomitos com laminas quartziticas - gruta São Gotardo, ponto 328

de 5 a 10º para N50-70W e 5 a 15º para S75-80E. Seus planos axiais encontram-se deitados. As dobras de 3ª fase, que redobram as anteriores (Fig.43), são abertas com planos axiais em torno de N12W 58SW e eixos mergulhando de 5 a 20º para S 10E. As dimensões destas dobras D3 variam de alguns centimétros até uma ondulação quilométrica conforme representação nas seções D-E' e F-G' (anexo 3).

Fig. 43-DOBRAS DA 3ª FASE EM METADOLOMITOS XISTOSOS (ponto 80, BR-101)

• S_0+S_1
◄ Eixo construído S10E/10°
← Eixos medidos – b_3

De modo geral, ao longo da unidade litoestrutural 2, com excessão da borda oeste, a terceira fase manifesta-se localmente através de redobramentos, ou, pela presença de uma clivagem de crenulação com direções entre NS e N20W e mergulhos altos. Como exemplo, cita-se a região do ponto 262 (entre Itaimbé e Gurupá Mirim) onde a superfície de crenulação S2' com atitude N80W 60SW plano axial a dobras D2 abertas em metacalcários com estratos filitosos é cortada por uma clivagem de crenulação menos penetrativa de atitude N10-20W subvertical, atribuída à 3ª fase.

As dobras da 3ª fase, assim como a fo

Fig. 44 - DOBRAS DA 3º FASE NA SERRA DA ÁGUA BRANCA
(margem oeste da bacia)

Fig. 45 - DOBRAS EM BAINHA, 3º FASE, METACALCÁRIOS DOLOMÍTICOS COM LAMINAS QUARTZÍTICAS, BORDA OESTE DA BACIA
EIXO A: N20W/ 30°, B: S15W/20°

liação plano axial S3, descritas acima, indicam esforços compressivos na direção E-W e E-NE com vergência para leste. Relaciona-se esta compressão E-W com os falhamentos inversos com direção geral NS e transporte tectônico para E-NE que marcaram intensamente a borda oeste da bacia. Neste setor da unidade litoestrutural 2, observou-se dobramentos mesoscópicos fechados a isoclinais (Fig.44) com planos axiais em torno de N20W 75SW e eixos N20-30W/10° a 30°, além de zonas transpostas, onde somente se observa um bandamento composicional formado por estratos carbonáticos e quartzíticos com lâminas pelíticas (estratificação modificada pela transposição) paralelos a uma clivagem de fratura e xistosidade fina penetrativas. Nas lâminas pelíticas a xistosidade fina é formada por moscovita, sericita, talco e clorita. Localmente, em charneiras centimétricas isoladas, observou-se em seção delgada, uma clivagem de crenulação paralela ao bandamento composicional geral. Na Serra da Água Branca, nas proximidades de um falhamento inverso (Ponto 309), ocorrem dobras isoladas e intrafoliais com padrão domico conforme esquema da fig.45. Interpretou-se estas estruturas como sendo dobras em bainha ("sheat folds") geradas por processos de cisalhamento simples associados ao dobramento fechado a isoclinal com transposição local devido à proximidade de falhas inversas e o desenvolvimento de zonas de cisalhamento (conforme modelo de MINNIGH, 1979 e COBBOLD e QUINQUIS, 1980).

Estes dobramentos fechados com transposição e geração de dobras em bainha são interpretados como sendo conseqüência da terceira fase de dobramentos, pois estão associados à tectônica de compressão E-W com vergência para leste responsável pelas dobras D3 locais no interior da bacia. Conclui-se daí, que a intensidade desta tectônica é crescente de leste para oeste, atingindo o máximo grau de deformação junto aos falhamentos inversos N-S da borda oeste, onde deve ter ocorrida a obliteração quase total de estruturas pré-existentes, devido à transposição de fase 3, a qual paralelizou as foliações S1 e S2 provavelmente presentes anteriormente.

Conclui-se portanto, que ao longo da borda oeste há uma foliação plano axial com direção geral N10-20W e caimentos fortes para SW (Fig.46), caracterizada por uma xistosidade fina, clivagem de crenulação local e de uma foliação de transposição que representam uma terceira fase de defor-

mação do Grupo Rio Pardo.

Fig. 46-CURVAS DE ISOFREQÜÊNCIA DE PÓLOS DE XISTOSIDADE E CLIV. DE CRENULAÇÃO S_3

As megadobras representadas nas seções' que cortam o limite oeste da bacia correspondem portanto a dobras da 3ª fase, e a foliação plano axial é uma S3.

4.4.-SÍNTESE DA EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO GRUPO RIO PARDO

A bacia do grupo Rio Pardo sofreu uma primeira fase de deformação com esforços compressivos na direção geral NE-SW e vergência para NE (Fig.47a). Esta compressão' produziu dobras quilométricas na unidade lito-estrutural 1, causando um encurtamento de aproximadamente 15% e uma foliação plano-axial (S1) que varia desde uma xistosidade fina, no setor sul, que passa em direção nordeste a uma clivagem ardosiana e de fratura. Interpreta -se esta variação como sendo conseqüência de uma atenuação gradativa da deformação no sentido NE conforme se atinge níveis mais externos da bacia. O desenvolvimento da falha inversa Rio Pardo-Água Preta, de direção NW-SE e vergência NE, deve ter se iniciado nesta 1ª fase de deformação' juntamente com o rompimento do flanco inverso da última grande dobra inversa da Formação Salobro. Este baixo grau de deformação e encurtamento tornam a unidade lito-estrutural 1 com carac

terísticas autóctones. Eventualmente o extremo sul desta unidade, junto a dobra inversa, torna-se sub-antóctone. Na unidade lito-estrutural 2, esta 1ª fase é evidenciada pela geração de uma xistosidade e um estilo de dobramento fechado a isoclinal observado em dobras decimétricas locais.

Com um segundo evento de compressão, no mesmo sentido do primeiro, ou através de uma reativação dos esforços iniciais, ocorreu a superimposição da segunda e mais importante fase de deformação com o desenvolvimento de clivagem de crenulação plano-axial a dobras fechadas e abertas com vergência para NE (Fig.47b). Esta 2ª fase está impressa quase que exclusivamente na unidade lito-estrutural 2, onde causou um encurtamento entre 35 e 40%. A unidade lito-estrutural 1 registrou estes esforços através de formação de clivagem de crenulação local principalemente nas proximidades da falha inversa Rio Pardo-Água Preta.

O fato da unidade lito-estrutural 2 apresentar dobramentos de 2ª fase fechados, as vezes com planos axiais deitados e transposição local, além de um encurtamento de até 40%, sugere que esta cobertura tenha sofrido um descolamento em relação ao embasamento, pois este não teria condições de acompanhar o mesmo grau de achatamento sofrido pela cobertura. Conclui-se portanto, que a unidade 2 é no mínimo sub- autóctone. O agente causador destes esforços compressivos foram as falhas inversas do embasamento com vergência NE.

A terceira fase de deformação afetou a bacia com sentido de compressão para leste (Fig.47c). Sua manifestação foi mais intensa na margem oeste da unidade lito-estrutural 2, associada aos falhamentos inversos com direção N-S e vergência E-NE que jogaram cunhas do embasamento sobre os metassedimentos Rio Pardo. No interior da bacia, principalmente na unidade 2, a 3ª fase ocorre localmente com a formação de clivagem de crenulação e redobramento de dobras da 2ª fase. Este evento final de dobramento deve ter ocorrido em função da movimentação de blocos do embasamento ao longo de estruturas disruptivas pré-existentes com orientação geral N-S e N-NE.

Fig. 47 - ESQUEMA DA EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO GR. RIO PARDO

5.- METAMORFISMO DO GRUPO RIO PARDO

As rochas do grupo Rio Pardo apresentam metamorfismo regional dinamotermal progressivo de norte para sul. Utilizando o conceito de grau metamórfico de WINKLER (1976), reconheceu-se um domínio norte com grau metamórfico incipiente' o qual passa gradativamente para o domínio de grau fraco a sul. O limite entre estes é marcado pelo surgimento da zoisita-clinozoisita.

O domínio de grau incipiente é formado' pelos metapelitos do Membro Camacã e grande parte dos metapsamitos e metagrauvacas da Formação salobro. As rochas carbonatadas e dolomíticas desta área, como é normal nestas condições de metamorfismo brando (WINKLER, op. cit.), praticamente não foram afetadas.

O metamorfismo de grau incipiente foi responsável por uma cristalização fina nas ardósias e metassiltitos (com micas entre 0,02 e 0,05mm). Sua associação mineralógica é típica da zona da clorita, com quartzo, sericita e clorita. Os grãos de quartzo apresentam-se levemente estirados no plano da clivagem ardosiana. As rochas metacarbonatadas deste domínio apresentam como mineral metamórfico somente algumas palhetas de clorita. As metagrauvacas apresentam paragênese metamórfica semelhante aos metapelitos, diferenciando-se pelo aumento do tamanho das micas (moscovita e clorita) e pela reação de transformação de grãos de feldspato sódico (plagioclásio) em sericita sódica (paragonita).

A transição para o domínio metamórfico' de grau fraco ou início do fácies xisto verde, é caracterizada' pelo aparecimento dos minerais zoisita e clinozoisita indentificados no ponto 58 (BR-101) em metagrauvacas, nas proximidades da passagem para a unidade estrutural 2. A presença freqüente de talco (identificado por difratometria de raios X) nos metacalcários e metadolomitos dos Membros Serra do Paraíso e Água Preta, na unidade lito-estrutural 2, marca o grau fraco para estas rochas, conforme a reação: 3 dolomita + 4 quartzo + $1H_2O$= 1 talco + 3 calcita + $3CO_2$, proposta por METZ e TROMMSDORFF'

(1968), Apud WINKLER (1976). Outra característica do grau fraco nestes metadolomitos foi registrada no ponto 284 (proximidades' da borda oeste, logo a N do rio Pardo) onde junto à cristais euhedrais de pirita com até 2mm de aresta ocorem sombras de pressão formadas por clorita incolor e com birrefrigência cinza claro a médio identificadas como sendo clinocloro, variedade de clorita rica em Mg e Al, a qual é típica do grau fraco em dolomitos silicosos com Al_2O_3, segundo WINKLER, op. cit.

Nos metapelitos e metapsamitos Água Preta a associação típica do grau fraco é formada por quartzo, moscovita , clorita e localmente epidoto (zoisita e clinozoisita) e biotita. A biotita, levemente pleocróica de incolor a marrom' claro,torna-se bastante freqüente em direção sul da bacia, tanto nos metapelitos como em níveis micáceos intercalados nos metacalcários Serra do Paraíso. Com o surgimento da biotita, decresce a presença de clorita, predominando o par moscovita e biotita sobre o de moscovita e clorita, caracterizando ainda o grau metamórfico fraco, mas de temperatura mais elevada. Os metacalcários na borda sul apresentam recristalização maior dos carbonatos (calcita e dolomita) com formação de uma textura' grosseira.

O principal evento metamórfico gerador' de minerais micáceos (sericita, moscovita, clorita e biotita) ocorreu durante a primeira fase de deformação, pois a segunda fase já possui uma clivagem de crenulação plano axial. Associado' à segunda fase também houve recristalização de sericita, observada ao longo dos planos de clivagem de crenulação S2 dos metapelitos Água Preta. A terceira fase também deformou as micas geradas na 1ª fase não alterando o grau metamórfico da bacia.

Cristais milimétricos de pirita com forte achatamento no plano de S2 e estiramento segundo o eixo A das dobras desta fase, sugerem tembém processos de recristalização associados à segunda fase.

Instituto de Geociências U.C.P. BIBLIOTECA I/325

Na figura 48 representou-se aproximadamente o campo do metamorfismo da bacia do Rio Pardo em função da temperatura e pressão. Este corresponde a um metamorfismo regional intermediário do tipo Barroviano, atingindo a zona da

clorita e biotita, início da fácies xisto verde, conforme MYASHIRO (1961) e WINKLER (1976).

Fig. 48 – REPRESENTAÇÃO DO CAMPO DO METAMORFISMO REGIONAL DO GRUPO RIO PARDO. DIAGRAMA DE WINKLER, 1976

6.- O PROBLEMA DA IDADE DO GRUPO RIO PARDO

As determinações geocronológicas disponíveis do Grupo Rio Pardo limitam-se a 5 análises pelo método Rb-Sr e 3 pelo método K-Ar, realizadas por CORDANI (1973). Para as análises Rb-Sr foram utilizadas quatro amostras de ardósia do Membro Camacã e uma de filito do Membro Água Preta (Fig.49 e tab. 1) todas ricas em Rb, conforme CORDANI, op. cit.. Com estas cinco análises, o autor acima citado construiu duas isócronas (Fig.50), sendo que na isócrona I, com idade de 630± 170m.a e razão inicial de 0,708 foi desprezada a amostra 1 ou BA-69-8, sem justificativas claras. Na isócrona II, considerando a amostra acima desprezada, obteve idade de 470± 125m.a e razão inicial de 0,724, mais compatível com a natureza metassedimentar das amostras. As duas determinações de idade K-Ar em rocha total de filitos assim como uma em flogotipa de mármores do Membro Serra do Paraíso forneceram um valor significativo regionalmente de 500-510 m.a.. CORDANI (op. cit.) relaciona a idade de 630 m.a. para o evento gerador da paragênese metamórfica principal, o qual foi seguido por tectonismo importante, talvez associado ao levantamento epirogenético da área, responsável pelo fechamento dos sistemas em relação à difusão do argônio e conse

Fig. 49 - DETERMINAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS DO GRUPO RIO PARDO
Pontos amostrados por Cordani, 1973

TABELA 1 - Resultados analíticos Rb-Sr e K-Ar dos metassedimentos do Grupo Rio Pardo. Determinações realizadas por CORDANI, 1973. Tabelas extraídas de SIGA JUNIOR, 1980.

*LOCALIZAÇÃO DO PONTO DE AMOSTRAGEM NO MAPA, FIG. 49.

DETERMINAÇÕES Rb-Sr EM METASSEDIMENTOS DO GRUPO RIO PARDO*

Nº de Ordem *	Nº de Campo	Rocha	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	Idade(m.a.)	Unidade litoestratigráfica
1	BA-69-8	Filito	145,5	41,1	10,34	0,7920	590 ± 25	MEMBRO CAMACÃ
	CA-18	Filito	110,5	41,0	7,85	0,7740	616 ± 30	MEMBRO CAMACÃ
	PB-33-27	Filito	168,4	56,0	8,78	0,7910	686 ± 30	MEMBRO CAMACÃ
2	BA-69-13A	Ardósia	90,7	39,8	6,64	0,7700	686 ± 35	MEMBRO CAMACÃ
3	CA-39	Filito	168,4	54,6	9,00	0,7890	654 ± 29	MEMBRO ÁGUA PRETA

DETERMINAÇÕES K-Ar EM METASSEDIMENTOS DO GRUPO RIO PARDO

Nº de Ordem *	Nº de Campo	Rocha	Material	%K	Ar^{40} rad.X 10^{-5} ccSTP/g	$\%Ar^{40}$ atm.	Idade	
1	CA-18	Ardósia	R.T	2,4669	5,276	3,18	480 ± 24	MEMBRO CAMACÃ
3	CA-39	Filito	R.T	3,0406	6,987	1,72	509 ± 26	MEMBRO ÁGUA PRETA
4	GB-CAL	Mármore	Flogopita	8,7716	21,08	51,59	532 ± 26	MEMBRO SERRA DO PARAÍSO

qüêntemente pela idade K-Ar de aproximadamente 500 m.a.

Com os mesmos resultados analíticos de CORDANI (1973) traçou-se uma isócrona em computador através do modelo de WILLIAMSON (Fig.51). Obteve-se uma idade de 541,4± 78,3 m.a. e razão inicial de 0,717. O valor de MSWD (Mean Square Weight Deviate) é de 3,37, sendo que o valor de corte para cinco amostras é de 2,68, segundo a tabela de BROOKS et al. (1977), Apud SATO (1986). Trata-se, portanto, de uma errócrona' (BROOKS, et al. op, cit.) o que no caso de rochas cogenéticas' significa que o sistema mineral permaneceu aberto devido à algum problema geológico, ou, é uma conseqüência de rochas não cogenéticas. A primeira possibilidade é mais provável, pois as amostras são de níveis estratigráficos semelhantes, portanto , grosseiramente cogenéticas. Interpreta-se esta variação na relação Sr^{87}/Sr^{86} apresentada pelas amostras BA-69-13A (ponto 2, Fig.49) e CA-39 (ponto 3, Fig. 49) devido ao diferente grau de deformação e metamorfismo que estas apresentam em função de sua posição distinta na bacia Apesar de se tratar de uma errócrona, a idade obtida é coerente com o evento metamórfico das regiões circunvizinhas do Cráton do São Francisco, além do erro ser menor do que das isócronas anteriores. Em vista disto, adotou-se provisoriamente o valor indicado por esta errócrona para o metamorfismo principal do Grupo Rio Pardo. Aliás, este valor não fica distante das assertivas de BRITO NEVES et al., 1980, onde sugeriu uma isócrona com 650± 170 m.a. e RI de 0,708 para o Rio Pardo com os mesmos dados. As tentativas de aprimorar esta errócrona através de amostras cuja razão Rb^{87}/Sr^{86} pudesse definir' melhor sua origem (R.I.) não tiveram sucesso devido ao avançado grau de alteração intempérica dos metapelitos observados na bacia.

Um dado importante para estabelecer a idade máxima para o Grupo Rio Pardo é fornecido pelos diques de rochas básicas (diabásio), intrusivos nos granulitos do complexo de Jequié (embasamento dos metassedimentos) e que não afetam a cobertura metassedimentar do Rio Pardo. Esta relação foi observada na borda noroeste da bacia, ponto 172, na estrada que liga Camacã a Pau Brasil. Estes diques são bastante freqüentes no embasamento que contorna a borda norte da bacia. Os seixos de diabásio observados nos metaconglomerados da Formação Panelinha devem ser provenientes destes diques, o que também leva à inter

pretação que estes diques são anteriores à instalação da bacia do Grupo Rio Pardo. Determinações K-Ar destes diques(publicadas em CORDANI e IYER, 1976), apontam uma idade que varia de 800 a 1.100 m.a. (Tab. 2). Os valores mais antigos (1.000 a 1.100 m.a.) correspondem à análises em plagioclásio e os mais jovens (800 a 900 m.a.) são de rocha total. As amostras BA-69-4-C e O-70-C observadas em seção delgada, exibem granulação média e grosseira, respectivamente, com plagioclásios pouco afetados por sericitização. Já as amostras O-60 e CA-19 possuem granulação fina e média apresentando sericitização mais intensa que as anteriores, sendo que a análise O-60 é em rocha total. Considera-se as análises K-Ar em plagioclásio das amostras BA-69-4-C e O-70-C como mais significativas e confiáveis em relação à idade de resfriamento da rocha,pois,além destas amostras apresentarem menor alteração intempérica e granulação mais grosseira, as análises K-Ar em plagioclásio possuem melhor qualificação geral nos resultados analíticos em relação às análises em rocha total.

nº de Ordem*	Nº de Campo	Rocha	Material	%K	Ar^{40} radiog.X 10^{-5}ccSTP/g	%Ar^{40} atm.	idade(ma.)
5	O-60	Diabásio	RT	0,6500	3,003	12,47	914 ± 17
6	BA-69-4-C	Diabásio	Plag.	0,7474	4,332	5,20	1087 ± 16
7	O-70-C	Diabásio	Plag.	0,7653	4,934	7,64	1178 ± 43
8	CA-19	Diabásio	Plag.	0,9877	4,159	68,69	915 ± 14

TABELA 2 - Determinações K-Ar em rochas básicas intrusivas nos granulitos da Faixa Costeira nos Arredores da bacia do Grupo Rio Pardo. Dados extraídos de CORDANI e IYER, 1976 e SIGA JUNIOR,1980.

*LOCALIZAÇÃO DO PONTO DE AMOSTRAGEM NO MAPA, Fig. 49

Sendo a idade de 1.100 m.a. correspondente ao resfriamento das intrusivas básicas , considera-se que a idade de intrusão deste material deve ser superior a 1.100 m.a. Lembrando que a idade obtida em plagioclásio tende a fornecer um valor mais jovem que a idade verdadeira de rochas básicas , quando determinada em anfibólios (com. verbal W. TEIXEIRA), adotou-se um valor, de certa forma arbitrário, de 1.100 m.a. como idade mínima destes diques básicos.

Conclui-se, portanto, que a idade de sedimentação do Grupo Rio Pardo deve ser mais jovem que cerca de de 1.100 M.a e mais antiga que 550 M.a.. Segundo a proposta de PLUMB E JAMES (1986) para subdivisão do tempo precambriano, considera-se que o Grupo Rio Pardo provavelmente se depositou durante o final do Proterozóico II (1.600 a 900 M.a.) e início do

Proterozóico I (900 a 570 M.a.), tendo sofrido metamorfismo no final do Proterozóico I e início do Cambriano.

Fig. 50 – ISÓCRONAS DE REFERÊNCIA PARA OS METASSEDIMENTOS DO GRUPO RIO PARDO TRAÇADAS POR CORDANI, 1973 (Localização das amostras na tab. I)

Fig. 51 – "ISÓCRONA" PARA O GRUPO RIO PARDO PELO MODELO WILLIAMSON (Dados de Cordani 1973)

V.- CONSIDERAÇÕES FINAIS

1.-CORRELAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DO GRUPO RIO PARDO NO SETOR SUL-SUDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

O Grupo Rio Pardo vem sendo recentemente correlacionado com as unidades correspondentes ao Grupo Bambuí que constituem o Supergrupo São Francisco do ciclo Brasiliano (ALMEIDA, 1977; INDA e BARBOSA, 1978; MASCARENHAS et al. e MISI,,1979). Por outro lado, trabalhos mais antigos, como o de OLIVEIRA e LEONARDOS (1943) e ALMEIDA (1954 e 1964) correlacionaram a Formação Salobro do Grupo Rio Pardo com a Formação Bebedouro da Chapada Diamantina, Bahia (base do Grupo Bambuí) e Grupo Macaúbas , equivalente ao Bebedouro na faixa Araçuaí, norte de Minas Gerais. Para ALMEIDA, op. cit., a Formação Salobro estaria coberta por uma seqüência pelito-carbonatada, a qual , correlacionou ao Grupo Bambuí. Mas, a maioria das colunas litoestratigráficas propostas para o Grupo Rio Pardo (Fig.3), consideram a Formação Salobro em posições médias a superiores, nunca na base do Grupo Rio Pardo, o que, juntamente com uma equivalencia entre as Formações Salobro e Bebedouro, sugere que parte da seqüência do Rio Pardo corresponde a unidades infra-Bebedouro ou anteriores ao Grupo Bambuí. Neste trabalho, comprovou-se que a Formação Salobro constitui o topo do Grupo Rio Pardo e que entre esta e as unidades subjacentes (Formações Itaimbé, Panelinha e o embasamento) há uma discordância erosiva e levemente angular, mostrando que houve uma fase de epirogênese após a deposição das Formações Panelinha e Itaimbé, seguida pela transgressão da Formação Salobro. Considerando os dados acima citados e uma equivalencia entre as Formações Salobro e Bebedouro , conclui-se que as Formações Panelinha e Itaimbé devem ser correlatas a unidades imediatamente anteriores ao Grupo Bambuí e a Formação Bebedouro, as quais, no contexto do Cráton do São Francisco na Bahia correspondem ao Grupo Chapada Diamantina, parte superior do Supergrupo Espinhaço.

Convém lembrar aqui alguns aspectos litoestratigráficos das coberturas do Proterozóico médio e superior do cráton do São Francisco, nos Estados da Bahia e Minas Gerais, importantes para discutir correlações com o Grupo Rio Pardo.

Na região centro-norte e sul da Bahia, o cráton do São Francisco está coberto pelos Grupos Chapada Diamantina, na base e Una (correlacionado ao Grupo Bambuí) no topo. Entre o topo do Grupo Chapada Diamantina e a base do Grupo Una, ocorre uma discordância erosiva demonstrada por MONTES (1977) e sugerida pela cartografia geológica da Formação Bebedouro (unidade basal do Grupo Una) na Bahia, pois esta cobre diretamente as Formações Morro do Chapéu, Caboclo e Tombador, do Grupo Chapada Diamantina (por exemplo, nas bordas do sinforme de Iraquara e Palmeiras, Mapa Geológico do Estado da Bahia, 1:1.000.000, INDA e BARBOSA, 1978). O Grupo Chapada Diamantina (segundo INDA e BARBOSA, op. cit.), inicia-se na base com quartzitos médios a grosseiros além de conglomerados e siltitos intercalados, correspondentes às Formações Lavras e Tombador. Estas são cobertas normalmente pela Formação Caboclo, com metassiltitos, ardósias, metarenitos e níveis subordinados de calcários com estromatólitos. O topo deste grupo corresponde a Formação Morro do Chapéu, com metarenitos finos e médios além de intercalações pelíticas e conglomeráticas. O Grupo Chapada Diamantina é coberto discordantemente pela Formação Bebedouro (base do Grupo Una) constituída por metarenitos feldspáticos metassiltitos com clastos isolados, metagrauvacas conglomeráticas e metaconglomerados com matriz areno-pelítica e seixos de gnaisse, granito, quartzito, siltito e calcário. OLIVEIRA e LEONARDOS (1943), com base nas características texturais da Formação Bebedouro sugeriram origem flúvio -glacial para esta unidade. ROCHA CAMPOS e HASUI (1981a) em sua síntese sobre as rochas glaciogênicas do Proterozóico brasileiro, concluem que a origem glacial da Formação Bebedouro é provável, mas que a presença de evidências decisivas como diamictitos com seixos facetados e seixos "pingados" requerem confirmação. Sobre estes psamitos e pelitos ocorre uma seqüência predominantemente carbonática correspondente à Formação Salitre, topo do Grupo Una. MACEDO e BONHOMME (1984) obtiveram uma idade Rb-Sr referente a diagênese tardia da Formação Bebedouro em torno de 900 m.a.,enquanto que para a Formação Caboclo determinaram um alinhamento Rb-Sr interpretado também como diagênese tardia de cerca de 960 m.a.. Sugerem portanto uma idade estratigráfica do Bebedouro entre 960 e 900 m.a., ou então, superior a 960 m.a., no caso de ambas formações terem sofrido um só evento diagenético, o que os autores consideram pouco provável.

Na região norte e nordeste de Minas Gerais, as diversas unidades metassedimentares com níveis conglomeráticos que repousam sobre os metapsamitos e psefitos do Supergrupo Espinhaço e estão sotopostas aos metacarbonatos do Grupo Bambuí, foram reunidas sob a designação genérica de Grupo Macaúbas (RENGER, 1970 e SCHÖLL, 1972, apud ROCHA CAMPOS e HASUI, 1981 b). Estes estratos conglomeráticos do Macaúbas variam desde verdadeiros diamictitos, até metagrauvacas conglomeráticas ou xistos e filitos com seixos dispersos. Segundo ROCHA CAMPOS e HASUI, op. cit., a presença de pavimentos estriados e as propriedades texturais dos diamictitos com seixos estriados e facetados que cobrem diretamente estes pavimentos, são evidências inequívocas para uma origem glacial dos diamictitos do Grupo Macaúbas. Segundo os mesmos autores, o Grupo Macaúbas exibe uma variação faciológica de oeste para leste, desde um tilito continental na área cratônica a oeste (Jequitaí, MG) até um fácies de sedimentação glacio-marinha a leste, no interior da Faixa de Dobramentos Araçuaí. A idade do Grupo Macaúbas ainda não foi estabelecida com segurança, sendo baseada principalmente na idade mais jovem das rochas subjacentes, representadas pelo Supergrupo Espinhaço, com idade mínima K-Ar de 1.350 M.a. e o Grupo Bambuí, sobrejacente com uma estimativa de 600 M.a (ROCHA CAMPOS e HASUI, op. cit.). O resfriamento das rochas do Macaúbas ocorreu a cerca de 545± 25 M.a, conforme determinação K-Ar obtida por SIGA JR.(1986).

Com os dados acima expostos e considerando que o Grupo Rio Pardo constitui uma cobertura cratônica gerada no final do Proterozóico Médio a início do Superior e metamorfisada no ciclo Brasiliano, com idade de sedimentação entre 1.100 e 600 M.a., faz-se necessário examinar duas possibilidades de correlações crono e litoestratigráficas no âmbito do cráton do São Francisco no sul da Bahia e norte de Minas Gerais:

1-<u>A Formação Salobro é equivalente à Formação Bebedouro</u>.

Propõe-se aqui correlacionar a superfície erosiva do topo do Grupo Chapada Diamantina com aquela descrita entre o topo da Formação Itaimbé e a base da Formação Salobro. Esta discordância erosiva seria conseqüência de uma epirogênese generalizada sofrida pelo cráton do São Francisco por volta de 900 m.a.. Outro critério de correlação poderia ser a

influência glacial na sedimentação destas unidades. Mas, apesar de OLIVEIRA e LEONARDOS (1943) terem interpretado o Salobro como glaciogênico, ROCHA CAMPOS e HASUI (1981c) e este trabalho não comprovaram uma influência glacial na sedimentação da Formação Salobro. Sugere-se aqui apenas uma eventual influência glacial na área fonte da Formação Salobro devido ao seu caráter extremamente imaturo e a presença de conglomerados calcários espessos e calcarenitos. Por outro lado, a Formação Bebedouro também não está claramente definida como sendo glaciogênica. Mas, sua litologia é bastante semelhante a da Formação Salobro, pois seus sedimentos são também imaturos e mal selecionados, refletindo sedimentação associada a forte energia de transporte, provavelmente em parte devido a deslizamentos de massa subaquáticos. Neste quadro correlativo, as Formações Itaimbé e Panelinha correspondem ao Grupo Espinhaço (Fig.52). Na seqüência do grupo Chapada Diamantina,a unidade que mais se assemelha à Formação Itaimbé é a Formação Caboclo onde predominam metassiltitos com lentes de metacalcários com estromatólitos localizados. A Formação Panelinha possui uma semelhança litológica com a Formação Tombador.

O Grupo Rio Pardo ainda não dispõe de dados geocronológicos apropriados, mas, a faixa temporal de sua deposição, entre 1.100 e 600 m.a., é compatível com uma correlação cronoestratigráfica entre a unidade superior deste (Formação Salobro) e a Formação Bebedouro, datada de 960 a 900 m.a.

2-<u>A Formação Panelinha corresponde à Formação Bebedouro e as Formações Itaimbé e Salobro seriam equivalentes ao Grupo Bambuí</u>.

Nesta segunda possibilidade de correlação, grande parte do Grupo Rio Pardo corresponderia à seqüência pelito-carbonática de cobertura do cráton do São Francisco, constituída pelo Grupo Bambuí. Utiliza-se, neste caso, o caráter transgressivo da seqüência carbonática (Formação Salitre do Grupo Una e unidade pelito-carbonática do Grupo Bambuí) sobre a Formação Bebedouro e o embasamento, como se observa, por exemplo, no mapa geológico da região de Ituaçú (Mapa Geológico do Estado da Bahia, INDA e BARBOSA, 1978). Esta transgressão seria equivalente àquela constatada no Membro Serra do Paraíso (Formação Itaimbé), o qual transgride sobre a Formação Panelinha e

o embasamento, como observado à noroeste de Pau Brasil, na bacia do grupo Rio Pardo. Nesta correlação, os psefitos e psamitos Panelinha corresponderiam à Formação Bebedouro, enquanto que a discordância erosiva da base desta formação seria equivalente à base da Formação Panelinha. As Formações Itaimbé e Salobro, seriam respectivamente correlacionadas à unidade carbonática do Bambuí e à Formação Três Marias. Nestas comparações surgem divergências marcantes quanto aos tipos litológicos, pois a Formação Itaimbé possui uma grande quantidade de quartzitos intercalados nos metacarbonatos,o que não ocorre na unidade carbonática do Bambuí. Por outro lado, a Formação Panelinha não possui a variedade litológica nem a espessura que a Formação Bebedouro apresenta. A falta de identidade litológica e faciológica ocorre também entre as Formações Salobro e Três Marias, além do que, não há uma discordância erosiva expressiva entre o topo da unidade carbonática e a base da Formação Três Marias, correlacionável à importante discordância erosiva entre as Formaçoeš Itaimbé e Salobro, do Rio Pardo.

Concluindo, considera-se que a 1ª possibilidade de correlação é mais coerente com os dados disponíveis, sendo adotada neste trabalho (Fig.52). As Formaçoeš Itaimbé e Panelinha correspondem portanto ao Grupo Chapada Diamantina e unidades superiores do Supergrupo Espinhaço, geradas no Proterozóico médio, enquanto a Formação Salobro, equivalente ao Bebedouro e parte basal do Grupo Bambuí, originou-se no início do Proterozíco superior.

Com relação à faixa de dobramentos brasilianos Araçuaí de ALMEIDA (1977), marginal à borda sul e sudeste do cráton do São Francisco, correlaciona-se diretamente a Formação Salobro ao Grupo Macaúbas desta faixa e conseqüêntemente as Formaçoeš Itaimbé e Panelinha ao Espinhaço Meridional, cuja continuidade com o Espinhaço Setentrional foi praticamente provada pelo mapeamento 1.250.000 do projeto LETOS, segundo INDA e BARBOSA (1978).

FIG.52- Quadro de correlações litoestratigráficas do Grupo Rio Pardo com as principais seqüências do Proterozóico Médio e Superior de cobertura cratônica e das faixas de dobramento brasilianas adjacentes a borda sul e sudeste do cráton do São Francisco.

2.-CORRELAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DO GRUPO RIO PARDO COM A SEQUÊNCIA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS DO CONGO OCIDENTAL.

A primeira correlação entre as unidades geotectônicas do leste da América do Sul e do oeste da África deve-se a CORDANI (1973), onde o Grupo Rio Pardo está incluído no conjunto de áreas paraplataformais e/ou faixas dobradas de idade brasiliana/pan- fricana.

TORQUATO (1974) sugere uma provável correlação entre as unidades superiores da faixa do Congo-Oeste (Grupos "Schisto-Calcaire" e "Schisto-Greséux") e o Grupo Rio Pardo em vez da correlação destas unidades com os depósitos pós orogênicos da Formação Estância da faixa de dobramentos Sergipana, conforme proposto por ALLARD e HURST (1969).

TORQUATO e CORDANI (1981) confirmam no mapa geral de correlação das faixas brasilianas e pan-africanas, a sugestão acima de correspondência entre o Grupo Rio Pardo e as unidades "Schisto-Calcaire" e Schisto-Greséux da seqüência do Congo-Oeste.

Segundo SCHERMERHORN (1981) e CAHEN, et al. (1984), a seqüência da Faixa do Congo Ocidental (Supergrupo "West Congo") é composta por quatro grupos, conforme as colunas da fig.53. O Grupo Sanksikwa, unidade basal que ocorre dis-

cordantemente sobre o embasamento gnaissico-migmatítico (Supergrupo Kimeziano, do Proterozóico Inferior, com idade entre 2.050 e 2.100 m.a.) é formado por quartzitos, metarcóseos, metapelitos, rochas metacarbonatadas locais e vulcânicas ácidas e maficas na base. CAHEN op. cit. excluem deste grupo duas unidades basais (Grupos Zadiniano e Mayombiano) que caracterizam um conjunto vulcano-sedimentar com idade entre 1.950 e 1.050 m.a., restringindo o Grupo Sanksikva aos metassedimentos. Por outro lado, BOUDZOUMOU (1986) exclui da seqüência do Supergrupo Oeste-Congoliano o Grupo Sanksikwa, incluindo-o no Supergrupo Mayombiano, unidade maior inferior ao Supergrupo Oeste-Congoliano, separada deste através de uma discordância principalmente erosiva.

Após a deposição do Grupo Sanksikwa(conforme SCHERMERHORN, op.cit. e CAHEN, et al. op. cit.) ou de seu correspondente, o Supergrupo Mayombiano (BOUDZOUMOU, 1986) ocorreu uma epirogênese generalizada que causou a formação de relevo emerso e intensa erosão dando início ao próximo ciclo de sedimentação representado pelo Grupo "Haut Shiloango" (SCHERMERHORN e CAHEN) ou do Grupo " Bonenzien" ("Louila ") com o mistito inferior (BOUDZOUMOU, op. cit.). A base do Grupo Haut Shiloango é formada por metagrauvacas, quartzitos, vulcânicas básicas, paraconglomerados e conglomerados basais. Estes últimos correspondem ao mistito inferior. Sua origem deve estar ligada a correntes de lama subaquáticas detonadas tectonicamente com a sudsidência abrupta de blocos ao longo de falhas normais nos terrenos Sansikwa (SCHERMERHORN op. cit.). Os seixos e megaclastos são compostos tanto de rochas do embasamento como de material da própria bacia. Em direção ao topo do Grupo Haut Shiloango ocorrem ardósias, metagrauvacas, quartzitos, rochas metacarbonatadas e paraconglomerados. Estes psefitos imaturos do topo são considerados por BOUDZOUMOU op. cit. como sendo a unidade Tilítica superior.

Uma fase seguinte de epirogênese, porém menos expressiva que a anterior, inicia a seqüência do Grupo Shisto-Calcaire (conforme SCHERMERHORN op cit.) com a deposição de um paraconglomerado pouco espesso, coberto por tubiditos pelito-carbonáticos e calcários dolomíticos de água rasa. No topo desta coluna ocorre o Grupo Shisto-Greseúx, com conglomerados e metagrauvacas na base (Subgrupo M'Pioka) cobertos por ar-

dósias e quartzitos imaturos (Subgrupo Inkisi).

Na evolução da bacia do Congo-Oeste, SCHERMERHORN op. cit. considera que houve apenas uma fase orogênica pan-africana que deformou e metamorfizou a seqüência do Supergrupo Oeste-Congoliano, datada por volta de 620 m.a., associada com intrusões ígneas tardias. Os diferentes grupos estariam separados somente por fases epirogenéticas. CAHEN, et al. (op. cit)reconhece duas fases tectônicas pan-africanas na faixa do Congo-Ocidental , sendo que a primeira teria afetada toda seqüência e a segunda somente tectonizou o topo do Grupo "Shisto' Calcaire". Por outro lado, BOUDZOUMOU, op. cit., reconhece somente uma fase orogênica pan-africana que dobrou e metamorfizou toda seqüência do Supergrupo Oeste-Congoliano, com excessão do topo do Grupo "Shisto-Greseúx"(Inkisi). Ressalta-se ainda, que este autor define somente uma discordância erosiva ("disconformity") epirogenética importante na coluna do W-Congo, localizada abaixo dos diamictitos inferiores (Mistito inferior).

Uma idade máxima de sedimentação do Supergrupo Oeste-Congoliano pode ser estabelecida pelo vulcanismo de 1.050 a 1.000 m.a., associado ao Grupo Mayombiano, segundo CAHEN, et al (op. cit.). Estes mesmos autores citam uma idade' de 970 m.a. para lavas intercaladas nos tilitos do sul de Camarões ("Cameroun"). Estes tilitos são correlacionados aos diamictitos inferiores do Congo-Ocidental (mistito inferior). Uma idade mínima, de aproximadamente 730 m.a. para o Supergrupo Oeste-Congoliano, é sugerida por CAHEN et. al. op. cit., referente à primeira deformação pan-africana acima citada.

Num quadro de evolução conjunta da Faixa Araçuaí, seus equivalentes cratônicos e da faixa do Congo- Ocidental, propõe-se correlacionar a fase epirogenética constatada entre o Grupo Sanksikwa (ou Supergrupo Mayombiano) e a base do Grupo Haut Shiloango com a fase de soerguimento e erosão que ocorreu entre o topo do Supergrupo Espinhaço (Grupo Chapada Diamantina) e a base do Grupo Macaúbas e Formação Bebedouro. Correlaciona-se portanto, como já anteriormente proposto por' TROMPETTE (1982), a Formação Bebedouro e conseqüêntemente a Formação Salobro do Grupo Rio Pardo às unidades do Grupo "Bonenzien" (inclusive o tillito superior e o diamictito inferior), Fig.53. Desta forma, o Grupo Bambuí, excluindo os psefitos Bebe-

douro e Macaúbas equivale aos Grupos "Shisto-Calcaire" e Shisto Greseúx. O Supergrupo Espinhaço correlaciona-se portanto ao Supergrupo Mayombiano (segundo BOUDZOUMOU, 1986). Neste caso, o grupo Chapada Diamantina e as Formações Panelinha e Itaimbé do Grupo Rio Pardo poderiam ser equivalentes ao Grupo Mayombiano, de CAHEN et. al., op. cit., ou da parte superior do Supergrupo Mayombiano de BOUDZOUMOU, op. cit.

Existe a possibilidade de correlação da fase epirogenética da base da Formação Bebedouro com a Formação Tillóide Superior (base da unidade "Shisto-Calcaire") do Congo Oeste, mas como esta não possui a expressão em área e a espessura da inferior, propõe-se aqui uma correlação mais provável com os diamictitos inferiores (mistito inferior). Além disso, a possível idade de 970 m.a. para os diamictitos inferiores, citada anteriormente, torna coerente uma correlação cronoestratigráfica destes com a Formação Bebedouro, cuja diagênese ocorreu entre 900 e 960 m.a., conforme determinação de MACEDO e BONHOMME (1984).

Conclui-se, portanto, que as Formações Panelinha e Itaimbé do Grupo Rio Pardo são correlacionáveis com as unidades superiores do Supergrupo Mayombiano, sendo que a Formação Salobro corresponde ao diamictito inferior juntamente com o Grupo Bonenziano do Supergrupo Oeste-Congoliano.

*diamictitos e paraconglomerados às vezes interpretados como Tilitos.

FIG.53- Principais colunas litoestratigráficas propostas para a seqüência da faixa do Congo-Oeste e sua correlação com o Grupo Rio Pardo.

3.- EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA BACIA DO GRUPO RIO PARDO

3.1.- INTRODUÇÃO

A evolução da bacia do Rio Pardo situa-se no contexto das coberturas sedimentares do Cráton do São Francisco geradas no Proterozóico Médio a Superior, num regime paraplataformal, e que sofreram deformação e metamorfismo durante o ciclo termotectônico do Brasiliano, através da instalação de faixas dobradas marginais ao cráton, no caso, a Faixa de Dobramentos Araçuaí de ALMEIDA (1977).

Devido à correlação das Formações Panelinha e Itaimbé do Grupo Rio Pardo com as unidades superiores do Grupo Chapada Diamantina, convém esboçar o modelo evolutivo proposto por MOUTINHO DA COSTA e INDA (1982) para a cadeia do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina, no quadro geral do cráton do São Francisco no estado da Bahia, onde a bacia do Rio Pardo está inserida.

Os autores acima citados, interpretam a cadeia do Espinhaço como sendo um oro-aulacógeno, produto de uma fase paraplataformal do Cráton do São Francisco que se iniciou no Proterozóico Médio estendendo-se até o Proterozóico Superior, com sucessivas fases de levantamentos e subsidências, parcialmente acompanhadas de deformação, metamorfismo e erosão.

O modelo proposto, po MOUTINHO DA COSTA e INDA, op cit. inicia-se em cerca de 1.75 ba., com a segmentação do cráton, originando a fossa aulacogênica inicial, instalada ao longo de rupturas paralelas e lineares com direção geral NW, bordejada a oeste por uma zona alta (antéclise) e a leste por uma sinéclise. A parte inferior do Supergrupo Espinhaço(Grupo Rio dos Remédios) depositou-se nesta fossa, com vulcânicas ácidas, tufos e sedimentos terrígenos subordinados. Este ciclo inicial de sedimentação e vulcanismo fissural foi encerrado pelo soerguimento de blocos com erosão tanto das rochas do Espinhaço inferior como o embasamento.

A próxima fase de subsidência ocorreu por volta de 1,4 a 1,0 b.a., com um alargamento da sedimentação

para leste. Nesta bacia alargada depositaram-se conglomerados polimíticos, arcóseos, arenitos líticos e algumas vulcânicas félsicas do Grupo Paraguaçu (Espinhaço Médio), que em direção ao topo passaram para um pacote espesso de arenitos orto-quartzíticos sincrônico a uma seqÜência interestratificada de arenitos, siltitos e folhelhos. Esta fase de evolução do aulacógeno foi marcada também por uma orogênese, que causou dobramentos e metamorfismo de baixo grau, seguidos por intrusões fissurais pós-orogênicas na forma de diques, sils e lacólitos básicos, com idade entre 1,1 e 1,0 b.a..

A terceira fase de evolução é antecedida por uma epirogênese generalizada e consequente erosão parcial das rochas do Espinhaço Médio. Depositam-se agora, com um alargamento do bordo oeste do aulacógeno e uma migração para leste do eixo da sinéclise, os folhelhos com intercalações de arenitos e horizontes conglomeráticos além de calcários subordinados, correspondentes ao Espinhaço Superior (Grupo Chapada Diamantina na bacia de Lençóis). Novamente ocorreu uma fase de deformação, agora afetando todo Supergrupo Espinhaço, acompanhada de leve metamorfismo (formação de filitos). Na área da sinéclise, a deformação é incipiente, com dobramentos amplos e abertos, enquanto na calha central ocorrem dobramentos mais intensos, principalmente junto ao bloco de Paramirim que sofre ascensão nessa época. O Grupo Chapada Diamantina registrou esta fase através de uma diagênese tardia datada de aproximadamente 960 m.a., conforme MACEDO e BONHOMME (1984).

Numa fase final, a antéclise da margem oeste do aulacógeno deixa de ser um elemento soerguido iniciando uma subsidência condicionando a bacia do Supergrupo São Francisco (Grupos Macaúbas e Bambuí). Por outro lado, na sinéclise a leste, ocorre após uma epirogênese generalizada a transgressão do grupo Una, com a Formação Bebedouro na base e Salitre no topo, correlacionadas respectivamente ao Macaúbas e Bambuí. Encerra-se assim o registro sedimentar das coberturas de plataforma do Cráton do São Francisco na Bahia.

3.2.-EVOLUÇÃO DA BACIA DO GRUPO RIO PARDO NO CONTEXTO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, FAIXA ARAÇUAÍ E DO CONGO OCIDENTAL.

A história do Grupo Rio Pardo inicia-se com a instalação de bacias do tipo "graben" ou "hemi-graben" ao longo de falhas normais com orientação N-S e N-NW e a conseqüênte sedimentação com leques aluviais da Formação Panelinha cuja área fonte localizava-se ao longo da margem norte e noroeste da bacia (Fig.54 b). Este abatimento de blocos reflete um regime' tracional da crosta siálica, que pode ser conseqüência de um domeamento da crosta acompanhado pela intrusão de diques de rocha básica (Fig.54 a), freqüentes no embasamento nos arredores' da bacia. A idade destes diques é de cerca de 1.100 M.a.. Propõe-se relacionar este evento à fase generalizada de diastrofismo sofrida pelo Cráton do São Francisco por volta de 1.100m.a., registrada na evolução do aulacógeno do Espinhaço (MOUTINHO DA COSTA e INDA, 1982) através de uma orogênese seguida por intrusão de rochas básicas e uma epirogênese.

Após este pulso inicial de subsidência' rápida com sedimentação imatura e grosseira, ocorreu uma fase de calmaria tectônica da bacia do Rio Pardo, correspondente à transgressão da Formação Itaimbé (Fig.54 c), com sedimentação ' deltáica refletindo relevo arrasado na área fonte (sedimentação fina predominante) adjacente a um ampla plataforma carbonática com sedimentação de calcários, arenitos e pelitos interestratificados. Nesta fase ocorreu uma subsidência maior no setor sudeste da bacia associada ao Membro Água Preta com a presença de turbiditos num fácies frontal de um sistema deltaico. Relaciona-se esta fase de evolução da bacia à migração para leste do eixo da sinéclise da margem oriental do aulacógeno do Espinhaço, migração esta, que condicionou a deposição do Grupo Chapada Diamantina na bacia de Lençóis, conforme MOUTINHO DA COSTA e INDA (1982).

Após a diagênese das Formações Panelinha e Itaimbé, o embasamento da bacia do Rio Pardo sofreu uma reativação tectônica, juntamente com uma epirogênese generalizada do Cráton do São Francisco (Fig.54 d). Isto está evidenciado na base da Formação Salobro através de paraconglomerados correspondentes à correntes detríticas subaquáticas, com sentido de pro

Fig. 54 - EVOLUÇÃO ESQUEMÁTICA DA BACIA DO GR. RIO PARDO

gradação de N-NW para S-SE associadas a um relevo emerso sob erosão e blocos em subsidência abrupta. O evento Salobro é correlacionado, portanto, a transgressão da Formação Bebedouro e do Grupo Macaúbas, citada por MOUTINHO DA COSTA e INDA (1982), na evolução das coberturas do Cráton do São Francisco. Esta fase teria ocorrida por volta de 900 m.a., conforme idade obtida para a Formação Bebedouro, na Bahia, por MACEDO E BONHOMME (1984).

Finalmente, ocorreu a tectogênese brasiliana nos sedimentos da bacia do Rio Pardo, registrada por dobramentos com vergência NE e E-NE e metamorfismo de grau inciente a fraco (Fig.54-e), em função do desenvolvimento da Faixa de Dobramentos Araçuaí por volta de 540 m.a. Nesta fase ocorreu o encurtamento de cerca de 15% devido à 1ª fase de dobramentos na unidade lito-estrutural 1, a qual permaneceu autoctóne, enquanto que a unidade lito-estrutural 2 sofreu aproximadamente 45% de encurtamento associado à 2ª fase de dobramento, o que a tornou sub-autoctóne. A falha Rio Pardo- Água Preta, de direção NW-SE e que limita estes dois domínios estruturais, marca a transição de um ambiente cratônico a pericratônico para o de faixa dobrada. Assim, a unidade lito-estrutural 2 fica portanto inserida no domínio da faixa de dobramentos brasilianos Araçuaí.

Esta faixa de dobramentos brasilianos está inserida na Cadeia Ribeira-Congo Ocidental, num contexto Brasil e África do Proterozóico Superior (TROMPETTE, 1982), caracterizada na região Setentrional, por um arco com vergência centrífuga contra o Cráton do São Francisco a oeste e norte e o Cráton do Congo a leste (Fig.55).

SCHERMERHORN (1981) propôs um orógeno bilateral intraplaca para o sitema formado pelas faixás móveis Pan-Africanas/Brasilianas do Congo Ocidental e do leste brasileiro (no caso a Faixa Araçuaí). O motor deste processo seria térmico, através da ascenção de material quente do manto ao longo de correntes de convecção numa zona mediana entre os crátons do Congo e São Francisco. Este aumento de fluxo térmico na zona axial do orógeno seria responsável por um intumescimento desta área, com abundantes intrusões graníticas e uma tectônica principalmente vertical com vergência centrífuga.

SIGA JR. 1986, concluiu também uma evolução intracontinental para a Faixa Araçuaí, esboçando uma his-

1 - FAIXA ARAÇUAÍ/ MANTIQUEIRA 2 - FAIXA DO CONGO OCIDENTAL

LEGENDA

- Bacias Mesozóicas e Cenozóicas
- Coberturas de plataforma do Proterozóico Sup.: Grupo Bambuí e unidades correlatas 1-Horizontais 2-Dobradas
- Cobertura de plataforma do Proteroz. Méd. a Sup.: Supergrupo Espinhaço e unidades correlatas, na África: Faixa do Mayumbe
- Embasamento Transamazônico rejuvenescido no Ciclo Brasiliano (1), com vestígios do Espinhaço e Bambuí deformados (2)
- Domínio Transamazônico de médio a alto grau com núcleos Arqueanos

Fig. 55 - FAIXAS DE DOBRAMENTO BRASILIANAS/ PAN-AFRICANAS E RESPECTIVAS COBERTURAS DOS CRATONS, S. FRANCISCO E CONGO OCIDENTAL

Adaptado de TROMPETTE, 1982 e SIGA JR., 1986.

tória geotectônica subdividida em duas fases principais. Na primeira, teria ocorrido a sedimentação do Grupo Macaúbas e unidades correlativas, num sistema de bacias tipo "graben" ao longo de um eixo distensivo com direção geral NNW/SSE e forma acunhada fechando para o norte. Numa fase transgressiva final ocorreu a deposição do Supergrupo São Francisco. Ambas unidades encontram correspondência no continente Africano. A segunda fase foi responsável pela deformação, metamorfismo e anatexia na zona central, com ascenção generalizada de material granítico. O modelo proposto para esta fase seria uma subducção do tipo A (Ampferer), onde ocorre a delaminação e afundamento do manto superior, causando esforços compressivos com direção geral E-W e elevação do grau geotérmico, na região mediana, gerando material granítico por anatexia em níveis crustais profundos.

A deformação e metamorfismo do Grupo Rio Pardo teriam ocorrido em conseqüência desta segunda fase de evolução da Faixa Araçuaí, a qual afetou a margem sudeste do Cráton do São Francisco onde se localiza a bacia do Rio Pardo. Nesta evolução, grande parte do Grupo Rio Pardo comportou-se como antepaís em relação ao desenvolvimento da faixa de dobramentos brasilianos Araçuaí.

VII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab' Saber, A.N - 1970 - Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos do Brasil, Geomorfologia, nº 20, 26 p., Inst. Geogr. USP, São Paulo.

ALLARD, G.O. e HURST, V.J. - 1969 - Brazil-Gabon geologic link suports continental drift, Science, 163: 528-532,New York.

ALMEIDA, F.F.M. - 1954 - Relatório Anual do Diretor da Divisão de Geologia e Mineralogia, ano 1953, DNPM. p. 46-52, Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F.F.M. - 1964 - Os Fundamentos geológicos, In: AZEVEDO, A. Brasil, a terra e o homem. vol. 1, Comp. Edit. Nacional, 571 p., São Paulo.

ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O Cráton do São Francisco, Rev. Bras. Geoc.,7(4): 349-364, São Paulo.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y.; PAULA RODRIGUES. E. e YAMAMOTO , J.K. - 1978 - A faixa de dobramentos Araçuaí na região do Rio Pardo, Anais XXX Congr. Bras. Geol., 1: 270-283, Recife.

ALMEIDA NUNES, B.T.; SOUZA RAMOS, V.L. e DILLINGER, A.M.S. - 1981 - Geomorfologia da Folha SD-24. Salvador, Projeto Radambrasil, 24: 193-276, MME, Rio de Janeiro.

ANDRADE, A.R.F. & NUNES, A. de B. - 1974 - Mapeamento Geológico da Bacia do Rio Pardo, An. XXVIII Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol., Res. Comunic., Bol. 1: 253-256, Porto Alegre.

ASSERETO, R.L.M e KENDALL, C.G. ST.C. - 1977 - Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias, Sedimentology, 24: 153-210, Amsterdam.

BOUDZOUMOU, F. - 1986 - La chaîne ouest-congolienne et son avant-pays au Congo: relations avec le Mayombien; Sedimetologie des séquences d'âge Proterozoique Supérieur. These 3º cycle, 220 p., Univ. Aix - Marseille III.

BRITO NEVES , B.B.; CORDANI, U.G. e TORQUATO, J.R.F. - 1980 - Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia, In: INDA, H.A.V. e DUARTE, F.B., editores, Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, 3º vol., 125 p., Salvador.

BROOKS, C.; HART, S. e WENDT, J. - 1977 - Realistic use of two error regression treatments as apllied to Rubidium-Strontium data, Rew. of. Geophys. Sp. Phys.,10(2): 120-131, New York.

BUICK, R.; DUNLOP, J.S.R. e GROVES, D.I. - 1981- Stromatolite recognition in ancient rocks: an appraisal of irregularly laminated structures in an Early Archaean chert-barite unit from North Pole, Western Australia, Alcheringa 5(3): 161-182, Sydney.

CAHEN, L.; SNELLING, N.J.; DELHAL, J. e VAIL, J.R. - 1984 - The geocrhronology and evolution of Africa. Clarendon Press Oxford Press, 512 pg., Oxford.

CARVALHO, K.W.B. e GARRIDO, J.L.P. - 1966 - Reconhecimento' geológico da Bacia Sedimentar Bahia Sul/Espírito Santo. Petrobrás, Setex, 77 p., Relatório 904, Salvador.

COBBOLD, P.R. e QUINQUIS, H. - 1980 - Development of sheath folds in shear regimes, J. of. struct. geol., 2 (1/2): 119-126, Oxford.

CORDANI, U.G. - 1973 - Evolução geológica precambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória, Tese de Livre Docência, 98 p., IGUSP, São Paulo.

CORDANI, U.G.; ISOTTA, C.A. & ABREU, A.C.S. - 1969 - Reconhecimento geocronológico do embasamento na região oriental do Estado da Bahia, An. XXIII Congr. Bras. Geol.:159- 165, Salvador.

CORDANI, U.G. & IYER, S.S. - 1976 - Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis na Folha Salvador SD-24, In: PEDREIRA, A.J. de C.L., Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha Salvador, SD-24, 127 p., M.M.E., DNPM, Brasília.

COSTA PINTO, N.M.A. da C. - 1977 - Determinação isotópica de carbono e oxigênio em rochas do Grupo Rio Pardo, Bahia , Dissertação de Mestrado, UFBa, 61 p., Salvador.

DERBY, O.A. - 1906 - The Serra do Espinhaço, Brazil, Jour. Geol. 14(5): 374-401, New York.

DZULYNSKI, S. e WALTON, E.K. - 1965 - Sedimentary features of flysch and greywackes, Development in Sedimentology, nº7, 274 p., Elsevier, Amsterdam.

FERN, J.C. - 1970 - Allegheni deltaic deposits, In: Deltaic sedimentation modern and ancient. Editors: J.P. MORGAN, R.H. SHAVER, pg. 246-255, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 15, Tulsa.

FERREIRA DA SILVA, L.; CRVALHO FILHO, R. e MELO, A.O. - 1975- Diagnóstico sócio-econômico da região cacaueira, solos e aptidão agrícola, Bol. CEPLAC, vol. 2, Itabuna.

FLEUTY, M.J. - 1964 - The description of folds, Geol. Assoc. Proc. 75: 461-492, New York.

FOLK, R.L. - 1959 - Practical petrographic classification of limestones. A. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 43(1): 1-38.

GONÇALVES, J.C.V.; PEDREIRA DAS NEVES, J. & BRUNI, D.C.- 1977- Projeto sulfetos do Grupo Rio Pardo, rel. Final, vol. 1 , 280 p., CPRM/MME-DNPM, Superint. Reg. Salvador.

GORCEIX, H. - 1884 - Estudo dos minerais que acompanham o diamante na jazida de salobro, Província da Bahia, Brasil. An. Esc. Minas, (3): 175-182, Ouro Preto.

GRAY, D.R. - 1977 - Some parameters which affect the morphology of crenulation cleavages, J. of Geology, 85: 763-780, Chicago.

HARTT, C.F. - 1870 - Geology and physical geography of Brazil, Fields Osgood, 620 p., Boston.

HARTT, C.F. - 1941 - Geologia e Geografia Física do Brasil, Comp. Edit. Nac. 649 pgs., São Paulo (Tradução da obra acima citada).

INDA, H.A.V. e BARBOSA, J.F. - 1978 - Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, Secret. Min. Energ., Coord. Prod. Min., 137 p., Salvador.

JAMES, N.P. - 1979 - Shallowing upward sequences in carbonates, in: Facies Models, Editor: R.G. WALKER, pg. 109- 119, Geoscience Canada, Reprint Series , Ontário.

KING, L.C. - 1956 - A geomorfologia do Brasil oriental, Rev. Bras. Geogr., XVIII 2: 147-265, Rio de janeiro.

LIMA, M.I.C. de; FONSECA, E.G.; OLIVEIRA, E.P.; GHIGNONE , J.I.; MATOS ROCHA, R.; CARMO, V.R.; RANGEL DA SILVA , J.M. & SIGA JUNIOR. O. - 1981 - Projeto Radambrasil , Geologia, p. 25-192, Folha SD-24, Salvador, 24, MME, Projeto Radambrasil, Rio de Janeiro.

LOGAN, B.W.; REZAK, R. and GINSBURG, R.N. - 1964 - Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geol. 72: 68-83, Chicago.

MACEDO, M.H.F. e BONHOMME, M.G. - 1984 - Contribuição à cronoestratigrafia das Formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. Rev. Bras. Geoc. 14(3): 153-163, São Paulo.

MARTINET, B. e SOUGY, J. - 1961 - Utilisation pratique des classifications chimiques des roches carbonatées. Annales de la Faculté des Sciences, Univers. Dakar, tomme 6: 81-92.

MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; SEIXAS, S.R.M. e SILVA FILHO, M.A. - 1979 - Geologia da região centro - oriental da Bahia. Projetos Bahia, Bahia II, Sul da Bahia. Relatório Integrado, Seção Geologia Básica, nº 11, 128 p., MME-DNPM, Brasília.

MEDEIROS, R.A.; SCHALLER, H. e FRIEDMAN - 1971 - Fácies sedimentares- análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. Ciência-Técnica Petróleo, seção de Exploração de Petróleo, publi. nº 5, 124 p., Petrobrás, Rio de Janeiro.

METZ, P. e TROMMSDORFF - 1968 - On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites, Contr. Min. Petrol., 18: 305-309, Berlin.

MIAL, A.D. - 1979 - Deltas, In: Facies models, Walker, R.G. editor, pg. 43-56, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Ontario.

MINNINGH, L.D. - 1979 - Structural analysis of sheath folds in a meta-chert from the Western Italian alps, J. of Struct. Geol. 1(4): 275-282.

MISI, A. - 1979 - O grupo Bambuí no Estado da Bahia, Geol. Rec. Min. Est. da Bahia, textos Básicos, 1: 120-154, Salvador.

MIYASHIRO, A. - 1961 - Evolution of metamorphic belts J. Petrol. 2(3): 277-311, London.

MONTES, A.A. - 1977 - Contexto estratigráfico e geologia da Formação Bebedouro, Bahia, Tese de Mestrado, UnB, 103 pg.

MOUTINHO DA COSTA, L.A e INDA, H.A.V. - 1982 - O aulacógeno do Espinhaço, Ciências da Terra, nº 2: 13-18, Soc. Bras. Geol., Salvador.

OLIVEIRA, E.P. - 1925 - Jazidas de Diamante do Salobro, Serv. Geol. Mineral., DNPM, Bol. 13. 103-111, Rio de Janeiro.

OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil, Ministr. Agric., Serv. Inf. Agric., S. Didática nº 2, 813 pgs., Rio de Janeiro.

PEDREIRA, A.J.; SOUTO, P.G. & AZEVEDO, H. - 1969 - Metassedimentos do grupo Rio Pardo, Bahia, An XXVIII Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol., 87-99, Salvador.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.D. e SIEVER, R. - 1973 - Sand and sandstones, 618 p., Springer, New York.

PETTIJOHN, E.J. - 1975 - Sedimentary Rocks, Harper and Row , Internat. Ed., 627 pg., New York.

PLAYFORD, P.E.; COCKBAIN, A.E.; DRUCE. E.C. and WRAY, J.L. - 1976 - Devonian Stromatolites from the Canning Basin , Western Australia, In: Stromatolites. M.R. Walter, editor, Elsevier, p. 543-563, Amsterdam.

PLUMB, K.A. e JAMES, H.L. - 1986 - Subdivision of precambrian' time: recomendations and suggestions by the subcomission on precambrian stratigraphy, Precam. Res., 32: 65-92, Amsterdam.

POWERS, M.C, - 1953 - A new roundness Scale for sedimentary particles, Jour. Sed. Petrol., 23: 117-119, Kansas.

RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and fracturing of rocks, Mc Graw-Hill Inc, 568 p., New York.

RAMSAY, J.G. e HUBER, M.I. - 1983 - The techniques of modern structural geology, Strain analysis, Academic Press , Inc., vol. 1, 307 p., New York.

READING, H.G. - 1978 - Sedimentary Environments and Facies , 568 p., Blackwell Scientific Publi., London.

RENGER, F. - 1970 - Fazies und Magmatismus der Minas- serie in der Südlichen Serra do Espinhaço, M.G, Brasilien, Geol. Rdsch., 59: 1253-92, Stuttgart.

ROCHA CAMPOS, A.C. e HASUI, Y. - 1981 a - The late Precambrian Bebedouro Formation, Bahia, Brazil, In: Hambrey e Harland (editors), Earths pre-Pleistocene glacial record, pg. 924-927, Int. Geol. Corr. Progr., Prog. 38, Cambridge.

ROCHA CAMPOS, A.C. e HASUI, Y. - 1981 b - Tillites of the Macaubas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais' and southern Bahia, Brazil, In: Hambrey e Harland (editors), Earths pre-Pleistocene glacial record, pg. 933-938, Int. Geol. Corr. Progr., Prog. 38, Cambridge.

SATO, K. - 1986 - Síntese geocronológica do Estado da Bahia e evolução crustal com base no diagrama de evolução do Sr e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86}. Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. USP, 124 p., São Paulo.

SCHERMERHORN, L.J.G. - 1981 - The West Congo orogen: a key to Pan-African thermotectonism, Geol. Rdsch., 70 (3): 850-867, Stuttgart.

SCHOLL, W.V. - 1972 - Der Südwestliche Randbereich der Espinhaço-zone, Minas Gerais, Brasilien, Geol. Rdsch., 61: 201-216, Stuttgart.

SIGA JUNIOR, O. - 1980 - Estudo geocronológico das rochas precambrianas da Folha SD-24, Salvador, relatório, 15p., MME-DNPM, Proj. Radambrasil.

SIGA JUNIOR, O. - 1986 - A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. USP, 140 pg., São Paulo.

SILVA FILHO, M.A., MORAES FILHO, O., GIL, C.A e SANTOS, R.A. -1974 - Projeto Sul da Bahia, Rel. Fin. (geologia da folha SD.24-y-D), CPRM-DNPM, vol. 1., Salvador.

SIQUEIRA FILHO, J. - 1974 - Aspectos da geologia geral e econômica da área do polígono da região cacaueira, SUDENE, Bol. Rec. Nat., vol. 12(1): 37-76, Itabuna.

SIQUEIRA, L.P.; GONÇALVES, J.C.V. & PEDREIRA DAS NEVES, J. - 1978 - Geossinclinal do Rio Pardo - Novas considerações sobre a geologia da bacia metassedimentar do baixo Rio Pardo, Bahia, An. XXX Congr. Bras. Geol., 1:452-466, Recife.

SOUTO, P.G.; AZEVEDO, H.C.A. e BEZERRA, J.C. - 1971 - Geologia da Folha de Potiraguá nordeste, Bol. Tec. nº 15, CEPEC-CEPLAC, Itabuna.

SUGUIO, K. - 1980 - Rochas sedimentares, Editora Edgard' Blücher, 500 p., São Paulo.

TORQUATO, J.R. - 1974 - Geologia do sudoeste de Moçamedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola, Tese, Inst. Geocienc. USP, 243 p., São Paulo.

TORQUATO, J.R. & CORDANI, U.G. - 1981 - Brasil-África geological links, Earth Sci. Rew., 17: 155-176, Amsterdam.

TROMPETTE, R. - 1982 - Brasil e a margem atlântica da África no Proterozóico Superior. Importância do Fraturamento Espinhaço (Kibariano) An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1: 386 - 394, Salvador.

WALKER, R.G. - 1967 - Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments, J. sediment. Petrol., 37(1): 25-43, Tulsa.

WALKER, R.G. - 1975 - Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association, Geol. Soc. Am. Bull., 86(6): 737-748, New York.

WALKER, R.G. - 1979 - Turbidites and associated coarseclastic deposits, In: Facies Models, WALKER, R.G. editor, p. 91-103, geoscience Canada, Reprint Series 1, Ontario.

WENTWORTH, C.K. - 1922 - A scale of grade and class terms for clastic sediments. J. of Geol., vol. 30:377-392, Chicago.

WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogênese das rochas metamórficas, tradução da quarta edição, Editora Edgard Blücher Ltda, 254 p , São Paulo.

FOTO 1 - Metaconglomerados polimíticos com matriz de grauvaca ' litofeldspática. Seixos do embasamento. Ponto 04, norte de Camacã, estrada para Jacarecí , Formação Panelinha.

FOTO 2 - Corte perpendicular ao plano de So em metagrauvacas arcoseanas e litoclásticas da Formação Panelinha, ponto 264, borda oeste da bacia, a sul de Pau Brasil. Exibem estratificação cruzada tabular.

FOTO 3 - Bolsões conglomeráticos e paraconglomeráticos intercalados em metarcóseos e metagrauvacas.
Ponto 264, Sul de Pau Brasil

1

2

3

FOTO 4 - Metabrecha sedimentar do ponto 309, Serra da Água' Branca, sul de Pau Brasil, Formação Panelinha. Matacões demarcados com linha tracejada.

FOTO 5 - Metassiltitos e ardósias interestratificadas do ponto 22, entre Camacã e a BR-101. Membro Camacã (Formação' Itaimbé). Clivagem de fratura e ardosiana incipiente oblíqua à estratificação.

FOTO 6 - Metagrauvacas finas carbonáticas com cristais de pirita. Laminação plano paralela milimétrica e estratos cruzados centimétricos. Ponto 18 entre Camacã e BR-101. Membro Camacã, Formação Itaimbé.

4

5

6

FOTO 7 - Filitos laminados do Membro Água Preta, Formação' Itaimbé, ponto 67, a sul de São João do Paraíso, BR-101. Dobras abertas assimétricas de 2ª fase. Clivagem S2 de crenulação e de fratura com preenchimento local de quartzo (paralelos à lapiseira).

FOTO 8 - Intercalação de metarenito fino micáceo em filitos e metassiltitos laminados do Membro Água Preta, Formação Itaimbé, ponto 63, BR-101, a norte de São João do Paraíso. Dobras abertas de fase 2 com S2 de crenulação plano axial.

FOTO 9 - Estruturas lentiformes de areia em filitos, interpretadas como estruturas tipo "linsen", estiradas no plano de So. Ponto 73, BR-101, ao norte de Teixeira' do Progresso. Membro Água Preta, Formação Itaimbé.

7

8

9

FOTO 10 - Estratificação gradacional em metarenitos finos a médios, ponto 121, BR antiga, nas proximidades da ponte sobre o Rio Pardo, Membro Água Preta, Formação Itaimbé.

FOTO 11 - Turboglifos em metarenitos do Membro Água Preta, BR antiga a beira do rio Pardo, ponto 113.

FOTO 12 - Metadolomito intraclástico e arenoso do Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé, norte de Pau Brasil, ponto 296.

No topo nota-se um estrato segmentado em figuras tipo "boudins" indicando uma extensão ligada ao ressecamento devido a exposições subaéreas temporárias.

10

11

12

FOTO 13 - Vista superior de estromatólitos do Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé, Ponto 296, a norte de Pau Brasil.

FOTO 14 - Vista lateral de estromatólitos lateralmente ligados, Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé, Ponto 296, norte de Pau Brasil.

FOTO 15 - Metacalcário bandado e argiloso. Contatos gradativos entre os estratos carbonáticos e pelíticos. Clivagem de crenulação S2 oblíqua ao acamamento e com refração conforme a passagem de estratos carbonáticos para pelíticos. Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé, ponto 312, a oeste de Gurupá-Mirim.

13

14

15

FOTO 16 - Afloramento típico do Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé, na Serra do Paraíso. Metadolomitos (camada branca) interestratificadas com metacalcários dolomíticos, quartzitos micáceos e calcoxistos finos. Ponto 314, a oeste de Gurupá-Mirim.

FOTO 17 - Vista da borda sudoeste da bacia do Rio Pardo, Serra do Paraíso. Metadolomitos formando escarpa, repousando discordantemente sobre gnaisses porfiroblásticos e migmatitos do embasamento formando relevo de colinas suaves. A oeste de Gurupá Mirim, estrada para Potiraguá.

FOTO 18 - Metacalcários dolomíticos argilosos laminados do Membro Serra do Paraíso, Formação Itaimbé, na Gruta Isabel. Ponto 319, a oeste da Serra do Paraíso. Dobras de 2ª fase com clivagem de crenulação fina plano-axial.

16

17

18

FOTO 19 - Metaritmito com estratos quartzíticos e dolomíticos. Dobras convolutas intercaladas em estratos não dobrados, interpretadas como resultantes de escorregamento atectônico entre os estratos. Ponto 83, BR-101, próximo a São Gotardo, Membro Serra do Paraíso Formação Itaimbé.

FOTO 20 - Brecha tectônica em metadolomitos marmóreos balisando uma falha N20F 70 SE, provavelmente inversa. Ponto 226 a sul de Santa Maria Eterna, Membro Santa Maria Formação Itaimbé.

FOTO 21 - Metaconglomerado polimítico da Formação Salobro. Seixos predominantemente de gnaisses do embasamento, localmente seixos de metadolomito e metarenito. Matriz de metagrauvaca grosseira. Ponto 214, a leste de Mascote.

19

20

21

FOTO 22 - Metaconglomerado dolomítico da base da Formação Salobro. Seixos desde alguns centimétros até 0, 5m de diâmetro, principalmente de metadolomito e calcário dolomítico. Matriz de calcarenito arenoso. Pórtico' de entrada da Gruta do Lapão, na Serra homônima. Ponto 311, a Sul de Santa Luzia.

FOTO 23 - Metaconglomerado dolomítico da Formação Salobro. Seixos de metadolomito, metacalcário dolomítico, metarenito fino e quartzo. Detalhe da foto 22, Gruta' do Lapão.

22

23

FOTO 24 - Marcas onduladas cavalgantes críticas a subcríticas em metacalcarenitos finos e metassiltitos calcíticos laminados. Formação Salobro, ponto 193, Serra do Lapão. Altura da foto corresponde a 12 cm.

FOTO 25 - Metagrauvacas grosseiras e médias laminadas com metarenitos finos intercalados (estratos mais claros) e lâminas siltosas. Estratificação perpendicular ao cabo do martelo. Xistosidade fina com mergulho ' maior que So. Formação Salobro, ponto 43, BR-101.

24

25

FOTO 26 - Estratificação gradacional em metarenitos imaturos, Formação Salobro, Ponto 43, BR-101.

FOTO 27 - Estrutura de corte e preenchimento em metarenitos imaturos laminados e metaconglomerados, no leito do rio Pardo, Formação Salobro.

FOTO 28 - Estratificações cruzadas acanaladas e níveis conglomeráticos, Formação Salobro, Ponto 99, leito do rio Água Preta, BR antiga.

26

27

28

FOTO 29 - Marca de corrente do tipo linguóide, leito do rio Pardo, junto à BR-101, Formação Salobro.

FOTO 30 - Marca de corrente do tipo ondulada assimétrica, Ponto 100, BR antiga, Formação Salobro.

FOTO 31 - Clivagem de fratura superimposta à S1, pouco penetrativa, localmente crenulando micas de S1. Formação Salobro, ponto 58, BR-101. 63 vezes de aumento.

29

30

31

FOTO 32 - Clivagem de fratura S3 local, plano axial a dobras tipo Kink assimétricas. Metagrauvacas médias da Formação Salobro, Ponto 50, BR-101.

FOTO 33 - Xistosidade fina S1 (subhorizontal na foto) cortada por clivagem de crenulação S2 discreta e grosseira, em metassiltitos, filitos e metarenitos finos laminados do Membro Água Preta. Aumento de 63 vezes.

32

33

FOTO 34 - Xistosidade S1 formada por moscovita e biotita, dobrada pela segunda fase. Metacalcários micáceos do Membro Serra do Paraíso. Aumento de 63 vezes.

FOTO 35 - Clivagem de crenulação discreta (S2) típica dos metassiltitos e metarenitos finos micáceos do Membro Água Preta. Ponto 277, próximo ao rio Pardo, a norte de Gurupá Mirim. Aumento de 20 vezes.

FOTO 36 - Clivagem de crenulação (S2) zonada dos filitos do Membro Água Preta. Aumento de 63 vezes.

34

35

36

FOTO 37 - Vista no plano basal (YZ) de estruturas domicas correspondentes à figuras de interferência tipo 1 entre a segunda e terceira fase de dobramento. Gruta São Gotardo, ponto 328, a cerca de 8 Km a sul / sudoeste de Teixeira do Progresso. Diâmetro maior' médio das figuras elipticas é de 25 cm.

FOTO 38 - Vista no plano XZ (perpendicular ao corte da foto 37) das estruturas domicas acima descritas. Perfil de dobras similares.

37

38

Anexo I - MAPA DOS PONTOS DE OBSERVAÇÃO - BACIA DO GRUPO RIO PARDO - BA

T
K18
I.8
e.2
Instituto
T/325
e.2

ESTRATIGRAFIA

CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	ALUVIÕES E COLÚVIOS Qal, Qcol
	TERCIÁRIO	GRUPO BARREIRAS Tb
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	GR. RIO PARDO: FORMAÇÃO SALOBRO PEs
	MÉDIO	GR. RIO PARDO: FORMAÇÃO ITAIMBÉ PEi — Mb. Camacã PEic, Mb. Água Preta PEiap, Mb. Serra do Paraíso PEisp, Mb. Santa Maria PEism; FORMAÇÃO PANELINHA PEp; DIQUES BÁSICOS PEdb; Granitos e granitóides PEgr
	INFERIOR	CONJUNTO GNÁISSICO MIGMATÍTICO PEmig
ARQUEANO		COMPLEXO GRANULÍTICO JEQUIÉ Agl

LITOLOGIA

Qal - Aluviões com sedimentos siltico arenosos e conglomerados inconsolidados; colúvios (Qcol)

Tb - Arenitos e conglomerados

PEs - Metagrauvacas maciças e laminadas; metarcóseos finos e grosseiros; intercalações de metassiltitos e ardósias; calcarenitos; metaconglomerados dolomíticos (cgl/c); metaconglomerados polimíticos com seixos principalmente do embasamento (cgl/e)

PEic - Metassiltitos e ardósias laminadas, piritosas e carbonáticas; metagrauvacas finas; intercalações de metarenito fino; metacalcários e metadolomitos (cal)

PEiap - Metassiltitos; metarenitos médios e finos, micáceos e laminados; filitos rítmicos com estratos arenosos; intercalações de metacalcários e metadolomitos (cal); metaparaconglomerados (cgl)

PEisp - Metadolomitos; metacalcários dolomíticos; metadolomitos claros e escuros, bandados e maciços, intraclásticos piritosos e arenosos; quartzitos médios e finos, puros ou micáceos e carbonáticos; filitos subordinados (Fil)

PEism - Ortoquartzitos; quartzitos micáceos; metadolomitos e metacalcários intraclásticos; filitos locais

PEp - Metaconglomerados polimíticos com matriz de grauvaca litofeldspática (cgl); metarcóseos laminados e maciços com intercalações conglomeráticas (arc)

PEdb - Diques básicos; gabros finos e grosseiros

PEgr - Granitos intrusivos ácidos e intermediários, granitóides

PEmig - Migmatitos bandados; gnaisses homogêneos e porfiroblásticos; quartzo xistos, micaxistos e metabásicas intercaladas

Agl - Granulitos quartzo feldspáticos; granulitos básicos e sienito-gnaisses

SIMBOLOGIA

- Atitude de acamamento
- Atitude de S_1 - clivagem de fratura, ardosiana e xistosidade
- Atitude de S_2 - clivagem de crenulação e xistosidade
- Atitude de S_3 - clivagem de crenulação e xistosidade, vertical
- PA Plano axial
- Traços estruturais
- Contato litológico definido e aproximado
- Falha indiscriminada
- A B Falha normal, A - bloco alto; B - bloco baixo
- Falha inversa, seta indica movimento da capa
- Atitude de fraturamento, vertical
- Atitude de dique básico
- Eixo de dobra da 1ª fase
- Eixo de dobra da 2ª fase
- Eixo de dobra da 3ª fase
- Di Ocorrência de diamante
- S Ocorrência de enxofre
- Entrada de caverna
- Drenagem
- Estrada principal e secundária

NM NG 22°

ESCALA 0 2 8 km

Anexo 2 - MAPA GEOLÓGICO DO GRUPO RIO PARDO, BA

Autor: IVO KARMANN - 1987

Adaptado de: Gonçalves, J. C. V.; Pedreira das Neves, J. e Brunni, D. C.; Proj. Sulf. Grupo Rio Pardo, 1977; CPRM/ DNPM

Instituto de Geociências BIBLIOTECA T/365 USP

LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES NO MAPA GEOLÓGICO (anexo 2)

A-E'	– Ao longo da BR-101 entre São João do Panelinha e a borda sul da bacia
F-G'	– Ao longo da BR antiga, entre a região sul de Camacã e borda sul da bacia
H-H' e I-I	– Entre a região de Camacã e Pau Brasil, borda noroeste da bacia
J-J'	– A norte de Pau Brasil, extremo noroeste da bacia
K-K'	– A sul de Pau Brasil, borda oeste da bacia
L-L'	– A oeste de Gurupá Mirim, borda oeste da bacia
M-M'	– A oeste de Santa Luzia, margem nordeste da bacia
N-N'	– A oeste de Santa Luzia, seção da Serra do Lapão

- Ardósias e filitos localmente carbonáticos
- Metassiltitos
- Metarenitos e quartzitos
- Metagrauvacas com intercalações conglomeráticas
- Metaconglomerados
- Metacalcários e metadolomitos micáceos e arenosos

Instituto de Geociências U.S.P. T/325

ANEXO 3 – SEÇÕES GEOLÓGICAS DO GRUPO RIO PARDO