



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DO GRUPO BAMBUÍ NO NORTE DO
ESTADO DE MINAS GERAIS**

AUTOR: MARIO IGLESIAS MARTÍNEZ

ORIENTAÇÃO: ALEXANDRE UHLEIN

Nº85

**BELO HORIZONTE
(14/04/2007)**

Dedicado especialmente a
Alexandre Mello de Mesquita

E tanta explicação dou, porque muito ribeirão e vereda, nos contornando por aí, redobra nome. Quando um ainda não aprendeu, se atrapalha, faz raiva. Só Preto já molhei mãos nuns dez. Verde, uns dez. Do Pacarí, uns cinco. Da Ponte, muitos. Do Boi, ou da Vaca, também. E uns sete por nome Formoso. São Pedro, Tamboril, Santa Catarina, uma porção. O sertão é do tamanho do mundo...

(Guimarães Rosa. Grande Sertão: Veredas)

AGRADECIMENTOS

Várias instituições e pessoas tem feito possível a realização desta pesquisa. Meu agradecimento, pelo apoio e incentivo, às seguintes instituições:

IGC-UFMG, colegiado de Pós-Graduação em geologia.

Programa CAPES.

MAE-AECI (Agencia Española de Cooperación Internacional): Programa Tordesillas.

CPRM núcleo Belo Horizonte.

CPRM núcleo Rio de Janeiro.

CNPq. Projeto de Pesquisa CT-Hidro 503.146/2003: *Investigação Hidrogeológica do flúor em aquíferos carbonáticos do Médio São Francisco, MG, e epidemiologia da fluorose dentária associada.*

FAPEMIG. Projeto de Pesquisa CRA772/05: *Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais do Grupo Bambuí, Minas Gerais.*

Meu agradecimento às seguintes pessoas:

Ao meu orientador, Alexandre Uhlein, pelos ensinamentos, por toda a sua disposição, boa vontade, compreensão e pelo grande prazer que foi o percurso do nosso trabalho.

À professora Leila Nunes Menegasse Velásquez, coordenadora do projeto de pesquisa.

À Dra. Jane Nobre-Lopes, pelos valiosos comentários, discussões, correções e pela semana de trabalho na CPRM no Rio de Janeiro.

Ao geólogo Marcio Silva, (CPRM-Belo Horizonte) pelo apoio no fornecimento das imagens de satélite.

Ao Sergio Melo da Silva, pela digitalização do mapa geológico.

Ao Leandro Costa, pela ajuda com o programa de análise de fraturas

Às bibliotecárias da CPRM-BH (Magdalena e Silvana) e da COMIG (Priscila), pelo interesse e dedicação nos muitos dias de pesquisa bibliográfica.

À Elisa Moreira, pela normalização do texto.

À Laura Gonzalez, que mesmo desde a Espanha, tem me ajudado sempre que precisei.

A Fabrício Caxito, pela ótima companhia durante as longas jornadas conduzindo nossas viagens.

Ao povo do norte de Minas Gerais que tem oferecido sua ajuda desinteressada em todas as ocasiões que foi necessário.

Aos meus pais e irmão e toda a minha família, por ser sempre um apoio e aceitar as minhas decisões.

Ao Alexandre, Lílian, Renata, Tereza, Dyeison, Javier e todos os amigos que tem me ajudado desde o começo. A todos eles obrigado pelo convívio, a amizade, a generosidade e o carinho.

RESUMO

Esta pesquisa apresenta o resultado do mapeamento geológico de uma área de 39.000 km² no norte do Estado de Minas Gerais, e visa a obtenção de dados estratigráficos e tectônicos a fim fornecer subsídios para a melhor compreensão das anomalias de fluoreto que ocorrem nas águas subterrâneas da região.

Através do mapeamento geológico (escala 1:500.000) foram identificadas áreas onde afloram gnaisses arqueanos, pertencentes ao embasamento cristalino, rochas carbonáticas e terrígenas que compõem o Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica, arenitos do Grupo Urucuia (Cretáceo) e coberturas recentes. Um estudo estratigráfico detalhado da Fm. Lagoa do Jacaré, na região de Lontra-MG, com ênfase na petrografia e petrologia dos carbonatos, é também apresentado.

O Grupo Bambuí recobre grandes áreas do Cráton do São Francisco e na área em questão estão representadas as cinco formações clássicas do Grupo Bambuí, compreendendo da base para o topo as formações Sete Lagoas (carbonática), Serra de Santa Helena (pelito-carbonática), Lagoa do Jacaré (carbonática), Serra da Saudade (pelítica) e Três Marias (psamítica). A distribuição das formações do Grupo Bambuí, na área é resultado da paleogeografia do embasamento e de processos tectônicos. Foram identificadas áreas de embasamento irregular, com altos estruturais (Alto de Januária) e depocentros locais na porção sul e leste da área, onde a espessura do Grupo Bambuí é substancialmente maior. A Formação Sete Lagoas aflora, exclusivamente, na margem esquerda do rio São Francisco, coincidindo com os altos do embasamento. As unidades médias do Grupo Bambuí (Fms. Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré) apresentam uma ampla distribuição em toda a região. Já as formações Serra da Saudade e Três Marias afloram apenas nos extremos leste e sul da área (nos depocentros locais da bacia). Recobrimo discordantemente unidades mais antigas, tem-se os arenitos do Grupo Urucuia.

No que diz respeito a tectônica, concluiu-se que o embasamento, durante o Neoproterozóico, foi afetado por estruturas tectônicas extensionais, gerando estruturas do tipo “*Horst*”-anticlinal, determinadas por falhas de direções N40°-50°W e E-W. Os *horst*-anticlinais de Montalvânia, Itacarambi e a falha de Januária, são exemplos deste estágio tectônico. Grande parte da área mapeada apresenta camadas subhorizontais, ou com baixo mergulho para NE ou SE. Dobramentos abertos, com eixos NNE-SSE, foram identificados na porção SE da região, caracterizando a influência brasileira da Faixa Araçuaí. Na região da Serra do Jaíba foi observada uma foliação incipiente nos siltitos da Formação Serra da Saudade e dobramentos, sendo o mais expressivo a estrutura sinclinal da Serra do Jaíba, que permitiu a preservação das formações superiores do Grupo Bambuí (formações Serra da Saudade e Três Marias), arrasadas pela erosão nas regiões vizinhas. Posteriormente, coincidindo com a abertura do Atlântico Sul, no Cretáceo-Terciário, ocorreu um evento de reativação tectônica que resultou na sedimentação do Grupo Urucuia, além de fraturamento generalizado, segundo as direções NE e NW que vem condicionando grande parte do sistema de drenagem até a atualidade.

ABSTRACT

This research presents the result of an extensive geological mapping developed over a large area in the northwestern part of the Minas Gerais State in order to have a better understanding of anomalous fluorine concentration in the regional groundwater. This anomalies are related to the presence of fluorite veins occurring randomly in the sedimentary rocks of the Bambuí Group.

Basement rocks, mostly Archean gneiss outcrop very locally. The most important lithologies occurring in the area are carbonate and terrigenous rocks belonging to the Neoproterozoic Bambuí Group, which were eroded during Mesozoic times and covered by Cretaceous sandstones of the Urucuia Group: Cenozoic sediments are also present. The Bambuí Group represents a platform cover developed over the São Francisco Craton and is made up from the bottom to the top by the Sete Lagoas (basal), Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade and Três Marias formations.

The basement rocks represent a structural paleohigh (Alto de Januária) and shows an irregular topography; depocenters were identified in the south and eastern part of the area, where the thickness of the group increases substantially. This paleohigh in association with tectonic processes controls the distribution of the Bambuí Group in the study area.

The Sete Lagoas Formation, the basal unit of the Bambuí Group, is made up of carbonate rocks and outcrops only in the left margin of the São Francisco river, close to the paleohigh. The intermediate units, Serra de Santa Helena and Lagoa do Jacaré formations, occur over a large area and the upper units, the Serra da Saudade and Três Marias formations, have their area of occurrence confined to the east and southern parts of the area, in the local depocenters of the basin.

Tectonic data suggest that the basement was affected by extensional processes during the Neoproterozoic (Brasiliano Cycle), which generated horst structures determined by faults trending N40°-50°W and E-W. The horst-anticlines of Montalvânia, Itacarambi and the Januária's fault should be related to this event.

In most part of the area strata are subhorizontal or exhibit low dip to NE or SE. Open folds with axes trending NNE-SSE have been identified in southeastern part of the area and result from tectonics related to the Brasiliano Araçuaí fold belt.

An incipient foliation was found in the siltstones of the Serra da Saudade Formation, in the Serra do Jaíba region, as well as folds. However the most expressive structure is the syncline of the Serra do Jaíba, which made possible the preservation of the upper units of the Bambuí Group. During Cretaceous to Tertiary times, a tectonic reactivation was established, coinciding with the opening of the South Atlantic ocean, with sedimentation of the Urucuia Group. Finally, a widespread fracturing trending NE and NW was responsible for the drainage system up to the present time.

SUMÁRIO

Agradecimentos	III
Resumo	IV
Abstract	V
Sumário	VI
Lista de figuras	VIII
Lista de tabelas	X
1 INTRODUÇÃO	p. 1
1.1 Objetivos	p. 1
1.2 Localização e acesso	p. 1
1.3 Metodologia	p. 3
1.4 Aspectos fisiográficos	p. 4
1.4.1 <i>Clima</i>	p. 4
1.4.2 <i>Vegetação</i>	p. 6
1.4.3 <i>Hidrologia</i>	p. 8
1.4.4 <i>Geomorfologia</i>	p. 10
2 REVISÃO HISTÓRICA DOS CONHECIMENTOS DO GRUPO BAMBUÍ	p. 15
2.1 Idade do Grupo Bambuí	p. 15
2.2 Aspectos estratigráficos	p. 16
2.3 Aspectos estruturais	p. 23
3 CARBONATOS: ORIGEM, EVOLUÇÃO, PETROGRAFIA E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO	p. 28
3.1 Introdução	p. 28
3.2 Mineralogia dos carbonatos	p. 29
3.2.1 <i>Noções básicas de Físico-química</i>	p. 31
3.3 Ambientes de sedimentação	p. 32
3.3.1 <i>Carbonatos marinhos</i>	p. 33
3.3.1.1 <i>Planície de maré</i>	p. 33
3.3.1.2 <i>Plataforma</i>	p. 35
3.3.1.3 <i>Recife</i>	p. 38
3.3.1.4 <i>Periplataforma</i>	p. 40
3.3.2 <i>Carbonatos continentais</i>	p. 41
3.4 Diagênese de carbonatos	p. 43
3.4.1 <i>Cimentação</i>	p. 44
3.4.2 <i>Compactação</i>	p. 45
3.4.3 <i>Dissolução</i>	p. 46
3.4.4 <i>Neomorfismo</i>	p. 46
3.4.5 <i>Substituição</i>	p. 46
3.4.5.1 <i>Dolomitização</i>	p. 47
3.4.5.2 <i>Dedolomitização</i>	p. 47
3.4.5.3 <i>Silicificação</i>	p. 48
3.4.6 <i>Porosidade</i>	p. 48
3.5 Classificação das rochas carbonáticas	p. 49

4 LITOESTRATIGRAFIA	p. 52
4.1 Introdução	p. 52
4.2 Descrição das unidades estratigráficas	p. 54
4.2.1 <i>Embasamento cristalino</i>	p. 54
4.2.2 <i>Grupo Bambuí.....</i>	p. 55
4.2.2.1 <i>Formação Sete Lagoas</i>	p. 55
4.2.2.2 <i>Formação Serra de Santa Helena</i>	p. 61
4.2.2.3 <i>Formação Lagoa do Jacaré</i>	p. 64
4.2.2.4 <i>Formação Serra da Saudade</i>	p. 68
4.2.2.5 <i>Formação Três Marias</i>	p. 68
4.2.3 <i>Grupo Urucuia</i>	p. 70
4.2.4 <i>Coberturas Terciário-quadernárias</i>	p. 71
5 GEOLOGIA ESTRUTURAL	p. 74
5.1 Estruturação do embasamento	p. 74
5.2 Estruturação do Grupo Bambuí	p. 78
5.2.1 <i>Região 1: Januária-Itacarambi-Montalvânia</i>	p. 79
5.2.2 <i>Região 2: Margem direita do rio São Francisco</i>	p. 83
5.2.3 <i>Região 3: Campo Azul - São Francisco</i>	p. 84
5.2.4 <i>Região 4: Jaíba</i>	p. 85
5.3 Estruturação das coberturas fanerozóicas	p. 86
5.4 Análise dos lineamentos rúpteis	p. 87
5.4.1 <i>Medidas de fratura nos afloramentos</i>	p. 87
5.4.2 <i>Análise dos lineamentos em imagem de satélite</i>	p. 88
5.5 Conclusões.....	p. 93
6 ESTUDO PETROLÓGICO E PETROGRÁFICO DA FORMAÇÃO LAGOA DO JACARÉ NA REGIÃO DE LONTRA/MG	p. 95
7 OCORRÊNCIAS DE FLUORITA NOS CALCÁRIOS DA ÁREA MAPEADA	p. 106
8 CONCLUSÕES	p. 109
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	p. 112
ANEXO 1 (Mapa geológico regional, escala 1:500.000, do vale do rio São Francisco, no norte do Estado de Minas Gerais)	
ANEXO 2 (Ficha de descrição dos pontos de afloramento)	
ANEXO 3 (Mapa de pontos de afloramento e localizações)	

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 - Localização da área de trabalho.....	p.3
FIGURA 1.2 – Fotografia de cactáceas em área com exposição de calcário.....	p.7
FIGURA 1.3 – Fotografia de transporte de carvão produzido em carvoarias da região de Verdelândia.....	p.8
FIGURA 1.4 – Fotografia do rio São Francisco na cidade homônima.....	p.8
FIGURA 1.5 - Imagem de satélite mostrando barras arenosas de migração lateral de canais no vale do São Francisco.....	p.12
FIGURA 2.1 – Mapa geológico simplificado do Craton do São Francisco, Faixa Araçuaí e Faixa Brasília.....	p.23
FIGURA 3.1 – Bloco diagrama mostrando os principais elementos morfológicos de uma planície de maré carbonática.....	p.34
FIGURA 3.2 – Modelo de plataforma complexo ilha-barreira-laguna (<i>rinned shelf</i>).....	p.36
FIGURA 3.3 - Geometrias básicas de plataformas carbonáticas.....	p.37
FIGURA 3.4 - Zoneamento e ambientes sedimentares de um recife.....	p.40
FIGURA 3.5 - Classificação dos tipos básicos de porosidade.....	p.48
FIGURA 4.1 - Coluna estratigráfica sintética do Grupo Bambuí e coberturas na área de estudo.....	p.53
FIGURA 4.2 - Mapa de isópacas para a Formação Sete Lagoas no vale do São Francisco, norte do Estado de Minas Gerais.....	p.57
FIGURA 4.3 - Seqüência de fotos referentes às litofácies da Formação Sete Lagoas.....	p.60
FIGURA 4.4 - Seqüência de fotos referentes às litofácies da Formação Serra de Santa Helena.....	p.63
FIGURA 4.5 - Seqüência de fotos referentes às litofácies da Formação Lagoa do Jacaré.....	p.66
FIGURA 4.6 - Seqüência de fotos referentes às litofácies da Formação Serra da Saudade.....	p.68
FIGURA 4.7 - Contato entre os siltitos da Formação Serra da Saudade e os arenitos da Formação Três Marias nas imediações de Campo Azul.....	p.70
FIGURA 4.8 – Conglomerado polimíctico do paleocanal das coberturas terciárias.....	p.73
FIGURA 5.1 - Mapa Geológico simplificado da Bacia do São Francisco.....	p.74

FIGURA 5.2 - Perfil esquemático NW-SE da área de estudo, entre a região de Bonito e a Serra do Jaíba.....	p.76
FIGURA 5.3 - Esboço estrutural com contorno hipotético do topo do embasamento na região de Januária.....	p.78
FIGURA 5.4 – Desenho esquemático das quatro regiões estruturais definidas para a área de estudo.....	p.79
FIGURA 5.5 - Esquema estrutural da área de Itacarambí-Mina – Grande.....	p.80
FIGURA 5.6 - Mapa geológico e perfil esquemático da região da Serra do Parrela (Montalvânia) segundo Beurlen (1973)	p.82
FIGURA 5.7 - Foliação incipiente nos siltitos da Formação Serra da Santa Helena.....	p.85
FIGURA 5.8 - Xistosidade nos siltitos da Fm. Serra de Santa Helena.....	p.86
FIGURA 5.9 - Diagrama em roseta das direções das fraturas do domínio 1 (regiões 1,2 e 3)..	p.88
FIGURA 5.10 - Diagrama em roseta das direções das fraturas do domínio 2 (região 4.....	p.88
FIGURA 5.11 - Diagrama de contorno da densidade dos pólos das atitudes de mergulho medidas para as fraturas no domínio 1 (regiões 1,2 e 3).....	p.88
FIGURA 5.12 - Diagrama de contorno da densidade dos pólos das atitudes de mergulho medidas para as fraturas no domínio 2 (região 4).....	p.88
FIGURA 5.13 - Mapa de fotolineamentos da região norte do Estado de Minas Gerais.....	p.90
FIGURA 5.14 – Frequência de orientação dos lineamentos.....	p.92
FIGURA 5.15 - Comprimento relativo dos lineamentos.....	p.92
FIGURA 5.16 - Relação entre a ocorrência e o comprimento relativo dos lineamentos reconhecidos na área.....	p.93
FIGURA 6.1 – Seqüência de fotomicrografias mostrando algumas feições petrográficas da litofácies 1 da Fm. Lagoa do Jacaré na região de Lontra.....	p.97
FIGURA 6.2 - Seqüência de fotomicrografias mostrando algumas feições petrográficas da litofácies 2 da Fm. Lagoa do Jacaré na região de Lontra.....	p.98
FIGURA 6.3 - Seqüência de fotomicrografias mostrando algumas feições petrográficas da litofácies 3 da Fm. Lagoa do Jacaré na região de Lontra.....	p.99
FIGURA 6.4 - Coluna estratigráfica de detalhe para a Formação Lagoa do Jacaré, entre as localidades de Pedras Maria da Cruz e Lontra.....	p.100

LISTA DE TABELAS

TABELA 1.1 - Balanço Hídrico para duas estações meteorológicas da área.....	p.5
TABELA 2.1 - Evolução das subdivisões estratigráficas propostas para o Grupo Bambuí..	p.18
TABELA 2.2 - Divisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí, baseado em Dardenne (1978a).....	p.20
TABELA 2.3 - Quadro estratigráfico do Grupo Bambuí na região do Alto Rio São Francisco.....	p.22
TABELA 2.4 - Características dos compartimentos estruturais W e E do Grupo Bambuí....	p.25
TABELA 3.1 - Mineralogia dos esqueletos dos organismos carbonáticos.....	p.31
TABELA. 3.2 - Calcários e dolomitos e suas analogias granulométricas com as rochas terrígenas (Folk 1962).....	p.49
TABELA. 3.3 - Classificação das rochas carbonáticas por Dunham (1962).....	p.50
TABELA 6.1 - Seqüência paragenética simplificada das rochas carbonáticas na região de Lontra.....	p.103
TABELA 6.2 – Descrição petrológica das lâminas delgadas utilizadas na confecção da coluna estratigráfica da Fm. Lagoa do Jacaré, na região de Lontra.....	p.103
TABELA 7.1 -Principais informações referentes às ocorrências de fluorita na área de estudo.....	p.108

1 INTRODUÇÃO

1.1 Objetivos

Este estudo tem como objetivo a apresentação dos resultados obtidos a partir de trabalhos de campo e de um amplo levantamento bibliográfico, visando fornecer uma contribuição à caracterização da estratigrafia e as feições estruturais das rochas Neoproterozóicas do Grupo Bambuí, na região norte do Estado de Minas Gerais. A presente dissertação insere-se dentro do projeto de Pesquisa CNPq: *Investigação hidrogeológica do flúor em aquíferos carbonáticos do Médio São Francisco, MG, e epidemiologia da fluorose dentária associada* (Velásquez *et. al.*, 2007). Esta pesquisa geológica-hidrogeológica-epidemiológica tem ênfase no diagnóstico da origem e distribuição da contaminação natural da água subterrânea por flúor, com finalidade de estabelecer indicadores quantitativos e qualitativos para orientar soluções, no sentido de prevenir e minimizar, a ocorrência de fluorose dentária nas populações locais.

A contribuição ao conhecimento geológico da área de estudo alvo desta dissertação consiste em:

- identificação e descrição das formações do Grupo Bambuí, utilizando os critérios da litoestratigrafia;
- elaboração de um mapa geológico regional, na escala 1:500.000, discriminando as diferentes formações do Grupo Bambuí e as coberturas Mesozóicas e Cenozóicas;
- melhorar a compreensão do arcabouço estrutural da área, em base à elaboração de um mapa de fotolineamentos e ao estudo estatístico da orientação de fraturas medidas nos trabalhos de campo;
- levantamento bibliográfico dos dados referentes à exploração da fluorita na área, visando um melhor entendimento da origem e distribuição deste mineral.

1.2 Metodologia e dados físicos de produção

1) levantamento bibliográfico da estratigrafia e tectônica da Bacia do São Francisco, principalmente do Grupo Bambuí;

2) reconhecimento regional da área de estudo através de três campanhas de trabalhos de campo (Setembro/05, Março/06 e Julho/06), num total de 45 dias, onde foram estabelecidas áreas alvo para a realização das seções estratigráficas e perfis. Nesta fase foram utilizadas cartas topográficas na escala 1:100.000 e 1:250.000 e imagens orbitais LANDSAT 7, nas composições espectrais 7,4,2 e 8 do sensor ETM+, fornecidas pela CPRM de Belo Horizonte;

3) integração dos mapeamentos geológicos realizados até o momento na área: Projeto Três Marias (Menezes *et al.*, 1978), projeto LETOS (Baptista & Meneguesso, 1976) projeto RADAMBRASIL (DNPM, 1982), Projeto PLANOROESTE (CETEC, 1981) , projeto BAMBUÍ NORTE (METAMIG, 1977) e integração dos perfis estratigráficos dos furos de Sondagem realizados pela CPRM/DNPM (Brandalise *et al.*, 1980), CPRM (Projeto Januária-Itacarambi, 1976) e o furo 1-MA-1-MG (PETROBRÁS). Os dados obtidos a partir da integração dos anteriores projetos, junto aos trabalhos de campo efetuados na área, forneceram as informações necessárias para a execução do mapa geológico 1:500.000 da área de estudo, no qual foram discriminadas as formações do Grupo Bambuí e coberturas utilizando os critérios da litoestratigrafia;

4) confecção de uma coluna de detalhe para a Formação Lagoa do Jacaré, nas proximidades do município de Lontra. Na realização dessa seção foi feita, além de uma amostragem detalhada das diferentes litofácies da unidade, um total de 22 lâminas delgadas, visando caracterizar petrograficamente a Formação Lagoa do Jacaré na área;

5) coleta de grande número de amostras de rocha das Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Serra da Saudade e Três Marias, e do Grupo Urucua, das quais 13 utilizaram-se para confecção de lâminas delgadas, visando oferecer subsídios na caracterização petrográfica destas formações na área em foco. Para os estudos petrográficos analisaram-se microscopicamente as lâminas delgadas, a maioria das quais foram elaboradas sem lamínula, para poder utilizar os métodos da tincão seletiva (alizarina *red-s*). No caso dos calcários com alto grau de neomorfismo utilizou-se a técnica de Folk (colocação de uma cartolina branca entre a lâmina e o foco de luz) com a finalidade de detectar possíveis vestígios de aloquímicos, mascarados pelos processos diagenéticos;

6) efetuou-se também, um estudo da tectônica rúptil a partir de 260 medidas de fraturas no campo, em afloramentos expressivos. Além disto, confeccionou-se também um mapa de lineamentos a partir da interpretação de imagens de satélite na escala 1:500.000;

7) além disto, achou-se oportuno acrescentar ao trabalho um capítulo visando a revisão da origem, os tipos e os ambientes deposicionais dos carbonatos, por ser esta litologia a de maior expressão nas rochas da área;

A área integra a macrorregião administrativa Norte de Minas Gerais e inclui 14 municípios da microrregião de Januária, 10 da microrregião de Montes Claros e 1 município da microrregião de Janaúba.

Januária (44°21'42"W, 15°29'17"S), localizada próximo do centro da área, é a cidade pólo regional, distando 588 km de Belo Horizonte por estradas pavimentadas.

O acesso, a partir de Belo Horizonte, se faz inicialmente pelas rodovias BR 040, BR 153 e BR 135 até a cidade de Montes Claros, totalizando 425 km de percurso. Rodovias estaduais e federais irradiam dessa cidade e servem de ligação com outros municípios da área investigada. Destacam-se a BR 135 para Januária, Manga e Montalvânia e a BR 122 (e sua conexão com a MG 401) para o acesso à Verdelândia (590 km), Jaíba e Matias Cardoso.

As cidades-sedes localizadas a oeste do rio São Francisco têm acesso, a partir de Januária, pela BR 479, que é uma via com revestimento primário (encascalhada), e por estradas municipais não pavimentadas. A circulação na zona rural é, geralmente, dificultada pelo precário estado de conservação das estradas secundárias e vicinais. No período chuvoso, muitas localidades não são acessíveis por veículo sem tração.

A sede municipal de Campo Azul (44°48'38"W, 16°30'13"S), próxima do extremo sul da área, dista cerca de 600 km de Belo Horizonte. A de Juvenília (44°09'37"W, 14°15'45"S), no extremo oposto, dista cerca de 750 km da capital mineira.

1.4 Aspectos fisiográficos

1.4.1 Clima

Segundo a classificação climática de Köppen, o clima é do tipo Aw, tropical chuvoso, quente e úmido, com inverno seco apresentando temperatura média do mês mais frio superior a 18°C, e verão chuvoso (Patrus et al., 2001). O clima pode ser caracterizado segundo os critérios de Nimer (1979) como clima tropical quente (Patrus et al., 2001), que ocorre em toda a região com altitude inferior a 800 m. Tipifica-se por temperaturas mensais superiores a 18°C, inverno ameno e verão sempre quente e muito longo. Os dois subtipos dessa categoria climática, o semi-úmido e o semi-árido, estão presentes na área.

O primeiro, dominante na porção sul, tem um período seco com duração de quatro a cinco meses. O semi-árido, que predomina a norte do paralelo 15°30'S, tem o período seco igual ou superior a seis meses que submete a área a longo período de estiagem, dificultando as condições de vida da população e, em alguns casos, provocando exôdo de parte da sua população rural.

Na área em foco, a temperatura média anual é de 23,8°C. No extremo sul da Bacia Hidrográfica do São Francisco (BHSF), esse valor é 18°C, o que evidencia o aumento das temperaturas médias do ar de sul para norte (Patrus et al., 2001), com valores que ultrapassam 24°C em seis municípios da área pesquisada.

Segundo aqueles autores, na escala regional da BHSF, essa média também varia no sentido transversal, aumentando das bordas para a sua região central.

O regime pluviométrico apresenta grande concentração de chuvas no verão e escassez no inverno, que é a estação seca. Os índices pluviométricos têm grande variação na área, com valores maiores no limite oeste, na Chapada Gaúcha, que tem média anual de 1303,6 mm (TABELA 1.1). Trata-se de aspecto importante para a recarga de aquíferos, pois nessa região as coberturas arenosas cretácicas são mais contínuas e espessas e desempenham importante papel na recarga de aquíferos. Os menores valores acham-se em Verdelândia e São João da Ponte, limite leste da área, com média de 876 mm/ano.

Segundo Patrus et al. (op. cit.), na BHSF, há uma significativa variação dos totais pluviométricos anuais no sentido E-W, especialmente na porção média da bacia. Para as mesmas latitudes, os índices apresentam-se superiores na porção da margem esquerda do rio. Assim, a região da margem direita apresenta-se mais seca do que a da margem esquerda. Tal tendência se observa também para os valores de déficit hídrico, aumentando para norte e para leste da área. A Tabela 1.1 ilustra essa tendência, por meio dos cálculos do balanço hídrico anual de Thornthwaite & Mather realizado por Nimer & Brandão, 1989 (Patrus et al., 2001). Constata-se, não apenas um aumento no valor do déficit hídrico como também em dois meses esse período.

Estação	Período de dados	Precipitação	Evapotranspiração Potencial	Precipitação efetiva	Evapo-transpiração Real	Excedente hídrico	Déficit hídrico
São Francisco	1931-1960	1134,1	1151,0	-18,0	835,0	298,9 dez/mar	316,0 abr/out
Manga	1931-1970	822,6	1302,0	-480,0	816,0	6,0 jan	486,0 fev/out
*Montes Claros	1931-1958	1126,5	1097,0	31,0	812,0	316,0 dez/m	285,0 abr/out

* localizada fora da área estudada, a sul (só para comparação)

TABELA 1.1 - Balanço Hídrico de Thornthwaite & Mather para duas estações meteorológicas da área em mm. Fonte: Patrus et al., 2001. In: Velásquez et al., 2007),.

Com relação à nebulosidade, Patrus et al. (2001) assinalam os menores valores médios anuais, de cerca de 3 décimos, no vale do São Francisco, na região compreendida entre as cidades de São Francisco e São Romão (os maiores valores, entre 5,5 e 6 décimos ocorrem nas regiões

serranas, onde se encontram as cabeceiras do rio São Francisco e tributários e nos limites ocidental e oriental da bacia). Os meses com maior nebulosidade são novembro, dezembro e janeiro e os de menor, julho e agosto.

Parte da área pesquisada integra o polígono das secas da SUDENE. O problema da seca, que se agrava na região a norte dessa área, é devido não à falta de chuvas, mas também à irregularidade de sua incidência. Os valores médios anuais de precipitação podem ocorrer concentrados em um só mês ou se distribuir nos três a cinco meses do período chuvoso, ao qual se segue longa estiagem.

1.4.2 Vegetação

A formação vegetal com maior expressão na área do projeto é o cerrado (Minas Gerais, 2006). Este tipo de vegetação é comum em planaltos de regiões tropicais que apresentam duas estações bem marcadas: inverno seco e verão chuvoso. Com solo de savana tropical, deficiente em nutrientes e rico em ferro e alumínio, abriga plantas de aparência seca; pequenos árvores de troncos retorcidos entre arbustos diversos, distribuídos de forma esparsa em um solo coberto de ervas gramíneas. Entre as espécies vegetais que podem ser encontradas neste ambiente de cerrado estão: o barbatimão, o pau-santo, a gabiroba, o pequi, o araçá, a sucupira, a catuaba, etc.

Ocorrendo em condições de maior aridez, como manchas isoladas ou de forma predominante a norte de Manga, tem-se a caatinga branca, representada por árvores e arbustos tais como braúnas, aroeiras, angicos, etc. frente aos umbuzeiros e xique-xiques, dominantes em outras classes de caatingas. Este tipo de formação apresenta uma grande heterogeneidade de composição e fisionomia, dependendo da estação do ano, do tipo do solo e da proximidade no nível d'água local. Apesar da heterogeneidade, a vegetação dominante é representada por espécies arbóreas da caatinga branca, como braúna e aroeira, e por espécies de plantas xerófitas (FIG. 1.2), que conservam água por mais tempo devido às adaptações estruturais que retardam a transpiração.

Na caatinga, predominam as cactáceas e bromeliáceas, especialmente em solos rasos, com exposições rochosas ou com abundância de cascalhos. As espécies arbóreas perdem as folhas no apogeu da estação seca, assemelhando-se à vegetação morta. Contudo, com as primeiras chuvas da estação úmida a folhagem retorna com grande rapidez, recuperando o viço.



FIGURA 1.2 - Cactáceas em área com exposição de calcário em camadas horizontais com lapiês. São Francisco, MG (julho/2006).

Matas ciliares (ou matas de galerias) com vegetação arbustiva de maior porte são encontradas localmente nas margens de cursos d'água, onde a cobertura aluvio/coluvionar e o solo são mais espessos e férteis. Próximo às nascentes, nas veredas, desenvolve-se vegetação característica, em cujo estrato arbustivo predomina o buriti. A vegetação de várzea nas áreas úmidas com influência fluvial, principalmente nas planícies aluviais do rio São Francisco sujeitas à inundação, é representada por vegetação rasteira predominante, com gramíneas, ciperáceas e juncáceas.

É importante destacar também os fortes indícios de degradação ambiental associada às formas de exploração desordenada dos recursos naturais no Norte e Nordeste de Minas Gerais, especialmente nas áreas de maior aridez. A intensa atividade antrópica, tanto em termos de desmatamento visando às carvoarias, queimadas e florestamento com espécies exóticas, quanto o uso incorreto de terras para prática da agricultura, têm provocado diferentes níveis de erosão acelerada, assoreamento de rios e córregos, ressecamento do solo, redução da vazão de rios ou mesmo a sua intermitência, problemas que repercutem, de forma significativa, nos padrões de qualidade de vida da população regional, historicamente caracterizada pela pobreza.



FIGURA 1.3 – Transporte de carvão produzido em carvoarias da região de Verdelândia, MG. (Fevereiro/2006)

1.4.3 Hidrologia

O rio São Francisco ocupa um leito com largura entre 600 m e 1000 m. Em suas margens, promanam sedimentos arenosos com areia quartzosa muito grossa a fina. Localmente, afloram camadas horizontais a subhorizontais de metapelitos e calcários do Grupo Bambuí, como a norte de Manga, em Matias Cardoso, Mocambinho e São Francisco.

O terraço atual limita-se às imediações do rio, em cotas entre 450 m e 430 m. Um terraço mais antigo se estende por ambos os lados do rio nas cotas 460 m a 450 m com largura variável entre 4 km e 10 km. Sedimentos detríticos, coluviais e aluviais, preenchem o restante do vale em cotas de 500 m a 445 m. São constituídos, principalmente, por areias seixosas a areias finas e lamosas, localmente com concreções calcárias (CETEC, 1977).



FIGURA 1.4 – Rio São Francisco na cidade homônima visando para sudoeste. (julho/2006)

A largura é variável, entre 300 m e 1 km na parte sul e mais de 2 km, na parte norte. Barras de canal formam ilhas de dimensões expressivas. Distribuem-se na extensa planície do rio São Francisco diversas lagoas, muitas de meandros abandonados cujas águas são utilizadas para abastecimento doméstico, irrigação, dessedentação de animais, pesca e lazer.

O curso desse rio, na porção sul da área, tem direção S-N, infletindo para aproximadamente W-E após a confluência com o rio Acari, no limite oeste da área, seguindo nessa direção até a proximidade da cidade de São Francisco. A partir daí, a calha se orienta na direção principal SW-NE (N45°E) até Januária. Seu curso mantém-se SW-NE com inflexões locais SSW-NNE e W-E.

No extremo norte da área, o rio São Francisco recebe os rios Verde Grande, que marca o seu limite nordeste, e o Carinhanha, que marca o limite norte, divisa com a Bahia. A vazão natural média anual do rio São Francisco é de 2.850 m³/s, com oscilações entre 1.461 m³/s e 4.999 m³/s no período compreendido entre 1931 e 2001, com as menores descargas ocorrendo, geralmente, entre os meses de setembro e outubro. Cerca de 73,5% dessa vazão natural média é proveniente de Minas Gerais (Brasil, 2006).

Pela margem direita, os principais afluentes, de sul para norte, são o Paracatu, Grande, Mangai, São Felipe e Verde Grande. Pela margem esquerda, o Acari, Pardo, Bom Jardim, Pandeiros, da Cruz, Peruaçu, Itacarambi, Japoré, Calindó e Carinhanha. Os padrões de drenagem predominantes são o dendrítico e o retangular. O primeiro ocorre predominantemente em áreas com espessa cobertura sedimentar ou com pouca influência do substrato fraturado e o segundo, condicionado aos principais sistemas de fraturas do substrato.

Os afluentes do extremo sul são fortemente orientados segundo N50°-55°E com inflexões ortogonais (Grande, Paracatu, Pacuí). Na porção oeste e norte da área, são marcantes as direções da drenagem principal e secundária segundo N45°E (Gibão, Cochá) e N40°-55°W (Acari, Pardo, Bom Jardim, Pandeiros). Subordinadamente, N30°E e N15°-20°W (córrego das Lajes, por exemplo).

O vale do Carinhanha, entalhado na direção N45°E por cerca de 200 km, inflete para ESE a 50 km antes de encontrar o São Francisco.

A existência de vales secos devido a fatores climáticos e de captações subterrâneas é frequente, especialmente no domínio das rochas fraturadas e carstificadas do Grupo Bambuí. Na sub-bacia do rio Verde Grande, alguns cursos d'água são efêmeros e intermitentes devido não apenas a fatores naturais, como também ao intenso uso (Velásquez *et al.*, 2007).

1.4.4 Geomorfologia

Da história geológica pré-cambriana e fanerozóica da região resultam cinco unidades geológicas principais: o embasamento gnáissico, pouco exposto na área; a seqüência de rochas metassedimentares terrígenas e carbonáticas neoproterozóicas do Grupo Bambuí; as rochas terrígenas cretácicas, principalmente arenitos do Grupo Urucuia; os sedimentos terrígenos elúvio-coluvionares provavelmente terciário-quadernários; e, por fim, os sedimentos terrígenos aluviais quadernários. As propriedades composicionais, texturais/estruturais dessas unidades e suas diferenças de resistência mecânica/química ao intemperismo, conjugadas a fatores climáticos e da dinâmica dos agentes exógenos, são os principais fatores determinantes da atual configuração do relevo.

Na escala desta pesquisa, são identificadas quatro unidades de relevo: chapada, superfície ondulada, superfície de domínio cárstico e vale do rio São Francisco, predominando as três últimas.

A primeira unidade distribui-se principalmente na sub-bacia do rio Carinhanha, nos amplos topos interfluviais esculpidos em arenitos do Grupo Urucuia, na margem esquerda do rio São Francisco. Segundo Casseti (2006), esses topos interfluviais caracterizam-se por remanescentes de superfícies de aplainamento intermontano que se ligam a vertentes dissecadas da unidade seguinte, suavemente convexas, associadas aos processos denudacionais comandados pela drenagem, com areias quartzosas oriundas dos arenitos cretácicos e concreções ferruginosas formadas a partir da canga da cimeira. Os fundos de vales, são preenchidos por sedimentos areno-silto-argilosos derivados de processo de acumulação alúvio-coluvial a partir das chapadas, tanto ao longo das superfícies alveolares das planícies fluviais quanto na sucessão de veredas. Na área em foco, a unidade de chapadas ocorre, principalmente, na porção norte-noroeste (subordinadamente, na serra do São Felipe) representada por superfícies tabulares, mesas e morros testemunhos em arenitos do Grupo Urucuia, localmente com coberturas lateríticas. Essas feições tabulares apresentam estruturas ruiformes e terminam em escarpa abrupta ou em cornija. São as feições de relevo mais elevadas da margem esquerda do rio São Francisco. Destacam-se as feições de direção N45°E marcadas pelas escarpas e pelas faixas de intersecção entre as escarpas estruturais e os topos interfluviais (Velásquez *et al.*, 2007).

A superfície ondulada situa-se em cotas inferiores às da unidade anterior e desenvolve-se principalmente sobre as unidades do Grupo Bambuí. Na margem direita do rio São Francisco, nas serras de São Felipe e Sabonetal, tem seu topo acima da cota 700 m e apresenta encostas íngremes e vales fechados que derivam do entalhamento da drenagem pela erosão das camadas pelíticas e psamíticas e recuo lento das vertentes em áreas de calcários. Na margem esquerda do rio,

nas áreas com predominância de rochas pelíticas e margosas, como na região de Montalvânia, impõe-se um relevo ondulado e rede de drenagem dendrítica a retangular.

Onde predominam as camadas de calcários e dolomitos do Grupo Bambuí; Formação Sete Lagoas e camadas e lentes espessas de calcarenitos da Formação Lagoa do Jacaré, torna-se mais expressiva a superfície do domínio cárstico. Esse relevo é marcado pela evolução cárstica modelada principalmente pelo escoamento superficial e infiltração da água e por processos fluviais normais atuantes no substrato carbonático e condicionados ao sistema de fraturamento do mesmo (Silva, 1995).

Na margem esquerda do rio São Francisco, essa unidade predomina nas áreas da Formação Sete Lagoas aflorante ou recoberta por fina camada arenosa, especialmente nas regiões central e norte, na faixa que se estende do limite entre os municípios de São Francisco e Januária até Itacarambi, ocorrendo, ainda, em Montalvânia.

Na margem direita do rio São Francisco, as feições do domínio cárstico distribuem-se em uma faixa N-S a partir de São João da Ponte até a porção nordeste da área, com grande concentração nas regiões de Verdelândia e Jaíba. São frequentes nas áreas planas com substrato carbonático recoberto por sedimentos cenozóicos e nas exposições calcárias da Formação Lagoa do Jacaré na Serra do Sabonetal e na Serra Azul.

O relevo caracteriza-se, dentre outros aspectos, pela ocorrência de maciços rochosos com paredões abruptos e vários tipos de lapiês, geralmente condicionados às propriedades texturais e estruturais da rocha carbonática; pela presença de cavernas com condutos e espeleotemas; pela existência de vales secos, sumidouros e surgências; e pela ocorrência de depressões fechadas circulares ou elípticas, simples ou compostas -dolinas e uvalas-, algumas das quais alongadas segundo a direção de fraturamento do substrato, e por vezes, formando lagos perenes, com água mesmo na estação seca.

A unidade fisiográfica do vale do rio São Francisco é representada pelas planícies aluviais de areia, cascalho e lama situadas nas cotas inferiores a 500 m, sendo delimitada lateralmente pelas escarpas que a separam das unidades das superfícies ondulada e da superfície de domínio cárstico e, de outro lado, do próprio rio, onde ela se interrompe em declive moderado. Essa unidade não se encontra em processo de dissecação acentuada, como as anteriores, posto que se situa em cotas próximas do nível de base regional. A presença de cursos d'água meandantes e a migração lateral de canais com a formação de sucessivas barras em pontal, sugerem predominância da sedimentação por acresção lateral



FIGURA 1.5 - Barras arenosas de migração lateral de canais do vale do rio São Francisco e dolinas do domínio cárstico. Limite oeste sudoeste da área, município de São Francisco, MG. Fonte: Google Earth, dez/2006.

Os principais aspectos geomorfológicos regionais relacionam-se com os processos de soerguimentos epirogenéticos episódicos sucedidos de quiescência, ocorridos no meso-cenozóico, e com os processos de denudação que teriam atuado sobre o relevo rejuvenescido por aqueles eventos.

Com base no registro geológico, a paleogeografia da Bacia do São Francisco no final do Proterozóico e início do Paleozóico é interpretada como sendo a de um núcleo cratônico circundado por orógenos brasileiros elevados. Não há evidências de deposição marinha durante todo o Fanerozóico nessa região. Sedimentos paleozóicos ocorrem próximo de Santa Fé de Minas (fora da área de estudo) como depósitos permocarboníferos glaciais de natureza continental sobrepostos em discordância erosiva a arenitos da Formação Três Marias (Dardenne *et al.*, 1990). Durante o Paleozóico, os processos erosivos teriam sido dominantes em relação aos deposicionais, caracterizando uma área continental emersa.

Há evidências da região ter chegado ao final do Paleozóico com grande parte dos orógenos brasileiros topograficamente rebaixados e arrasados pela erosão, exceto nas áreas da Cordilheira do Espinhaço, fora da área em foco (Valadão, 1998). No Cretáceo Inferior, a vasta superfície regular esculpida principalmente sobre as rochas do Grupo Bambuí, teria sido envolvida na tafrogênese que estruturou as bacias cretácicas e, no Cretáceo Superior, essas bacias teriam atuado como sítio deposicional dos sedimentos arenosos do Grupo Urucuia. Areias eólicas

depositaram-se na base, indicando o máximo de aridez na bacia, e sedimentos fluviais, no topo, evidenciando o aumento da umidade (Campos e Dardenne, 1997b). Ao final do Cretáceo Superior, o relevo adquiriu uma topografia regular e aplanada devido à intensa erosão dos divisores hidrográficos e preenchimento dos vales por esses sedimentos. Os sedimentos cenozóicos ocorrem como coberturas detríticas, coluviais, eluviais e lateríticas, além de aluviões ocupando margens e leito dos principais rios.

Valadão (1998) estudou a evolução do relevo do Brasil oriental com base na interpretação de imagens de radar e de levantamento de campo de ampla área de Minas Gerais e Bahia, inclusive da Depressão do São Francisco, onde está incluída a área desta pesquisa. O referido autor caracterizou três superfícies de aplanamento denominadas Sul-Americana, Sul-Americana I e Sul-Americana II. Essas superfícies são reconhecidas onde a presença de rochas sedimentares subhorizontalizadas favoreceu a recuo paralelo das encostas.

Para aquele autor, a Superfície Sul-Americana teria sido elaborada ao longo de um intervalo de tempo superior a 100 Ma, iniciando o seu desenvolvimento no Aptiano e finalizado no Mioceno Médio em razão do soerguimento epirogenético do continente. Essa Superfície está bem representada nas amplas superfícies aplanadas a norte-noroeste da área pesquisada, no domínio das Chapadas das Gerais. Remanescentes da mesma constituem as maiores elevações da margem esquerda no São Francisco, nas chapadas da sub-bacia do Carinhanha, onde o aplanamento de cimeira é bem definido por escarpas que estabelecem o contato com as áreas circundantes situadas topograficamente abaixo.

Segundo Valadão (1998), com o soerguimento do final do Mioceno Médio (cerca de 10,8 Ma), teve início a elaboração da Superfície Sul-Americana I por denudação do espesso manto de alteração que reveste a Superfície Sul-Americana. As modificações do nível de base regional provocadas pelo soerguimento deram origem ao desmonte erosivo das amplas superfícies aplainadas, moldadas no final do Cretáceo. O encaixamento da rede de drenagem que se seguiu representa, para aquele autor, “*o marco inicial da esculturação fisiográfica que a porção central do Estado viria adquirir no final do Cenozóico*”.

Os remanescentes da Superfície Sul-Americana I são limitados por escarpas que, ao contrário das escarpas que delimitam a Superfície Sul-Americana, não são bem demarcadas e podem se encontrar desfiguradas e disseminadas no interior de áreas dissecadas. Ocupam parte dos interflúvios de algumas bacias de rios tributários do São Francisco e têm início na base dos escarpamentos da Superfície Sul-Americana, a uma altitude média de 800 m, adquirindo depois a configuração de grande rampas que mergulham em direção à calha do rio São Francisco. A elaboração dessa superfície de aplanamento foi interrompida no Plioceno Superior, em consequência de novo soerguimento crustal.

O soerguimento pliocênico teria possibilitado a retomada do processo erosivo e a formação dos terraços fluviais que bordejam as calhas dos rios principais, estruturando a Superfície Sul-Americana II. Esta ocupa o interior das depressões escavadas pelos rios no seu médio e baixo curso. Na área em foco, situa-se no interior das depressões dos rios São Francisco e Verde Grande, abaixo da cota 500 m, formando rampas suaves que mergulham em direção às calhas fluviais, podendo ser localmente interrompidas por elevações residuais.

A abertura das depressões interplanálticas foi precedida pela remoção de grande parte da cobertura mesozóica, exumando o substrato pré-cambriano, cujas propriedades, principalmente estruturas, passaram a exercer grande influência sobre a organização da rede de drenagem e, muitas vezes, determinaram essa organização, como se observa em parte da área estudada.

2 REVISÃO HISTÓRICA DOS CONHECIMENTOS DO GRUPO BAMBUÍ

2.1 Idade do Grupo Bambuí

A idade do Grupo Bambuí, embora ainda sujeita a controvérsias, é unanimemente admitida como Proterozóico Superior. As datações pelos métodos radiométricos K/Ar, Rb/Sr e Pb/Pb forneceram idades em torno de 650 e 600 Ma para os sedimentos do Grupo Bambuí (Amaral e Kawashita, 1967; Amaral, 1966, 1968; Bonhomme, 1976). O último valor corresponde, segundo Valeriano (1992), à idade de metamorfismo que afetou os sedimentos Bambuí durante a deformação da Faixa Brasília.

Por outro lado, idades compreendidas entre 600 e 800 Ma foram inferidas, segundo Bertrand-Sarfati (*In*: Dardenne, 1979), pelos dados fornecidos através dos estromatólitos colunares da região de Sete Lagoas-MG, a partir da identificação de *Gymnosolenides* (Marchese, 1974; Dardenne, 1979) e de *Linela avis* (Walter, 1972 *In*: Dardenne, 1979). Convém destacar, entretanto, que datação por estromatólitos tem validade somente quando a classificação dessas estruturas é feita em nível de forma (correspondente de espécie na taxonomia de estromatólitos).

Couto e Bez (1981), obtiveram através de determinações isotópicas de Rb/Sr, em fácies representativas do Grupo Bambuí em Minas Gerais, uma seqüência de idades de 640 ± 15 , 620 ± 40 , 590 ± 40 Ma; valores esses interpretados como correspondentes a três eventos deposicionais do referido grupo.

Kawashita *et al.* (1987) encontraram uma idade próxima de 700 Ma para o "Mar Bambuí". Tais estudos foram baseados na razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, obtida em carbonatos de cálcio de 14 testemunhos de rochas do Grupo Bambuí.

Chang *et al.* (1993) analisando rochas carbonáticas do Grupo Bambuí através de estudos micropaleontológicos e isotópicos, posicionaram a idade do Grupo Bambuí como melhor situada em torno de 600 Ma (Vendiano).

Babinski (1993), em base a amostras coletadas nas proximidades de Moema, em rochas pertencentes à Fm. Sete Lagoas, sem evidências de deformação mesoscópica, forneceram isócrona Pb/Pb, com idade de 686 ± 69 Ma, considerada como representando a idade mínima de deposição dos carbonatos. Posteriormente Babinski e Kaufman (2003) dataram os carbonatos da Fm. Sete Lagoas pelo método Pb/Pb e encontraram uma isócrona de 740 ± 22 Ma. Esta idade, junto ao estudo dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, deu subsídio para que estes autores correlacionassem a Fm. Sete Lagoas aos *cap carbonates* da *Maieberg Formation*, situada no Cráton do Congo.

Mais recentemente, Nobre-Lopes (2002) utilizando razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em calcários das unidades basais aflorantes na região de Januária, MG, obteve idade de cerca de 600 Ma para a deposição dos carbonatos basais da Formação Sete Lagoas.

Em síntese, os diversos dados geocronológicos são ainda contraditórios em parte, mas parecem indicar uma idade de 740 a 600 Ma para os sedimentos do Grupo Bambuí.

2.2 Aspectos estratigráficos

Sob a designação de Grupo Bambuí identifica-se uma das mais extensas e discutidas unidades estratigráficas do Brasil, que vem sendo descrita desde o século XIX. As primeiras referências históricas às rochas carbonáticas e ardosianas, situadas na margem ocidental do rio São Francisco, e atualmente designadas como pertencentes ao Grupo Bambuí, devem-se ao barão alemão von Eschwege que, no ano 1817, as nomeou de Formação de Transição "*Ubergangsgebirge*". Eschwege fez interessantes observações na região da cachoeira de Pirapora, onde descreveu "*um grês vermelho*" que se prolonga pela Serra da Porteira. A essa formação arenosa, essencialmente horizontal, e superposta a "*xistos argilosos mais antigos*" a denominou de arenito Pirapora (atual Fm. Três Marias).

O botânico von Martius e o zoólogo von Spix em 1823 (*In*: Baptista & Meneguesso, 1976) foram outros dois pioneiros que aportaram, através das suas longas expedições pelas chapadas e sertões, dados de importância no estudo geognóstico de muitas das regiões interiores do Brasil.

Décadas depois (final do século XIX, princípios do XX) coincidindo com a criação de espaços institucionais destinados à geologia, como o Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, os estudos se expandiram para diversas áreas da geografia mineira. Um exemplo dessa fase é o reconhecimento geológico do vale do rio São Francisco, executado em 1879 por Orville Derby. No entanto, Rimann (1919) foi o primeiro autor em usar o termo Bambuí para os sedimentos pertencentes ao atual Grupo Bambuí.

Freyberg (1932) admitiu, na série Bambuí, a existência de camadas em parte dobradas e de outras horizontais, ao observar as diferenças tectônicas existentes entre as seqüências pelito-carbonáticas localizadas entre o vale do Rio das Velhas e a Serra do Espinhaço. Subdividiu a "Série Bambuí" em duas fácies: Camadas Gerais e Camadas Indaiá. As primeiras respondiam pelas seqüências de xistos argilosos e xistos quartzíticos, dispostos em camadas horizontais, que ocupavam, principalmente, as regiões centrais de Minas Gerais, próximo as margens do rio São Francisco. Já as camadas Indaiá, com predomínio de rochas argilo-arenosas, os chamados "xistos da

série Bambuí", se concentravam nas áreas mais próximas à Serra do Espinhaço e se caracterizavam por apresentarem deformação, como camadas dobradas e basculadas.

Ruellan (1952) realizou várias viagens pela região observando os tipos litológicos e identificando, pela primeira vez, o zoneamento tectônico entre Pirapora e Formosa, chamando a atenção para o estilo holomórfico linear dos dobramentos na última localidade. É uma grande contribuição para o conhecimento do Bambuí o seu mapa tectônico, pioneiro para a região. Dentre suas mais importantes observações, chama a atenção para o fato de que as camadas horizontais a oriente do São Francisco tornam-se dobradas suaves e transicionalmente a SW e W de Canabrava. Na zona de Formosa, mostra que as dobras tornam-se lineares, havendo variações importantes na litologia das camadas.

Coube, entretanto, a Costa & Branco (1961), a apresentação da primeira divisão litoestratigráfica global para o Grupo Bambuí, embora com um caráter linear, posto que estabelecida ao longo da rodovia Belo Horizonte – Brasília (BR-040). Estes autores propuseram a subdivisão da "Série Bambuí" em três formações: Carrancas (unidade basal); Sete Lagoas (unidade intermediária) e a unidade superior; rio Paraopeba (registrada equivocadamente como rio Piracicaba no original). Esta última constituída por quatro membros, a saber: Serra de Santa Helena, Lagoa de Jacaré, Três Marias e, finalmente, Serra da Saudade.

Quem primeiro sentiu as dificuldades de aplicação da coluna de Costa e Branco (*op. cit.*) foi Barbosa (1967), muito embora a tivesse adotado anteriormente (Barbosa, 1965). As variações faciológicas apresentadas pelas várias rochas do Bambuí fizeram com que Barbosa (1967) abandonasse a classificação anteriormente adotada (em 1965) e propusesse uma nova coluna, elevando a categoria de formação os membros descritos por Costa & Branco (1961).

Considera-se de grande importância para a simplificação e melhor compreensão da estratigrafia do Bambuí o trabalho de Braun (1968). Pela primeira vez, alçou a, até então, Série Bambuí à condição de Grupo. Ele resume a estratigrafia do grupo em três unidades: uma formação basal, arenosa (a Formação Paranoá), abrangendo o quartzito Paranoá, a Formação São Bartolomeu (Almeida, 1967b), e os quartzitos da Chapada dos Veadeiros e dos Pirineus, anteriormente situados por Almeida (1967b) na Formação Cristalina; uma formação intermediária, a qual denominou Paraopeba (nela incluindo: a Formação Sete Lagoas, os Membros Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade, parte do Grupo Canastra, isto é, Formação Paracatu de Almeida, 1967b) e, finalmente, a Formação Três Marias. Desta forma, o posicionamento da Formação Três Marias divergia, sensivelmente da estratigrafia clássica proposta por Costa & Branco (1961), onde, para estes, a Fm. Três Marias repousava sob a Fm. Serra da Saudade.

Oliveira (1967) também modificou a classificação de Costa e Branco (*op. cit.*) dividindo-a em dois sub-grupos: o superior (sem designação) englobando a Formação Três Marias; e o inferior, ao qual denominou São Francisco, constituído pelas Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré. Introduziu também, para a parte basal, um novo termo (Formação Vila da Chapada), englobando em sua base o Membro Carrancas e, acima, um outro não batizado.

Dardenne (1981) dividiu a seqüência sedimentar Bambuí em três megaciclos regressivos em uma sucessão tipo *shallowing upward*, depositados em ambiente marinho raso, de plataforma epéirica. Os megaciclos regressivos iniciaram-se com uma rápida transgressão de amplitude regional a partir da qual se desenvolveram fácies marinhas sublitorâneas, passando progressivamente para fácies marinhas litorâneas e supralitorâneas, atingindo, localmente, no caso da Formação Três Marias, fácies fluviais continentais. Na sua classificação litoestratigráfica, Dardenne (1981) caracterizou seis formações: Fm. Jequitaiá, Fm. Sete Lagoas, Fm. Serra de Santa Helena, Fm. Lagoa do Jacaré, Fm. Serra da Saudade e Fm. Três Marias (TABELA 2.2). A Formação Paranoá, foi excluída do Grupo Bambuí, que passou a ter, como unidade basal a Formação Jequitaiá. Esta formação constituída por paraconglomerados com seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, *chert*, gnaisses, mica-xistos, granitos e rochas vulcânicas foi associada a um evento de glaciação generalizado no Neoproterozóico, com unidades correlatas em vários estados e localidades.

COSTA E BRANCO (1961)		BARBOSA (1965)	OLIVEIRA (1967)	BRAUN (1968)	DARDENNE (1978)	RADAMBRASIL (1982)	
Membros	Formações	Formações	Formações	Formações	Formações		Formações
Serra da Saudade	Paraopeba	Três Marias	Três Marias	Três Marias	Três Marias	Subgrupo Paraopeba	Três Marias
Três Marias					Serra da Saudade		Serra da Saudade
Lagoa do Jacaré		Lagoa do Jacaré	Lagoa do Jacaré	Paraopeba	Lagoa do Jacaré		Lagoa do Jacaré
Serra de Santa Helena		Serra de Santa Helena	Serra de Santa Helena		Serra de Santa Helena		Serra de Santa Helena
		Sete Lagoas	Sete Lagoas		Sete Lagoas		Sete Lagoas
		Sete Lagoas	Paranoá	Vila Chapada	Paranoá		Sete Lagoas
	Carrancas	Samburá		Fácies Carrancas	Jequitaiá	Samburá/Carrancas	

TABELA 2.1 - Evolução das subdivisões estratigráficas propostas para o Grupo Bambuí. Fonte: Nobre-Lopes, 1995.

Couto e Bez (1978) discutiram a problemática da Glaciação Jequitai e a sua inserção como base do Grupo Bambuí. Concluíram que a formação portadora de tilitos deveria ser considerada como uma unidade em separado, discordante em relação ao Bambuí. Na base do grupo ficariam apenas os conglomerados descontínuos e de pequena espessura, como o conglomerado Carrancas. Os tilitos Jequitai passaram a pertencer ao Grupo Macaúbas. Assim, esses autores, confirmaram as observações de Oliveira (1967) que baseado em critérios estratigráficos e paleoclimáticos considerou a Formação Jequitai como uma unidade discordante em relação ao Grupo Bambuí. No presente trabalho tem-se optado pela exclusão da Fm. Jequitai do Grupo Bambuí tomando em consideração esses mesmos argumentos.

A Formação Sete Lagoas apresenta rochas carbonáticas que formam um horizonte contínuo nas regiões cratônicas de Januária, Itacarambi, Montalvânia e Serra do Ramalho, onde receberam o nome de Formação Januária (Dardenne, 1978a).

A Formação Serra de Santa Helena é um nível chave para a estratigrafia do Grupo Bambuí, pois compõe-se de folhelhos e siltitos acimentados que separam os níveis carbonáticos das Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré. Esta última se caracteriza pela alternância de calcários oolíticos e pisolíticos, de cor cinza escura, com siltitos e margas. Em direção ao topo segue-se a Formação Serra da Saudade, com folhelhos e argilitos esverdeados que passam progressivamente a siltitos arcóseos. Finalmente, a Formação Três Marias, originalmente descrita por Eschwege (*op.cit.*) como "Arenito Pirapora", encerra a seqüência, com siltitos, arenitos e arcóseos cinza a verde-escuros. Vale mencionar os trabalhos de Matos *et al.* (1978) e Chiavegatto (1992) que reconheceram diversas litofácies e sistemas deposicionais na Formação Três Marias.

Posteriormente Chiavegatto & Dardenne (1997), na Serra do Gurutuba, assim como Chiavegatto *et al.* (2003), na Serra da Jaiba, completaram as informações sobre a geologia do Grupo Bambuí no norte do estado de Minas Gerais. Identificaram, na Serra do Jaiba, uma unidade carbonática acima da Formação Serra da Saudade que ocorre em discordância, sob a Formação Três Marias, esta última constituída por arenitos e conglomerados com seixos de carbonatos.

	Formação	Características litológicas	Espessura (m)	Seqüência	Ambiente de sedimentação
Grupo Bambuí	Três Marias	Siltitos, arenitos e arcósios cinza a verde-escuros.	~100	Megaciclo III (argilo-arenosa)	Ambiente fluvial. Ambiente marinho a sublitorâneo, alternante. Ambiente marinho litorâneo, agitado, submetido a influência de ondas e correntes de maré; exposição subaérea temporária, freqüente na zona de intermarés.
	Serra da Saudade	Folhelhos, argilitos e siltitos verdes, com lentes de calcário subordinado.	25 - 200		
	Lagoa de Jacaré	Calcários oolíticos e psolíticos, cinza escuros, fêtidos, siltitos e margas.	0 – 100	Megaciclo II (argilo-carbonatada)	Ambiente marinho litorâneo, agitado, submetido a influência das ondas e correntes de maré.
	Serra de Santa Helena	Folhelhos e siltitos cinza a cinza-esverdeados.	220 – 150		
	Sete Lagoas	Calcários dolomíticos e calcários microcristalinos finamente laminados, de cor cinza. Dolomitos bege litográficos, laminados com intraclastos, oólitos e estromatólitos colunares.	250 – 200	Megaciclo I (argilo-carbonatada)	Ambiente marinho sublitorâneo, abaixo do nível de base das ondas e correntes de maré, profundidade moderada.
	Jequitaiá	Paraconglomerado com matriz argilosa esverdeada e seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, cherts, gnaisses, micaxistos, granitos e rochas vulcânicas	0 - 20		Ambiente Glacial.

TABELA 2.2 - Divisão litoestratigráfica do Grupo Bambuí, baseado em Dardenne (1978a, 1979) e seqüências do tipo *shallowing upward* e ambientes de sedimentação, segundo Dardenne (1981). (In: Lima, 2005).

Martins (1999) apresentou uma análise estratigráfica, desde o ponto de vista da estratigrafia seqüencial, das seqüências meso/neoproterozóicas aflorantes na borda oeste da Bacia do São Francisco, a partir de dados de superfície de uma área deformada próxima a Formosa e Cabeceiras (GO) e dos dados de subsuperfície (seções sísmicas, poços para água e petróleo) das coberturas cratônicas não deformadas. A integração das análises faciológicas dos dados, os estudos de estratigrafia isotópica e sismoestratigrafia permitiu reconhecer quatro períodos distintos de sedimentação (megasseqüências) separados por discordâncias, representando, em alguns casos, grandes hiatus deposicionais.

Referente à caracterização e interpretação faciológica da Formação Sete Lagoas, na região foco deste estudo, citam-se a dissertação de mestrado e a tese de doutorado de Abreu-Lima (1997) e Nobre-Lopes (2002), respectivamente. A primeira autora, estudando a Formação Sete

Lagoas no norte de Minas Gerais (municípios de Lontra, Itacarambí e Montalvânia) a partir da descrição dos furos de sondagem da CPRM (Brandalise *et al.*, 1980), reconheceu a presença de cinco fácies distribuídas ao longo de uma rampa carbonática dominada por tempestades, caracterizando uma sedimentação típica de ambiente marinho raso, em resposta a uma importante transgressão marinha. Por sua parte, Nobre-Lopes (2002) estudou as relações existentes entre as mineralizações de Zn/Pb e as rochas encaixantes da Formação Sete Lagoas, na região de Januária. Definiu sete membros informais e além disto, efetuou um estudo detalhado sobre a evolução diagenética dos carbonatos desta unidade.

Desde a década de sessenta a área de estudo foi alvo de várias pesquisas dirigidas ao conhecimento da distribuição, origem e exploração das mineralizações metálicas (Pb-Zn) contidas nas rochas carbonáticas da região de Januária-Itacarambi-Montalvânia. Entre os trabalhos realizados, cabe salientar os de Costa (1962), Robertson (1963), Cassedanne (1968, 1973) e Beurlen (1973). Este último, através de um detalhado estudo da geologia do município de Montalvânia, oferece informações de grande importância sobre as relações estratigráficas e estruturais da região.

Vários projetos de mapeamento e pesquisa geológica foram executados nas últimas décadas por instituições governamentais (METAMIG/COMIG, CPRM, DNPM, CETEC) atuantes, principalmente na Bacia do São Francisco e Alto Paranaíba, dentre os quais destacam-se os projetos Radambrasil (1982), Planoroeste (1981), Três Marias (Menezes Filho *et al.*, 1978), LETOS (Baptista & Meneguesso, 1976), Bambuí Norte (Metamig, 1978) e o projeto Sondagens do Bambuí em Minas Gerais (Brandalise *et al.*, 1980). Assim mesmo, supõe uma importante contribuição ao conhecimento geológico do norte do Estado de Minas Gerais os relatórios de pesquisa de Costa (1978).

Já no campo da geofísica é destacável o Convênio Geofísica Brasil-Alemanha (Luz, 1975), e o levantamento aerogeológico da região de Januária (DNPM, 1958).

Quanto ao aspecto metamórfico, os sedimentos dos Grupo Bambuí são considerados por diversos autores como pouco ou nada metamorfizados, mas no geral é aceito que o grau de metamorfismo aumenta do centro para as bordas da bacia, em direção às faixas de dobramento, onde atingem a fácies xisto verde.

Schöll (1976), estudando o grau de cristalinidade das illitas nas litologias do Grupo Bambuí, verificou a ausência de metamorfismo nos sedimentos próximos ao rio São Francisco, evidenciando um aumento gradual do mesmo em direção à Serra do Espinhaço. Bonhomme (1976), também estudando a cristalinidade das illitas nos sedimentos do Grupo Bambuí, em Minas Gerais, verificou que a influência do metamorfismo ligado ao Ciclo Brasileiro é mais intensa do que parece quando se observa a rocha macroscopicamente. Nas regiões de João Pinheiro e Pirapora, identificou vermiculita de origem metamórfica e nos horizontes calcários da jazida de fosfato de Cedro de

Abaeté encontrou "esmectita metamórfica". De toda a área estudada, apenas a região de Januária revelou-se "isenta de qualquer evento termo-tectônico sensível".

Uma tentativa de integração do conhecimento estratigráfico mais recente sobre o Grupo Bambuí foi proposta por Uhlein *et al.* (2004), que mostram que a Bacia Bambuí teve uma história evolutiva diferenciada, conforme à porção geográfica pesquisada. Segundo estes autores a Bacia Bambuí pode ser subdividida em um setor ocidental e um setor oriental.

O setor ocidental é caracterizado por maiores taxas de subsidência, que condicionaram uma maior espessura da pilha sedimentar neste setor, e por importante controle tectônico sobre a sedimentação, exemplificado pelos inúmeros depósitos psefíticos, como conglomerado Samburá e paraconglomerados da região de Lagoa Formosa (Seer *et al.*, 1987). Outro aspecto importante neste setor são as grandes variações faciológicas observadas e a pouca expressão regional da sedimentação carbonática.

Em razão destas características diferenciadas no preenchimento sedimentar para a Bacia Bambuí, a subdivisão estratigráfica, em conformidade com Uhlein *et al.* (2004) é, da base para o topo, a seguinte: Formação Sete Lagoas e, de forma restrita, a Unidade Samburá, a seguir, com grande extensão regional a Formação Serra de Santa Helena, unidade Lagoa Formosa, aflorando próxima à faixa Brasília e, ainda, a Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias, para o setor ocidental. No setor oriental as unidades estratigráficas são as seguintes: Formação Sete Lagoas, Fm. Serra de Santa Helena, Fm. Lagoa do Jacaré, Fm. Serra da Saudade e Fm. Três Marias. A tabela abaixo (TABELA 2.3) mostra a ordenação das unidades estratigráficas da Bacia Bambuí na região do Alto São Francisco.

Setor Ocidental		Setor Oriental
Fm. Três Marias		Fm. Três Marias
Fm. Serra da Saudade & Un. Lagoa Formosa		Fm. Serra da Saudade
		Fm. Lagoa do Jacaré
Fm. Serra de Santa Helena		Fm. Serra de Santa Helena
U. Samburá	Fm. Sete Lagoas	Fm. Sete Lagoas

TABELA 2.3 – Quadro estratigráfico do Grupo Bambuí na região Alto Rio São Francisco.
Fonte: *cf.* Uhlein *et al.*, 2004.

2.3 Aspectos estruturais

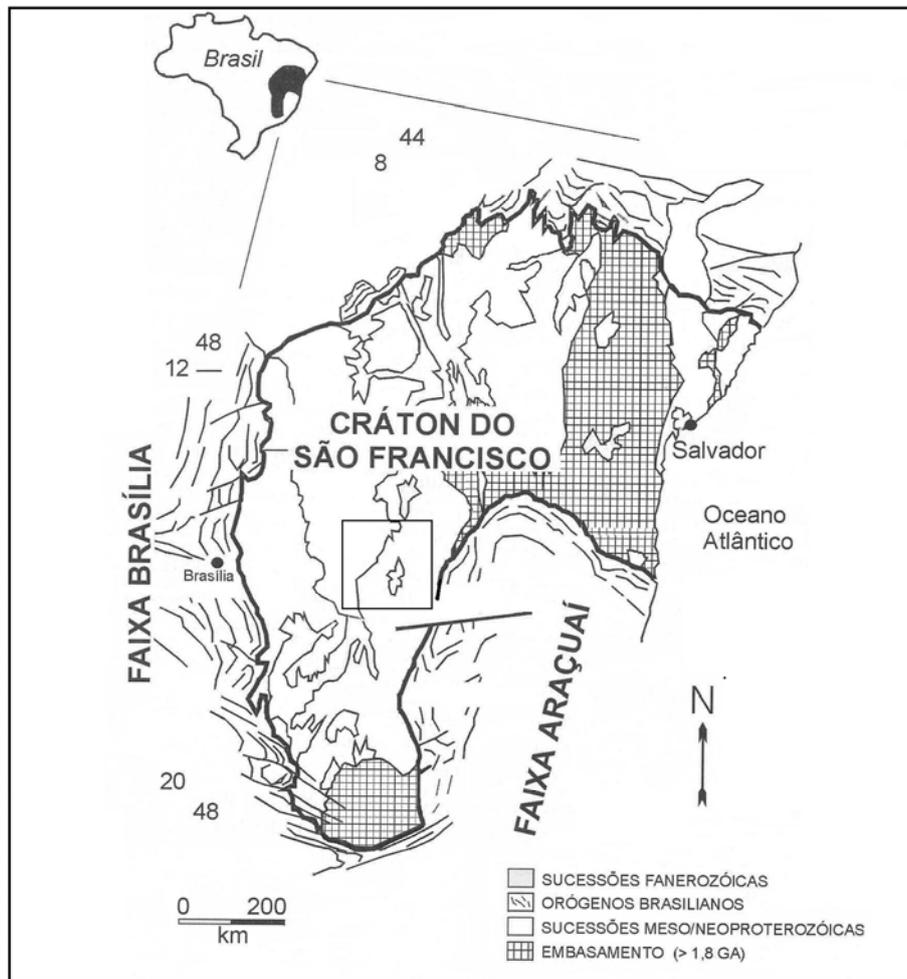


FIGURA 2.1 – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco, Faixa Araçuaí e Faixa Brasília (Adaptado de Alkmim & Marshack, 1998). O quadrado destacado indica a área de estudo.

O desenvolvimento e estruturação das frentes orogênicas brasileiras nas faixas móveis Brasília e Araçuaí, situadas, respectivamente, nas bordas ocidental e oriental do Cráton do São Francisco (CSF) são as responsáveis pelas características estruturais e tectônicas que apresenta o Grupo Bambuí em Minas Gerais. A Figura 2.1 mostra um mapa estrutural simplificado das unidades pré-cambrianas na porção sul da Bacia Sanfranciscana, ilustrando a orientação dos principais lineamentos.

Neste sentido, o Grupo Bambuí possui domínios estruturais com diferentes acervos tectônicos. Esse aspecto foi primeiramente reconhecido por Costa *et al.* (1970), que subdividiram o Grupo Bambuí em três tectonogrupos, ou domínios estruturais, sucedendo-se de oeste para leste, denominados de Sete Lagoas, João Pinheiro e Formosa.

O uso dessa divisão tríplex, em tectonogrupos, para o Grupo Bambuí, aduiu, naquele momento, da impossibilidade de se aplicar as divisões de caráter estratigráfico, como o empilhamento vertical das várias formações, conforme praxe geral. Para Oliveira (1967) o Grupo Bambuí

parece não comportar divisões ambiciosas nesse aspecto, pois dentro dele ocorrem freqüentes variações faciologicas, por vezes muito locais. Assim, a divisão estabelecida numa área muito reduzida, mostra-se, na maioria das vezes, totalmente irreal quando aplicada a outras regiões fora de onde foi tentativamente proposta. (OLIVEIRA, 1967)

Para Dardenne (1978b) a zonação tectônica proposta por Costa et al. (1970) carecia de critérios estruturais definidos, deixando coexistir em cada tectonogrupo diferentes estilos tectônicos. Assim, este autor definiu cinco zonas de igual deformação ao longo da borda ocidental do CSF, a partir da complexidade tectônica e aumento progressivo do metamorfismo. As zonas isotópicas de esta forma definidas são: Zona de Januária, cratônica e estável, onde os sedimentos do Bambuí são subhorizontais ou mostram dobramentos amplos com planos axiais verticais; Zona de Unaí, com dobramentos isoclinais com eixos N-S e planos axiais verticais, mergulhando geralmente para oeste; Zona de Vazante, caracterizada pelo aparecimento, nas fácies pelíticas, de xistosidade metamórfica que acompanha as dobras isoclinais deitadas; Zona de Paracatú-Serra da Canastra-Ibiá, caracterizada por grandes deslocamentos horizontais com cavalgamentos e *nappes* e por grau metamórfico tipicamente na fácies xisto verde, e finalmente, Zona dos Micaxistos Araxá, em que o grau metamórfico varia de xisto verde a anfíbolito.

Posteriormente Alkmim *et al.* (1993) e Alkmin e Martins-Neto (2001) subdividiram o Grupo Bambuí, na porção sul do CSF, em três compartimentos estruturais, em base ao desenvolvimento, ao longo dos limites do CSF (a exceção do sul), de cinturões epidérmicos de antepaís, cuja vergência é centrípeta em relação ao cráton (FIG.. 5.1). Caracterizam-se desta forma três compartimentos estruturais na bacia: compartimento ocidental (W), compartimento oriental (E) e compartimento central (C).

O compartimento E, segundo Alkmim e Martins-Neto (2001), representaria um cinturão epidérmico de antepaís. Entretanto, trabalhos mais recentes (Martins-Neto, 2005), já com sísmica, demonstraram que somente o compartimento W possui esta característica regionalmente. Os cinturões de antepaís dos compartimentos W e E exibem diferenças significativas. Dentre das mais importantes tem-se a ausência de metamorfismo e clivagem penetrativa no compartimento W. (TABELA 2.4).

	COMPARTIMENTO W	COMPARTIMENTO E
ESTRUTURAS	Dobras e falhas de empurrão relacionadas ou rotacionadas por sistemas transpressivos destras, na porção norte, e sinistrais, na porção sul. Vários conjuntos de juntas.	Falhas de empurrão e dobras em duplexes e leques imbricados. Raras falhas direcionais. Persistente sistema de juntas, em par conjugado NE/SW e NW/SE.
POLARIDADE	De W para E, marcada pela queda progressiva de magnitude da deformação. Rotação de estruturas em zonas transcorrentes elimina, localmente, a vergência para E.	De E para W, marcada pela queda progressiva da magnitude da deformação e clara vergência das estruturas.
COMPORTAMENTO DO EMBASAMENTO	Localmente envolvido na deformação da cobertura.	Não envolvido na deformação da cobertura.
METAMORFISMO	Passagem brusca de metamorfitos a rochas sedimentares no contato entre rochas pré-Bambuí e Bambuí, respectivamente.	Aumento gradual, em direção a leste, atingindo as condições de fácies xisto verde, junto ao limite da bacia. Abundantes veios de quartzo e calcita.

TABELA 2.4 - Características dos compartimentos estruturais W e E, tal como se apresentam nas rochas do Grupo Bambuí.

Fonte: Alkmim & Martins-Neto, 2001.

O compartimento ocidental corresponde a um cinturão epidérmico de antepaís, adjacente à Faixa Brasília, vergente para leste. A estrutura mais proeminente da porção meridional do compartimento oeste é o Arco do Alto Parnaíba, um arqueamento de cerca de 350 Km, orientado na direção NW-SE, que limita a bacia a sudoeste. Na porção norte, as estruturas dominantes são dobras em diferentes escalas, falhas de empurrão e um sistema de transcorrências, todas relacionadas à deformação Brasileira que estrutura a Faixa Brasília e a borda cratônica adjacente.

Já no extremo sudoeste, a bacia é atravessada por um feixe de falhas transcorrentes sinistrais de orientação N60°W, que nucleadas tardiamente em relação às falhas de empurrão e dobras, produzem rotação local destas, dando origem a uma grande complexidade estrutural. Além disso, tais estruturas, que se orientam preferencialmente segundo NNW-SSE e são vergentes para ENE, envolvem o embasamento na deformação e se estendem cráton adentro, para além dos limites da cobertura (Muzzi Magalhães, 1989; Valeriano, 1999).

O compartimento oriental corresponde a um cinturão epidérmico de antepaís, adjacente a Faixa Araçuaí, vergente para oeste. Expressivo descolamento basal existente neste compartimento isolou a deformação das coberturas em relação ao embasamento. Outra característica notável deste compartimento é a presença de uma clivagem de plano axial cuja expressão e penetratividade aumentam em direção a leste (Alkmim *et al.*, 1989; Uhlein, 1991; Uhlein & Trompette, 1995), afetando profundamente o Supergrupo Espinhaço. Nessa parte da bacia, a deformação compressional foi acompanhada de metamorfismo, crescente em direção a cordilheira do Espinhaço, e abundante migração de soluções hidrotermais (Alkmim, 2004).

O estilo geral do Grupo Bambuí no compartimento central é de uma cobertura tabular não deformada na escala regional. Em zonas localizadas, falhas normais de pequeno rejeito são comuns, seja provocando estruturas monoclinais suaves ou pilares ("*horsts*") estreitos. Em outras zonas desenvolvem-se amplas dobras supradelgadas ("*supratenous folds*") que são típicas de uma distorção provocada por compactação diferencial sobre altos submersos do embasamento (Baptista & Menegusso, 1976).

As porções norte e sul do compartimento central são expressões de grandes estruturas do embasamento da bacia representadas por dois altos, Januária (alvo do presente estudo), a norte e Sete Lagoas, a sul, separados por um baixo, o denominado Baixo de Pirapora. Muito provavelmente essas estruturas sejam neoproterozóicas, ou mais antigas, reativadas quando da estruturação do Bambuí. Borges e Drew (2001), a partir de levantamentos magnetométricos na bacia do São Francisco, caracterizaram essas macro-estruturas. É importante ressaltar que existem evidências da existência desses altos durante a sedimentação e diagênese, bem como movimentações dos mesmos, ao longo de bordas falhadas, em fases posteriores à sedimentação, numa combinação alto morfológico – alto estrutural (Baptista & Menegusso, 1976).

Próximo à cidade de Três Marias, os *fronts* de deformação de vergências opostas dos compartimentos ocidental e oriental quase se tocam.

Às estruturas exclusivas das unidades neoproterozoicas se superpõem elementos tectônicos formados durante o evento Sul-Atlântico, no Eocretáceo. Na porção sudoeste da bacia, os sedimentos cretácicos tem sua distribuição controlada por um sistema de falhas de orientação NE-SW (Hasui & Haralyi, 1991), com movimentação sinistral normal. Este sistema é apenas o mais jovem conjunto de estruturas presentes nas unidades cretácicas na região. Semigrabens de orientação preferencial NS foram formados às custas da reativação das estruturas brasileiras do embasamento Bambuí (Sawasato, 1995).

A Bacia Bambuí compreende sedimentação plataformal sobre um substrato síalico, controlada por lineamentos tectonicamente ativos, que dividiram a bacia em porções com subsidência diferencial (Dardenne, 1981). Neste sentido, a bacia era entendida como do tipo rifte, gerada por forças extensionais que representariam a continuidade da estruturação das bacias de margens continentais adjacentes.

No setor oriental é onde os defensores de um regime distensivo encontraram evidências mais contundentes para explicar os primeiros estágios da evolução do Bambuí. Assim, Dupont *et al.* (2001) defendem que as paleoestruturas do embasamento, na porção leste do Bambuí, obedeceriam a esforços de natureza distensiva que, entre outras coisas, promoveram a geração de um grande baixo topográfico do embasamento, o Baixo ou Calha de Pirapora, representando, possivelmente,

um rifte intracontinental sobre o paleocontinente São Francisco, de orientação NW-SE, gerado durante a tafrogênese estateriana e ciclicamente reativado ao longo do Meso-Neoproterozoico. Entretanto, a parte superior (Formação Três Marias) foi relacionada a uma evolução de bacia de ante-país, como resposta ao soerguimento orogenético de faixas móveis circunvizinhas, com sedimentação molássica (Costa *et al.*, 1970; Campos Neto, 1979).

No entanto, o caráter de bacia de ante-país (*foreland basin*), atribuído somente à sedimentação da unidade do topo do Grupo Bambuí (Fm. Três Marias), pelos anteriores autores, tem sido estendido ao grupo inteiro por Alkmim & Martins-Neto (2001), tal como preconizara Barbosa (1967) e Chang *et al.* (1988). Conforme esses pesquisadores, a Bacia Bambuí evoluiu a partir de uma flexura desenvolvida na margem ocidental do CSF, em resposta ao acúmulo de carga gerado pela evolução estrutural e tectônica da Faixa Brasília em sua borda.

Por sua parte, Castro & Dardenne (2000), ao estudar os conglomerados Samburá, situados na porção sudoeste do CSF, na região de Piumhi, confirmaram, com base em critérios sedimentológicos-estratigráficos, a origem destes conglomerados relacionada a escamas tectônicas geradas pela estruturação da Faixa Brasília. Datações U/Pb em zircão detrítico do conglomerado Samburá reforçam o modelo de sedimentação em contexto compressional, com área fonte ao oeste, associada à elevação de um possível arco magmático (Dardenne *et al.*, 2003), acrescentando assim evidências do caráter de bacia *foreland* para todo o Grupo Bambuí. Estudos de proveniência efetuados por Guimarães (1997) nas rochas sedimentares do Grupo Bambuí indicaram uma baixa maturidade dos sedimentos, sugerindo área-fonte associada a orógenos reciclados.

3 CARBONATOS: ORIGEM, EVOLUÇÃO, PETROGRAFIA E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO

3.1 Introdução

A maior parte das rochas carbonáticas, tanto antigas como atuais foram formadas em águas marinhas rasas, até profundidades de 10-20ms. A maioria dos carbonatos são produzidos por organismos em regiões de clima morno de baixas latitudes. Normalmente a produção dos carbonatos é limitada nos oceanos das latitudes altas.

O ambiente físico dos sedimentos carbonáticos de águas rasas é, em muitos aspectos, similar aos dos sedimentos dominados por componentes siliciclásticos, mas também possuem características próprias que faz com que seu estudo seja tratado a parte. Algumas destas características que diferenciam os carbonatos dos sedimentos siliciclásticos são as seguintes (*In: Walker & James, 1992*):

1) as rochas carbonáticas estão fortemente influenciadas pela evolução dos organismos produtores e das suas associações faunísticas através da historia da terra;

2) os organismos produzem não só uma variedade de partículas esqueléticas de diferentes tamanhos e formas, senão minerais carbonáticos de diferente composição e estabilidade termodinâmica, além dos carbonatos gerados por precipitação inorgânica em mares e lagos sobre condições ambientais especiais;

3) devido à relativamente alta solubilidade dos carbonatos, estes tendem muito mais rápido e facilmente a se dissolver e precipitar do que os minerais siliciclásticos. Como resultado disso, os sedimentos soltos podem se consolidar já na diagênese precoce e, com o passar do tempo, sua porosidade pode ser preenchida com diferentes tipos e gerações de cimentos.

O primeiro pré-requisito para a acumulação de sedimentos ricos em carbonato é um baixo aporte de material siliciclástico no lugar da deposição, por esta razão os sedimentos carbonáticos não podem se formar em deltas de grandes rios nem ao longo de costas perto de sistemas montanhosos, devido à entrada de produtos da erosão no mar. Se a influência siliciclástica é baixa, os sedimentos ricos em carbonato podem se acumular não somente em águas quentes, senão também em águas mornas. Assim, a produção carbonática vê-se favorecida nos mares tropicais, onde os diferentes grupos de organismos geram grandes quantidades de esqueletos.

Os carbonatos só podem precipitar diretamente em águas supersaturadas em carbonato cálcico. Atualmente os potentes e extensos depósitos carbonáticos estão concentrados em áreas tropicais e subtropicais, e é lógico pensar que este foi também o caso no passado geológico.

3.2 Mineralogia dos carbonatos

Sedimentos ou rochas carbonáticas são definidos como aqueles em que os componentes de natureza carbonática compõem mais de 50% do total do sedimento ou da rocha. Compreendem carbonato de cálcio, magnésio e sódio, conforme mostrado a seguir:

- a) Sedimentos carbonáticos e calcários: O mineral dominante é principalmente o carbonato de cálcio na forma de calcita e/ou aragonita (CaCO_3);
- b) Sedimentos dolomíticos, dolomitos e magnesitito (*magnesite stone*): o carbonato predominante é o carbonato de magnésio, na forma de dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, ankerita $\text{Ca}(\text{MgFe})(\text{CO}_3)_2$ ou magnesita (MgCO_3);
- c) Rocha sedimentar formada por carbonato de sódio: é pouco comum e o mineral carbonático predominante é o carbonato de sódio, raro e geralmente hidratado, ocorrendo como natron, trona ($\text{Na}_3(\text{CO}_3)(\text{HCO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), e outros.

Calcários e dolomitos constituem a maior parte das rochas sedimentares não-terrágenas, e comumente constituem parte do registro geológico; os minerais dominantes são calcita e dolomita, respectivamente. O calcário é composto no geral de 50% ou mais de calcita e aragonita (ambos CaCO_3). Dolomita, representada pela fórmula $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$, resulta principalmente da substituição do calcário e pode ocorrer logo após a deposição dos sedimentos ou tardiamente durante o soterramento; pode constituir também um cimento e nesse caso resulta de precipitação química. Outros minerais carbonáticos menos frequentes são a siderita, magnesita e a ankerita. A siderita (FeCO_3) tem sido encontrada, com certa frequência, em sedimentos lacustres. A magnesita sedimentar (MgCO_3), embora mais rara, ocorre em depósitos lacustres e lagunares. A ankerita $[\text{Ca}(\text{Mg, Fe})(\text{CO}_3)_2]$, que é uma variedade de carbonato de cálcio e magnésio enriquecido em Fe_2O_3 , é encontrada como camadas de granulação fina ou concreções em carvão e sedimentos betuminosos.

Reconhecem-se dois tipos de calcita (Morse & Mckenzie, 1990) dependendo do conteúdo de magnésio que ocorra na sua rede cristalina:

- calcita de baixo conteúdo em magnésio (LMC) < 4 moles de MgCO_3 ;
- calcita de alto conteúdo em magnésio (HMC) > 4% em moles de MgCO_3 .

A aragonita possui a mesma composição química da calcita mas difere desta no sistema de cristalização e possui índices de refração levemente mais altos. A aragonita é abundante em sedimentos carbonáticos marinhos recentes, estando presente em certos esqueletos carbonáticos. A calcita LMC, é muito mais comum que a aragonita, talvez porque, com o tempo, a aragonita se transforme em calcita que é mais estável na natureza, assim como a calcita HMC, que também

tende a se transformar em calcita LMC após os processos diagenéticos, por ter uma energia livre menor e portanto ser termodinamicamente mais estável.

A calcita forma provavelmente mais da metade do volume dos carbonatos, ocorrendo como vasa microcristalina (de 1 a 4 *microns*) de precipitação química, como mosaico de cristais bem desenvolvidos, cristais xenomorfos e cristais fibrosos. Além disso a calcita cimenta arenitos quartzosos, oolíticos, etc. Também preenche veios e substitui outros minerais. Deste modo, os carbonatos podem originar rochas epiclásticas com textura clástica e estrutura sedimentar, além de rochas químicas ou bioquímicas, com textura cristalina e estruturas química ou biológica.

Um caso aparte são os argilominerais que constituem uma das principais impurezas, em geral inidentificáveis ao microscópio petrográfico, devido aos seus tamanhos reduzidos. Eles formam uns dos componentes insolúveis dos carbonatos (junto à sílica, sulfetos e óxidos como pirita, hematita, magnetita e sulfatos como gipsita e anidrita) que são estudados após a dissolução do carbonato por difração de raios X (DRX), análise térmica diferencial (ATD), etc.

A composição mineralógica dos esqueletos carbonáticos dos organismos varia segundo os grupos taxonômicos, de maneira que a maioria desses organismos apresentam afinidade, na cristalização das suas conchas e estruturas ósseas, por uma fase mineral determinada. A tabela 3.1 mostra a relação entre os diferentes organismos marinhos produtores de carbonato e suas mineralogias dominantes.

Organismos		Aragonita	Calcita LMC	Calcita HMC	Aragonita + Calcita
Moluscos	Bivalvos	X	X		X
	Gasteropodos	X			X
	Pteropodos	X			X
	Cefalopodos	X		(X)	
Braquiopodos			X	(X)	
Corais	Escleractínios	X			
	Rugosos		X	X	
Esponjas		X	X	X	
Briozoários		X		X	X
Equinodermos				X	
Ostrácodos			X	X	
Foraminíferos	Bentônicos	(X)		X	
	Pelágicos		X		
Algas	Cocolitofóridos		X		
	Rhodofitas	X		X	
	Clorofitas	X			
	Carofitas		X		

TABELA 3.1 - Mineralogia dos esqueletos dos organismos carbonáticos (adaptado de Scholle, 1978).

X= mineralogia dominante, (X)= mineralogia menos comum.

3.2.1 Noções básicas de físico-química aplicadas à precipitação de carbonatos

Os distintos íons CO_3^{-2} , Ca^{+2} , Mg^{+2} , CO_3H^+ ..., a partir dos quais irão precipitar os minerais carbonáticos, encontram-se formando parte de soluções aquosas. A composição destas soluções é um dos fatores que determina se nelas pode ou não precipitar um determinado mineral. A maioria das águas naturais são soluções concentradas compostas por um grande número de íons diferentes, dando lugar a interações entre eles. Ao considerar estas soluções não se pode defini-las apenas pela sua concentração, senão pela proporção de íons que podem-se utilizar, isto é, a atividade ou percentagem de íons de um íon específico que ficam disponíveis para formar uma fase mineral.

A dissolução ou precipitação dos carbonatos depende do deslocamento para a direita ou

para esquerda da reação $\text{CO}_3\text{Ca} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{CO}_3\text{H} + \text{Ca}$. Alguns dos fatores que determinam a dissolução-precipitação de carbonatos são os seguintes (Tucker & Wright, 1990):

1) Potencial de Hidrogênio (pH): os ambientes ácidos (pH <7) favorecem a dissolução de carbonatos;

2) pressão parcial de CO_2 ($p\text{CO}_2$): o aumento da $p\text{CO}_2$ produz um deslocamento da reação para a direita, isto é, favorece a dissolução de carbonatos, enquanto que a diminuição da $p\text{CO}_2$, favorece a precipitação;

3) temperatura: influi na solubilidade da calcita. Baixas temperaturas inibem a precipitação de carbonatos, enquanto que temperaturas maiores a favorecem;

4) pressão: a pressão apresenta além da sua influencia na $p\text{CO}_2$, um efeito de aumento na solubilidade da calcita;

5) profundidade: este é um fator fundamental no controle das reações físico-químicas dos carbonatos cuja gênese é marinha, sendo que a precipitação ocorre preferencialmente em águas rasas.

Na superfície da água do mar as condições de precipitação de carbonatos são as *standard* (25°C e 1 atm.) mas ao aumentar a profundidade variam a pressão e a temperatura, portanto variam também as condições de precipitação-dissolução. Para saber se a uma determinada profundidade ocorrerá precipitação ou dissolução de carbonatos tem-se que comparar a constante de equilíbrio com o produto da atividade iônica. Do estudo da relação entre estes dois parâmetros obtem-se dois cotas; a lisoclina 0, ou nível de saturação (é aquela profundidade acima da qual a água do mar está saturada em calcita (aprox. 200m.) e lisoclina 100, ou nível de compensação (aquela profundidade sob a qual os carbonatos dissolvem-se rapidamente (aprox. 4000 m.) Entre 200 e 4000 m a diferença entre o produto de atividade iônica (PAI) e a constante de equilíbrio (K) é tão pequena que, ainda que tivesse que acontecer dissolução, não acontece e até existem organismos que nessas profundidades constroem suas carapaças de carbonato (Bathrus, 1975).

3.3 Ambientes de sedimentação

O sedimento carbonatado pode ter múltiplas origens:

1) bioquímica: precipitação de CaCO_3 a partir de processos de construção e aglutinamento de organismos bioconstrutores (corais, briozoários, etc.) e rejeitos da atividade orgânica (conchas, esqueletos, pellets, etc.);

2) química: precipitação química de carbonato em condições favoráveis (pH,

solubilidade, $p\text{CO}_2$, etc.);

3) física: associada aos mecanismos de erosão e acumulação de sedimentos carbonáticos prévios, sob a ação de ondas e correntes de maré, assim como geração de partículas carbonatadas (desagregação de algas: penicillus, halimeda, etc.)

A sedimentação dos carbonatos pode considerar-se como o produto da interação entre esses três processos.

3.3.1 Carbonatos marinhos

O estudo e interpretação de sedimentos carbonáticos é feito tomando como base, geralmente, os ambientes de sedimentação atuais. Entretanto, devido às variações no nível do mar do último milhão de anos, na maioria dos locais onde atualmente estão-se formando carbonatos a sedimentação é muito recente, daí que a espessura dos carbonatos acumulados seja muito pequena. Além disto, ao longo do tempo geológico tem existido uma grande diversificação de organismos produtores de carbonatos, assim como dos precipitados inorgânicos o que, em ocasiões, dificulta a aplicação de teorias atualistas no estudo dos carbonatos.

Um sistema carbonático marinho compreende três ambientes principais de sedimentação (Reading, 1978):

- 1) planície de maré;
- 2) plataforma (*shelf*);
- 3) periplataforma (depósitos de águas profundas; abrangendo o talude e a bacia).

3.3.1.1 Planície de maré

A planície de maré é a região localizada entre a porção subaérea (no continente) e o mar (região submersa), protegida da ação de ondas e influenciada por marés e grandes tempestades. As oscilações das marés sobre a linha de costa geram uma compartimentação de planície de maré em três zonas distintas (FIG. 3.1): supramaré, intermaré e inframaré (Shinn, 1986). A figura 6.31a ilustra um esquema deste ambiente deposicional.

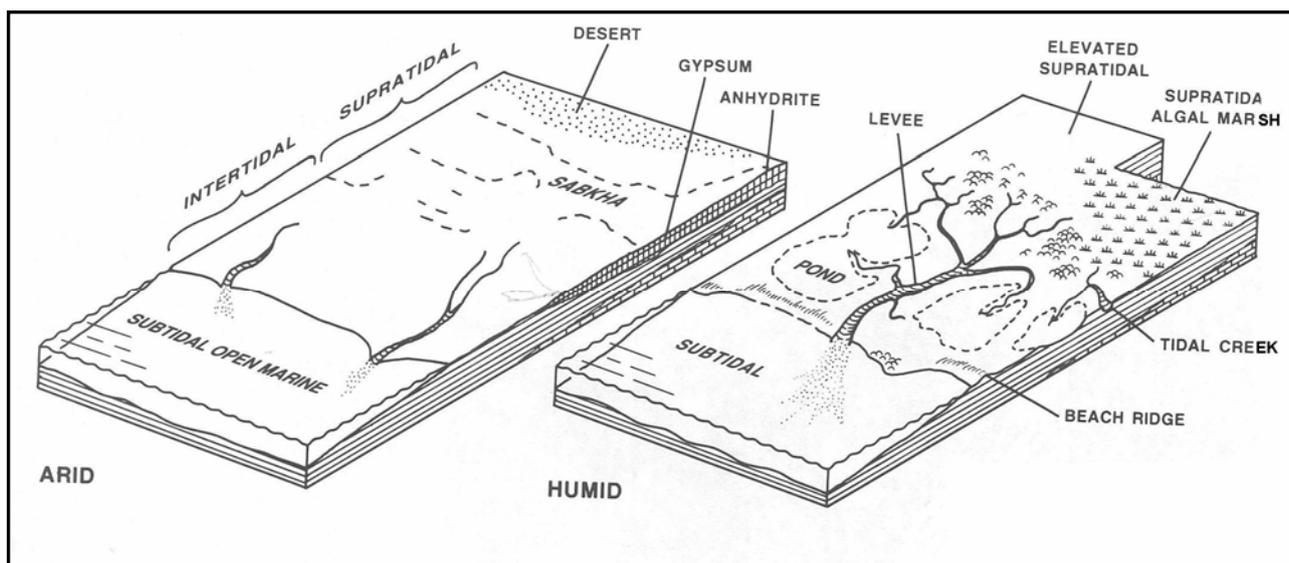


FIGURA 3.1 – Bloco diagrama mostrando os principais elementos morfológicos de uma planície de maré carbonática. Esquerda: planície de maré hipersalina com poucos canais e desenvolvendo depósitos evaporíticos (baseada no atual Golfo Pérsico). Direita: planície de maré com abundância de canais, num ambiente úmido ou semi-úmido (baseado na plataforma das Bahamas).

Fonte: Walker & James, 1992.

A zona de supramaré é aquela situada acima do nível da maré alta normal. Este ambiente é permanentemente exposto subaereamente e, periodicamente, inundado por maré de sizígia ou de tempestades. O ambiente de supramaré apresenta sub-ambientes, tais como *levees* ao longo dos canais de maré ou áreas atrás das cristas de praia (*beach ridges*). A zona de supramaré é caracterizada pelas seguintes estruturas: gretas de ressecamento, laminação (horizontal, cruzada ou ondulada, segundo o regime atuante), estruturas algais, *birdeyes* (porosidade tipo *vug* associada à liberação de gás nas esteiras microbianas) e intraclastos, em forma de brechas intraformacionais ou lamelares (Shinn *et al.*, 1978).

O ambiente de intermaré é aquele situado entre as marés alta e baixa normais, portanto expostos uma ou duas vezes por dia, dependendo do regime de marés ou das condições do vento, ou seja, permanece ora emerso ora submerso. Na zona de intermaré, estruturas e laminações diagnósticas são normalmente ausentes, devido a ação bioturbadora dos organismos. Os canais de maré, entretanto, compreendem um sub-ambiente especial e dinâmico dentro da planície de maré. Estudos mostram que canais de maré atuais migram lateralmente de maneira similar aos sistemas fluviais, sendo o mar a fonte de sedimentos. As barras de pontal constituem o principal depósito desse sub-ambiente, as quais apresentam geometria e estruturas sedimentares semelhantes aquelas do sistemas fluvial. Os sedimentos das barras são bioclastos (baixa diversidade) e intraclastos derivados dos ambientes de supra e intermaré. Esta zona é muito favorável para a formação de

espessos pacotes de calcarenito oolítico constituindo os conhecidos *shoals*, que funcionam como barreiras separando as fácies de supra e inframaré.

O sub-ambiente de inframaré inclui sedimentos depositados no mar adentro e nos canais de maré do próprio sistema, portanto, permanentemente abaixo da maré baixa. No caso dos depósitos de inframaré temos que diferenciar duas possíveis situações: as lagunas carbonáticas e as rampas carbonáticas. No caso de plataformas com barreira, a laguna constitui o principal ambiente de sedimentação e é caracterizada pela sua pequena diversidade fossilífera e pela presença de estruturas tipo *birdeyes* e laminações algais, e ainda a grande atuação de processos diagenéticos de substituição, como a dolomitização e a anidritização. No caso de rampas carbonáticas este ambiente é diretamente influenciado pela ação de ondas de tempestade (por não ter barreira protetora), representado por depósitos com estruturas *hummocky*, níveis de brechas tempestíticas e oólitos trazidos em suspensão pelas correntes de tempestade.

3.3.1.2 Plataformas

O termo plataforma carbonatada usa-se, de forma geral, para denominar às espessas seqüências de carbonatos rasos. A maioria destas estruturas desenvolvem-se em contextos geotectônicos de margem passiva, tem um topo plano, possuem rampas, podem ter espessuras de vários quilômetros e se estender ao longo de centenas de quilômetros quadrados. Os fatores físicos que influenciam a distribuição de sedimentos carbonáticos no ambiente de plataforma são: 1) ação de ondas normais com sedimentação abaixo do nível de base das ondas e intensa bioturbação; 2) ação de ondas de tempestade, que afetam os sedimentos, imprimindo-lhes estratificações onduladas truncadas (estrutura *hummocky*); e 3) ação de correntes de marés, que são de grande importância no desenvolvimento de barras de areias carbonáticas.

Pode-se reconhecer cinco grandes tipos de plataformas carbonatadas (Tucker & Wright, 1990) em função da sua morfologia:

a) Complexo ilha-barreira-laguna ou *rimmed-shelf*. É uma plataforma de águas rasas com uma forte mudança de inclinação para águas mais profundas. Nas áreas de maior energia, na borda da plataforma, é onde se situam os recifes ou as barras oolíticas. Ambos depósitos restringem a circulação da água na laguna. Ao longo da linha de costa, dependendo da energia e da influência das marés, pode-se desenvolver planícies de maré ou complexos praia-barreira;

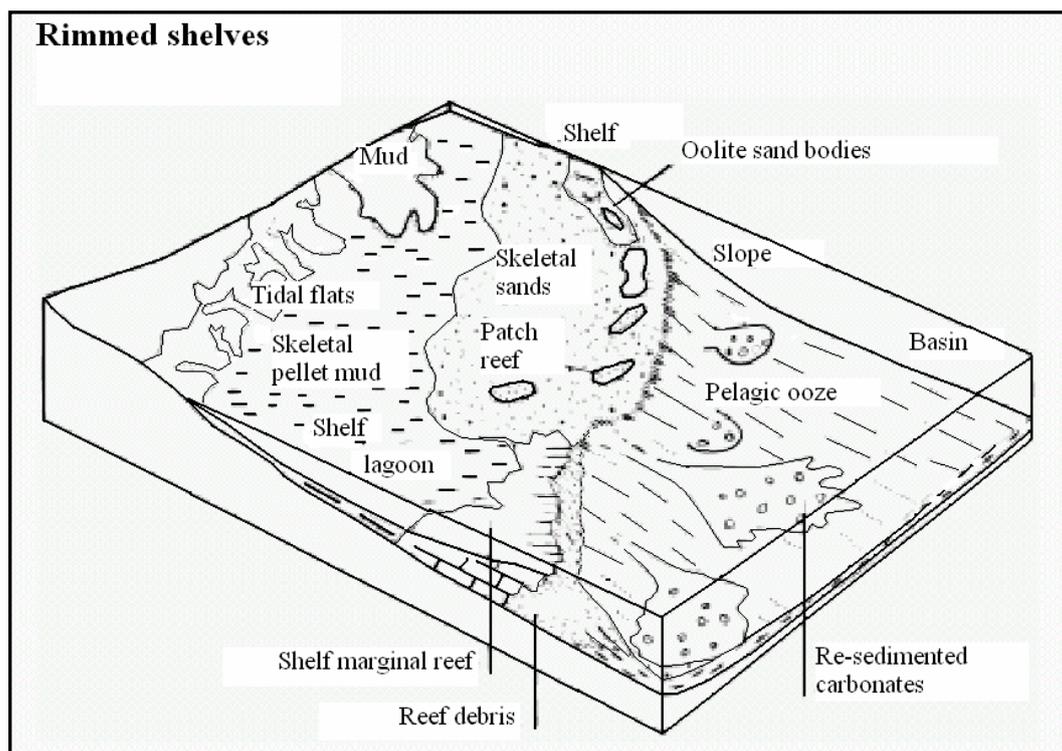


FIGURA 3.2 – Modelo de plataforma tipo *rimmed shelf*

Fonte: Tucker, 1985.

b) Rampa carbonatada (rampa homoclinal). É uma superfície suavemente inclinada que geralmente tem uma linha de costa de alta energia (*inner ramp shoreline*) ou rampa interna que passa até zonas mais externas (*offshore*) a águas profundas mais tranquilas (*outer ramp*) afetada periodicamente pelas tormentas. Nas zonas próximas à linha de costa podem se desenvolver complexos praia-barreira/planície de maré-delta com laguna;

c) Plataforma epeírica. São áreas cratônicas muito extensas (>100 Km de comprimento) e relativamente planas que estão cobertas por um mar raso. Na margem da plataforma a inclinação pode ser muito suave (tipo rampa) ou abrupta. Dentro da plataforma e, devido à sua grande extensão, pode ter áreas mais ou menos profundas contornadas por rampas homoclinais ou por complexos de ilha barreira-laguna. Nelas domina a baixa energia e os sedimentos depositados em contexto de supramaré a intermaré;

d) Plataforma isolada. São plataformas de águas rasas com margens abruptas rodeadas de águas profundas (FIG. 3.3). Seu tamanho é muito variado e a sua distribuição de fácies está muito controlada pelas direções dos ventos dominantes e pelas tormentas;

e) Plataformas *drowned* (inundadas). É qualquer dos tipos anteriores que tenham sofrido uma rápida ascensão do nível do mar, de modo que as fácies de águas profundas se depositam sobre as mais rasas (FIG. 3.3).

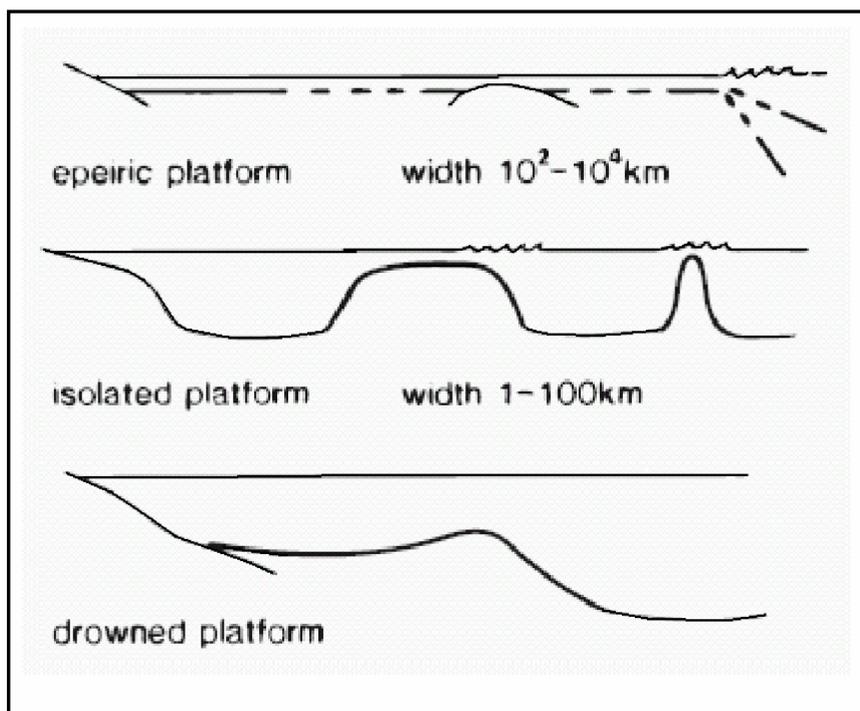


FIGURA 3.3 - Geometrias básicas de plataformas Carbonáticas.
 Fonte: Tucker & Wright, 1990.

O ambiente de plataforma também pode ser subdividido em dois grandes sub-ambientes: margem de plataforma (1) e interior de plataforma (2). Cada um desses sub-ambientes apresenta padrões de circulação e parâmetros físico-químicos característicos. O interior de plataforma apresenta variações bastante expressivas em função da atuação das barreiras na margem da plataforma. As barreiras constituem importantes feições na caracterização dos parâmetros deposicionais do ambiente de plataforma. Ela pode ser formada por recifes ou corresponder a acumulações de areias calcárias. A energia deposicional, a temperatura e a química da água (oxigenação e salinidade) são diretamente influenciados pelo relevo da barreira, condicionando também a atividade biológica de ambos lados da mesma (Spadini, 1992).

1) Ambiente de margem de plataforma: este ambiente é caracterizado por dois tipos de depósitos: os recifes e os bancos de oólitos. Os oólitos requerem condições de águas rasas e agitadas, enquanto os recifes necessitam de um substrato rígido para que os organismos se instalem, além de maior tolerância em relação a profundidade da água. No caso dos recifes pré-cambrianos estes eram formados por estromatólitos de algas azuis (cianofíceas). Este ambiente é o correspondente à zona de intermaré de Shinn (1983), quando se trata de plataformas com barreiras;

2) Ambiente de interior de plataforma: aqui o tipo de sedimento é função dos padrões de circulação, taxas de evaporação e presença ou ausência de influxo de água doce do continente. Quando a circulação é aberta, pode ser um local de grande produção de areias bioclásticas e lama

carbonática. As areias podem acumular-se *in situ*, enquanto que a lama pode ser transportada para longas distancias em função do padrão de circulação. Já com circulação mais restrita, tanto areias bioclásticas quanto a lama carbonática podem acumular-se *in situ* no interior da plataforma sob condições de águas rasas. Alguns exemplos deste tipo de ambiente são a plataforma das Bahamas e a Baía da Flórida.

3.3.1.3 Recifes

Ainda que tradicionalmente tem-se utilizado, e continua a se utilizar, o termo recife, talvez o nome mais correto seja bioconstrução ou edifício carbonático, de caráter mais geral. Apesar desta consideração definiremos ambos termos como corpos calcários que possuem um relevo topográfico original e que são construídos essencialmente pela atividade de organismos. Geralmente apresentam uma estrutura resistente à ação das ondas.

Classificam-se atendendo a distintos critérios (Wilson, 1975):

- a) morfologia: tamanho e relação com a linha de costa (*fringing, faro, patch, barrier, knoll, atoll*);
- b) tipo de organismos que o formam: rudista, corais, briozoários, etc;
- c) geometria e continuidade lateral:
 - c.1) bioherma: formas lenticulares, crescimento orgânico *in situ*, pequeno porte;
 - c.2) biostromo: formas tabulares, geralmente depósitos biogênicos estratificados, planares.

Dinâmica do recife

Os recifes, mais do qualquer outro ambiente carbonático, são sistemas complexos nos quais interatuam fatores biológicos, físicos e químicos. Têm-se quatro processos principais que operam com distintos graus na formação do recife:

I) Processos construtivos: são os processos biológicos *sensu stricto*. Os organismos do recife contribuem ao seu crescimento de formas diferentes em função do seu papel sedimentológico:

- organismos construtores, atuam como os blocos de construção do edifício, são os

frame-builders primários, geralmente são colônias ou organismos de grande tamanho,

- organismos incrustantes são os *frame-builders* secundários, podem incrustar as unidades da armação e uni-las;

- outros organismos contribuem aportando sedimento, como as algas calcárias. Estes seres são importantes na formação de recifes do tipo *reef-mounds* (acumulações pelito-carbonáticas lenticulares)

II) Processos destrutivos: são de dois tipos:

- físicos, por ação das ondas e a atividade de correntes (normais ou tormentas e furacões);

- biológicos, bioerosão. Qualquer material esquelético exposto no recife pode ser atacado por uma grande variedade de organismos. Em alguns casos, a taxa de bioerosão iguala a de calcificação dos corais modernos. Os organismos bioerosivos podem ser de quatro tipos: organismos perfuradores de material duro como algas, esponjas, moluscos, equínidos, etc. ("*Borers*"), organismos raspadores, gasterópodos e equínidos que raspam o substrato para obter o material orgânico ("*Raspers*"), organismos trituradores, como alguns peixes ("*Crushers*"), e bioturbadores em sedimentos moles ("*Burrowers*").

III) Processos de sedimentação. O material que é aportado ao recife procede de três fontes principais:

- desagregação da estrutura do recife por processos físicos ou biológicos;
- material procedente da decomposição e morte dos organismos do recife;
- material aportado procedente de fora do recife.

Os organismos formadores nos recifes atuais são: *Halimeda*, algas coralinas, corais, foraminíferos e moluscos.

IV) Processos de cimentação. São parcialmente responsáveis pelos perfis escarpados e resistentes às ondas de muitos recifes. Tem lugar principalmente na frente e na crista onde o fluxo de água é muito alto como resultado da ação das ondas.

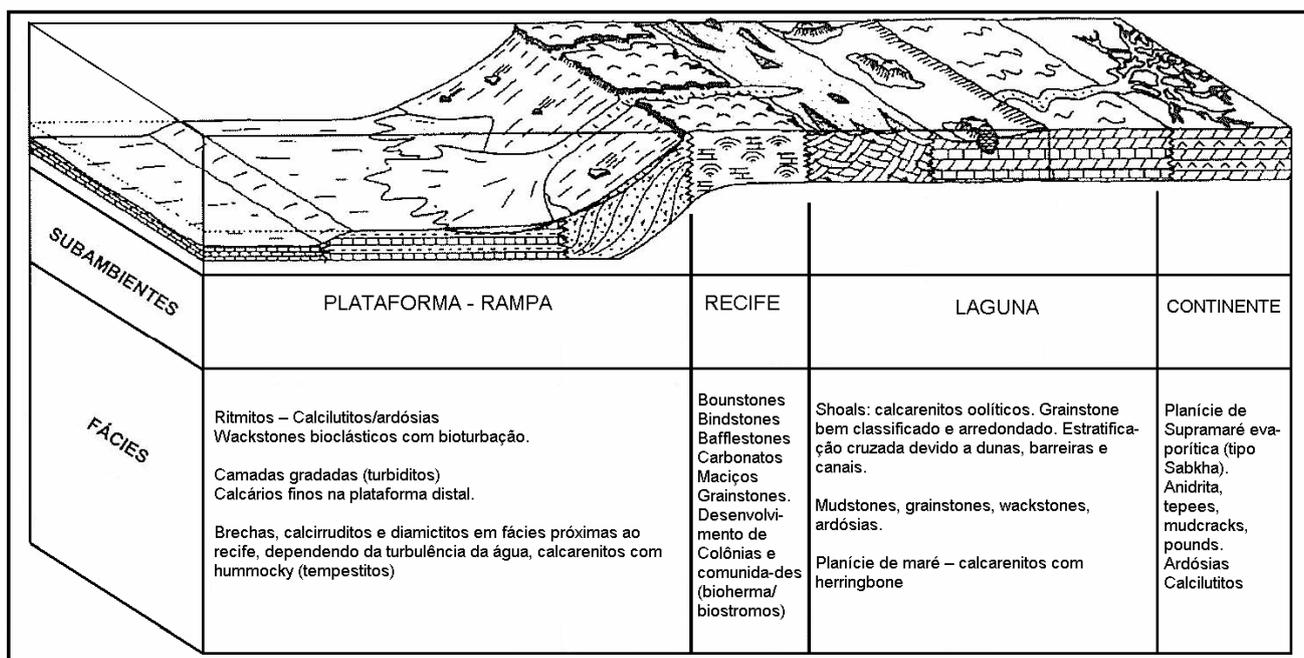


FIGURA 3.4 - Zoneamento e ambientes sedimentares de um recife (adaptado de Fontaine *et al.*, 1987).

Os recifes desenvolvidos nas margens plataformais constituem, geralmente, uma feição assimétrica e mostram uma clara compartimentação em diferentes zonas (FIG. 3.4).

A rampa do recife representa uma escarpa muito pronunciada, quase vertical em algumas áreas, onde se acumulam os fragmentos e restos carbonáticos do recife (calcarenitos, brechas e calcirruditos) gerando litofácies do tipo debritos e turbiditos. Estes sedimentos são freqüentemente transportados até grandes distâncias no interior da plataforma.

A crista recifal, coberta, no máximo por 2 metros d'água, é o local de maior proliferação e crescimento orgânico de corais e algas.

Por trás da crista do recife, na zona protegida das ondas, situa-se a laguna, que é uma região de águas rasas e elevada salinidade (evaporação). Esta zona é caracterizada por apresentar litofácies de calcarenitos e calcilutitos com abundância de estruturas sedimentares (físicas e biológicas). Já para o continente, a planície de supramaré representa fundamentalmente um ambiente evaporítico, onde os sedimentos são cortados por canais mareais.

3.3.1.4 Periplatforma

Segundo Kennet (1982) os sedimentos carbonáticos de águas rasas tipo Bahamas e Golfo Pérsico, respondem por somente 10% do total da sedimentação carbonática, com o restante sendo depositado em águas profundas (abaixo de 200m). Para o autor, os taludes, bacias e platôs submarinhos respondem por 25%, enquanto que os depósitos calcários de águas profundas

respondem pelos restantes 65% dos sedimentos carbonáticos dos oceanos atuais. A distribuição dos sedimentos carbonáticos de águas profundas é controlada por diversos fatores como: distância de influxo de terrígenos, proximidade dos bancos carbonáticos rasos, produção planctônica e temperatura e pressão das águas oceânicas profundas.

Spadini (1992) descreve que os sedimentos carbonáticos de águas profundas mais recentes derivam de duas fontes principais: a) dos bancos rasos, onde se tem produção destes sedimentos por uma série de organismos bentônicos; b) dos 200 primeiros metros da coluna de água (não limitada em termos de latitude, onde certos organismos planctônicos e pelágicos segregam testas calcárias), podendo o material fino ser produzido pelos diversos organismos aí existentes. Um caso excepcional é o dos *buildups* ou recifes de águas frias, formados por corais ahermatípicos, em profundidades que podem atingir os 1300 m.

Os deslizamentos gravitacionais do talude podem ser um importante mecanismo gerador de material grosso dentro deste ambiente, formando brechas calcárias, diamictitos e ritmitos turbidíticos em regiões profundas.

Middleton & Hampton (1976) identificaram quatro tipos de fluxos de gravidade os quais movem sedimentos talude abaixo: 1) correntes de turbidez, nas quais a turbulência do fluxo suporta o sedimento; 2) fluxo de grãos, onde os grãos são sustentados pelas interações diretas de grão com grão; 3) fluxos de sedimentos fluidizados, onde o sedimento é suportado pelo fluxo ascendente por entre os grãos, e 4) fluxo de detritos, no qual uma mistura entre sedimento e fluido intersticial sustenta os clastos maiores. Deslizamentos gravitacionais de talude (*slump* e *slide*) são abundantes em ambientes carbonáticos de águas profundas, sendo os mais prováveis agentes para a geração de fluxos de detritos e correntes de turbidez. Além dos fluxos gravitacionais, outro mecanismo de transporte de grãos em águas profundas são as correntes de contorno, capazes de transportar sedimentos ao longo dos taludes, paralelamente aos contornos batimétricos (Córdoba, 1990).

3.3.2 Carbonatos continentais

Embora quantitativamente o volume de carbonatos gerados em ambientes marinhos seja bastante superior, os carbonatos de origem continental também representam depósitos significativos no registro sedimentar de grande número de bacias. As três principais classes de carbonatos continentais citados na literatura são: carbonatos fluviais, carbonatos formados em ambientes de exposição subaérea e carbonatos lacustres.

Os carbonatos fluviais se depositam, de igual maneira do que os lacustres, sob uma

lâmina d'água mais ou menos permanente. Estes carbonatos aparecem escassamente representados tanto no registro geológico como nos ambientes fluviais atuais e sua formação requer uma série de condições genéticas relativamente restritas, relacionadas com a ausência de turbidez, a pressão parcial de CO₂ e a luminosidade.

Os ambientes ou superfícies de exposição sub-aérea diferem de qualquer outro ambiente de formação de carbonatos em que representam ambientes diagenéticos mais do que deposicionais. O reconhecimento das feições características das superfícies de exposição subaérea é importante por várias razões:

- 1) estas superfícies aportam dados importantes para o conhecimento da história geológica de uma zona;
- 2) podem ser úteis como superfícies guia em correlações;
- 3) as superfícies de exposição são locais nos quais podem-se acumular recursos naturais (gás, petróleo, água, metais, etc.) (Esteban e Klappa, 1983).

O terceiro tipo de carbonatos continentais corresponde aos carbonatos lacustres, os mais amplamente representados. A deposição nestes ambientes pode ser devida a acumulação de carbonatos detríticos alóctonos (litoclastos), a acumulação de restos esqueléticos autóctonos (bioclastos) ou à precipitação bioinduzida de CO₃Ca. Dependendo da espessura da coluna de água podemos distinguir entre lagos profundos e lagos rasos. Os primeiros apresentam uma fácies rítmica composta por lâminas de carbonato alternando-se com lâminas argilosas ricas em matéria orgânica. A sedimentação carbonática corresponde com a época seca de grande evaporação e poucos aportes detríticos, enquanto que as lâminas argilosas representam a época do ano caracterizada por chuvas e aportes sedimentares.

Os lagos rasos incluem pequenos lagos efêmeros, brejos e pântanos associados a leques aluviais. As fácies características destes ambientes deposicionais são constituídas por margas e lamas carbonáticas (micrita) com fauna de algas caráceas, ostrácodes, gasterópodes, etc, seixos pretos, calcários oncolíticos e presença de níveis ricos em pirita e matéria orgânica. Ao topo destas seqüências freqüentemente acontecem fácies palustres caracterizadas por calcários nodulares, laminações estromatolíticas, marcas de raízes e gretas de ressecamento.

3.4 Diagênese de carbonatos

A diagênese define-se como as transformações que se produzem nas características e composição dos sedimentos desde o momento de sua sedimentação até que esses materiais atingem o campo do metamorfismo. Aproximadamente até temperaturas de 200°C, pressões que variam entre 1 bar e 1 Kbar e profundidades de 10 a 15 Km. Em resumo, a diagênese tem lugar sob condições de pressão e temperatura características da crosta externa da Terra e da sua superfície. Os processos pós-deposicionais muito precoces como a bioturbação, perda de água, etc. são normalmente excluídos desta definição.

A diagênese tem-se subdividido em três estágios:

1) Eogênese: inclui os processos ou mudanças diagenéticas, que tem lugar perto da superfície de sedimentação, onde as soluções intersticiais estão ainda em contato com a massa de água superficial;

2) Mesogênese: inclui os processos ou mudanças que se produzem quando as soluções que preenchem a porosidade, por soterramento, ficam isoladas da massa de água superficial. Em estudos de matéria orgânica à mesogênese denomina-se catagênese;

3) Telogênese: acontece sob a influência direta de soluções meteóricas, depois que as rochas sedimentares passaram por processos de soerguimento e erosão.

A diagênese de carbonatos opera em quatro ambientes principais: marinho, meteórico, de soterramento e de mistura de águas.

O ambiente diagenético marinho situa-se no fundo do mar. A precipitação é o fenômeno mais importante, se manifesta no endurecimento e consolidação de grãos moles por precipitação intergranular de carbonato e pela litificação dos sedimentos. Dentro deste ambiente diferenciam-se duas zonas; a zona vadosa e a zona freática.

No ambiente meteórico, a água que preenche, parcial ou totalmente os poros, é água doce. Diferencia-se uma zona vadosa, na qual a porosidade está ocupada por água e ar, e a zona freática, onde a porosidade é ocupada completamente por água. A diagênese meteórica não fica restrita às áreas continentais, senão também a plataformas, atols, etc. que tem sido expostos subaereamente. Os processos mais importantes deste ambiente são:

1) dissolução e precipitação (controlados pela química da água);

2) neomorfismo (controlado pela mineralogia inicial).

Ambiente diagenético profundo. A pressão e a temperatura aumentam com a

profundidade. Os fluidos intersticiais podem ser iguais ou similares aos que ficaram presos entre os grãos no momento da sedimentação (águas conatas) o podem derivar de outras fontes como salmouras associadas a hidrocarbonetos, águas diagenéticas a partir de argilas saturadas em água, etc. Os processos mais importantes são a compactação mecânica e química, cimentação e neomorfismo.

Em zonas rasas sub-superficiais, onde as águas marinhas se misturam com as continentais, define-se um quarto ambiente diagenético, é a zona de mistura de águas. Esta zona é muito favorável aos processos de dolomitização.

Os principais processos diagenéticos são: neomorfismo, compactação, cimentação, dissolução, micritização microbiana e dolomitização.

3.4.1 Cimentação

Entende-se por cimentação a obliteração de cavidades pré-existentes no sedimento ou rocha através da precipitação química de minerais. Os principais minerais que ocorrem como cimento em rochas carbonáticas são aragonita, calcita livre ou magnésiana, gipsita-anidrita e dolomita, cada qual ocorrendo em ambiente diagenético determinado e com forma cristalográfica específica. Para que os minerais cimentantes precipitem nos poros de um sedimento ou rocha sedimentar é necessário que os fluidos intersticiais que ocupam estes poros estejam sobre-saturados na espécie mineral correspondente, assim como que existam condições cinéticas adequadas para que seja viável o processo.

O tamanho, hábito, forma, fábrica e textura são elementos básicos na descrição e interpretação dos cimentos. O tamanho dos cristais pode ser muito variável, desde algumas micras (cimento micrítico) até vários metros que pode chegar a atingir um só cristal em espeleotemas. Tanto o hábito como a forma referem-se às características de um cristal individual do cimento. Convencionalmente se considera que a forma de um cristal pode ser equidimensional (*equant*), colunar (*bladed*) ou fibrosa (Folk, 1965).

O hábito, quando sua interferência com cristais contíguos permite seu desenvolvimento, pode ser muito variado: romboédrico, escalenoédrico, prismático, trigonal.

A fábrica e a textura são termos equivalentes que se aplicam a um grupo de cristais. De maneira geral os cimentos dividem-se, em base a sua textura, em duas grandes categorias:

A) aqueles que tendem a contornar a superfície dos poros (de maneira contínua ou

descontínua);

B) aqueles que tendem a preencher completamente os poros.

Os cimentos do tipo A tendem a ser relativamente precoces e incluem muitas variedades texturais: cimentos em menisco (descontínuos, concentrados nos contatos entre os grãos), micro-estalactíticos (descontínuos, também conhecidos como gravitacionais), sintaxiais (em continuidade ótica com o seu suporte), fibrosos, em paliçada, etc. Quando estes cimentos contornam poros intergranulares são denominados circumgranulares (Moore, 1989).

Os cimentos do tipo B geralmente são posteriores aos do tipo A e sua feição textural característica é o mosaico, formado por cristais anedrais-subedrais, como consequência do seu crescimento competitivo. Os mosaicos formados por cristais cujos tamanhos são similares entre si denominam-se equidimensionais. Com frequência o tamanho dos cristais de um mosaico vai aumentando progressivamente desde as paredes do poro até o centro da cavidade, recebe então o nome de cimento *drusy*. Quando os cristais de um mosaico são tão grandes que englobam aos grãos, se lhes denomina poiquilotópicos.

Conforme o ambiente diagenético de formação se tem diversos tipos de cimentos. Os cimentos marinhos são compostos principalmente de calcita LMC e aragonita sendo seus tipos texturais os seguintes: cimentos micríticos-peletoidais, crostas fibrosas isopacas e colunares, agregados botroidais e rede de agulhas. Os cimentos meteóricos (vadosos e freáticos) apresentam os tipos menisco, mosaico *blocky*, mosaico *drusy* e microestalactítico. Os cimentos de soterramento profundo apresentam principalmente os tipos: calcita prismática (*bladed*), mosaico esparítico grosso, doloesparítico, cimento de anidrita grossa e cimento poiquilotópico

3.4.2 Compactação

Os processos de compactação são frequentes em rochas carbonáticas e podem ser subdivididos em 2 categorias; mecânicos ou físicos e químicos (Bathurst, 1986). A compactação mecânica começa a atuar logo após a deposição do sedimento, enquanto a compactação química ocorre sob condições de soterramento profundo (*deep burial*). A compactação mecânica produz, entre outros efeitos, empacotamento, fraturamento e rotação de grãos, além de impor, às vezes, uma redução de espessura em sedimentos lamosos, por perda de água, com redução de porosidade.

A compactação química e a dissolução por pressão ocorrem sob soterramento e as feições mais comuns são *dissolution seams* (Bathurst, 1987), estilólitos e os contatos

interpenetrativos de grãos. Analogamente às areias quartzosas, as *areias* carbonáticas sofrem pouca ou nenhuma compactação. As lamias carbonáticas por outro lado, diferentemente das lamias terrígenas sofrem pouca compactação e este fato, segundo alguns pesquisadores (Zankl, 1969), poderia ser atribuída a sua cimentação precoce.

3.4.3 Dissolução

Os sedimentos carbonáticos são bastante susceptíveis à dissolução, levando à remoção de conchas e outros fragmentos esqueléticos e ao aumento de porosidade. Naturalmente estes vazios podem ser posteriormente preenchidos por cimentação. Outra feição de dissolução por pressão muito comum em sedimentos carbonáticos, são as faixas de estilólitos que pode reduzir a espessura original em até 40% (Suguio, 2003).

3.4.4 Neomorfismo

Este termo introduzido por Folk (1965) define-se como o fenômeno no qual dois minerais da mesma composição química, mas cristalográficamente diferentes, substituem um ao outro. Este processo se dá com a dissolução de um mineral ocorrendo ao mesmo tempo da precipitação do novo mineral, o qual preenche o espaço previamente ocupado pelo mineral dissolvido (Bathurst, 1986). O neomorfismo agradacional representa a regra geral e, na maioria dos casos, obedece à conversão de aragonita em calcita, mas em outros casos, representa o processo de recristalização coalescente de uma lama carbonática ou micrito. Por sua vez, o neomorfismo degradacional definido por Bathurst (*op. cit.*) como micritização, no qual a partir de um cristal de um tamanho determinado passa-se a obter um agregado deles de tamanho menor, tem a sua origem na ação de algas perfuradoras cujos furos seriam preenchidos posteriormente por calcita micrítica (como é observado em sedimentos recentes e antigos).

3.4.5 Substituição

É o processo no qual um mineral é substituído por outro de composição química diferente (Tucker 1981). Geralmente o processo é denominado pelo nome do mineral que substitui. O fenômeno de substituição mais freqüente é a dolomitização, embora silicificação, fosfatização e

outras substituições sejam também conhecidas.

3.4.5.1 Dolomitização

Ainda que esta fase mineral possa ocorrer também como cimento, na maioria das vezes, a dolomita presente em rochas carbonáticas é originada por processos de substituição. Existem, entre outros, dois modelos aceitos na literatura que tentam explicar as condições que faz levar uma rocha carbonática a ser dolomitizada. O primeiro pertence a Adams e Rhodes (1960), nele defende um modelo de dolomitização de refluxo por infiltração (*seepage refluxion*), normalmente associado a rochas carbonáticas depositadas em plataforma com barreira. A barreira impede o livre refluxo de águas da laguna, tornando as salmouras altamente alcalinas, quentes e supersaturadas em magnésio, onde a razão entre as atividades Mg/Ca é bastante elevada. As salmouras hipersalinas tornam-se capazes de remover as águas conatas dos carbonatos do assoalho da laguna, promovendo assim um ambiente totalmente favorável à troca entre íons Ca e Mg, além de constituir um veículo de remoção do Ca liberado (Córdoba, 1990). Neste modelo, as dolomitas normalmente estão associadas a fases evaporíticas.

Moore (1989) explica a dolomitização no modelo de zona de mistura baseado na termodinâmica. Segundo Blatt *et al.* (1980), a água do mar é supersaturada em relação ao íon Mg, e a razão pela qual a dolomita não se precipita diretamente do meio relaciona-se com situações quando a solução é diluída, de modo que facilita a precipitação da dolomita pela não interferência de outros íons e pela lenta taxa de cristalização. Folk e Land (1975) citam que essa diluição deve ser tal que a razão entre as atividades dos íons Mg/Ca se aproxime a 1:1.

3.4.5.2 Dedolomitização

A dolomita pode ser substituída por calcita para produzir um calcário novamente. Este processo de calcitização é denominado dedolomitização e, predominantemente, se faz presente em contato com águas meteóricas (Tucker, 1981). A substituição de dolomita por calcita está comumente associado com o fenômeno próximo da superfície de dissolução de gesso-anidrita. Para Tucker (1992).

O reconhecimento de "dedolomitos" é similar ao de evaporitos substituídos, ou seja, a partir da observação das formas dos cristais de dolomita, normalmente romboedros, ocupados por

calcita (pseudomorfos), ou cristais de calcita com "fábrica" de dissolução contendo pequenas inclusões relictas de dolomita. Em alguns casos a textura calcária original é parcialmente reproduzida sobre a dedolomitização; em outros casos, camadas e concreções de calcita fibrosa substituem aleatória e completamente, à dolomita

3.4.5.3 Silicificação

A silicificação, como a dolomitização, pode ocorrer durante a diagênese precoce ou tardia, na forma de substituição seletiva de fósseis ou através do desenvolvimento de nódulos de *chert* e camadas silicosas. A sílica pode também ocorrer como cimento em alguns calcários, cujos principais tipos de sílica diagenética são: cristais de quartzo euédricos, microquartzo e calcedônia (Tucker, 1992).

3.4.6 Porosidade

A diagênese e a porosidade das rochas carbonáticas devem ser consideradas como propriedades intimamente relacionadas. A porosidade em sedimentos e rochas carbonáticas tem origem complexa já que pode ter-se produzido antes, durante ou depois do processo de sedimentação. Na figura 3.5 classificam-se os tipos de porosidades definidos por Choquette e Pray (1970) em função de sua seletividade ou não de fábrica e da origem da porosidade em referência ao momento da sedimentação.

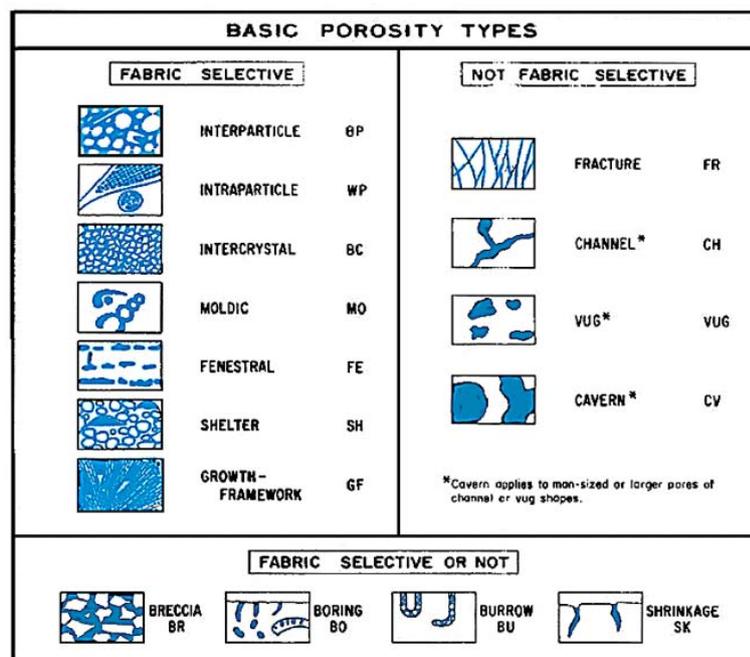


FIGURA 3.5 - Classificação dos tipos básicos de porosidade (Choquette & Pray, 1970)

3.5 Classificação das rochas carbonáticas

Rochas carbonáticas são constituídas predominantemente por matriz, grãos carbonáticos denominados aloquímicos e cimento.

O termo aloquímico, do grego *allos* (diferente do normal), foi utilizado por Folk (1959) para designar grãos carbonáticos diversos que podem servir de arcabouço em muitos calcários depositados mecanicamente. São representados por pelóides, fragmentos de rochas carbonáticas (intraclastos), bioclastos (fósseis e seus fragmentos), pelotas fecais, agregados, grãos envelopados como oólitos e oncólitos, pisólitos, etc. As dimensões dos grãos carbonáticos variam de silte a seixo, e eventualmente maiores.

A matriz que é formada por lama carbonática, no geral micrita (calcita microcristalina) e distingue-se dos cimentos calcíticos ou dolomíticos os quais resultam de precipitação química em espaços abertos (poros, *vugs*, etc) que exibem cristais límpidos e com limites cristalinos bem definidos.

Devido ao fato de que grãos individuais existirem por algum período de tempo como detritos sedimentares, similares ao quartzo e feldspato, a maioria dos carbonatos têm alguma semelhança de textura com as rochas sedimentares terrígenas detríticas. Folk (1962) adaptou os termos utilizados por Grabau (1904) para estruturar uma classificação granulométrica de grande utilidade prática, especialmente para a classificação de campo das rochas carbonáticas aloquímicas (Tabela 3.2).

DIÂMETRO (mm)	ROCHAS
64 a 2 mm (ruditos)	Calcirrudito – Dolorrudito
2 a 0.062 mm (arenitos)	Calcarenito – Dolarenito
0.062 a 0.002 mm (pelitos)	Calcilutito – Dololutito

TABELA. 3.2- Calcários e dolomitos e suas analogias granulométricas com as rochas terrígenas (Folk 1962).

Essa tabela simplificada considera, por exemplo, os termos calcirrudito-dolorrudito, calcarenito-dolarenito e calcilutito-dololutito como calcários e dolomitos com granulações equivalentes a cascalho, areia e silte, respectivamente.

A classificação de Folk (1962) é uma classificação litológica, baseada essencialmente nos componentes da rocha carbonática, isto é; grãos aloquímicos, matriz e cimento. Identifica quatro grupos básicos, a saber: carbonatos onde os grãos aloquímicos estão cimentados por calcita espática, carbonatos com os grãos aloquímicos em matriz micrítica, carbonatos microcristalinos

(sem aloquímicos) e estruturas orgânicas desenvolvidas *in situ*, denominados biolitos. Os dois primeiros grupos constituem as rochas aloquímicas, no terceiro estão incluídas as rochas ortoquímicas. Os biolitos abrangem construções recifais e outros tipos de biocronstruções autóctones. Os grãos aloquímicos podem ser intraclastos, oólitos, fósseis ou peloides.

Dunham (1962) classificou os carbonatos com base no arranjo dos grãos e presença ou não de lama (matriz). As rochas carbonáticas foram então caracterizadas como suportadas por matriz ou suportadas por clastos (Tabela 3.3). A classificação de Dunham fornece indicações sobre a energia do meio onde se formaram as rochas carbonáticas. Sua utilização apresenta algumas limitações, especialmente em se tratando de carbonatos precambrianos, onde o neomorfismo freqüentemente mascara muitas feições primárias, deposicionais.

(A) COMPONENTES REUNIDOS DURANTE A DEPOSIÇÃO (EMINENTEMENTE DEPOSICIONAL)

CARBONATOS COM ARCABOUÇO SUPORTADO PELA MATRIZ

Lama carbonática com < 10% de aloquímicos..... MUDSTONE

Lama carbonática com > 10% de aloquímicos.....WACKSTONE

CARBONATOS COM ARCABOUÇO SUPORTADO POR GRÃOS

Contém lama carbonática (matriz)PACKSTONE

Não contém lama carbonática (matriz).....GRAINSTONE

(B) COMPONENTES ORGANICAMENTE REUNIDOS DURANTE A DEPOSIÇÃO (EMINENTEMENTE BIOLÓGICA)

Agregados e encrustações rígidas formados “in situ”.....BOUNDSTONE

TABELA. 3.3- Classificação das rochas carbonáticas por Dunham (1962). Nomes das rochas em letras maiúsculas e sublinhadas.

Uma outra classificação é a proposta por Embry e Klovan (1971) que utiliza basicamente a classificação de Dunham (1962), com modificações e acréscimos, em especial no que se refere a calcirruditos e bioconstruções. Este autor considera calcirruditos aquelas rochas com mais de 2% dos seus componentes com dimensões maiores que dois milímetros, podendo ser sustentados pela matriz, *floatstones*, ou sustentados pelos clastos, denominados *rudstones*.

4 LITOESTRATIGRAFIA

4.1 Introdução

O mapeamento geológico regional (escala 1: 500.000) efetuado na área pesquisada foi baseado em critérios litoestratigráficos, isto é, as diferentes formações foram identificadas tendo por base critérios de campo, principalmente os limites de litofácies, embora em alguns casos tenham sido efetuados estudos petrográficos de unidades específicas. Uma das grandes dificuldades para atribuir a uma formação determinados pacotes rochosos decorreu do fato de as unidades, compostas por rochas carbonáticas e/ou pelíticas, ocorrerem intercaladas de modo repetitivo e apresentarem, via de regra, contato transicional.

Na região estudada predominam rochas pertencentes ao Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica, as quais estão recobertas discordantemente pelos arenitos do Grupo Urucua (Mesozóico). São comuns ainda extensas áreas recobertas por sedimentos cenozóicos, entre elas, coberturas detríticas aluvionares, eluvionares e coluvionares. O embasamento cristalino aflora localmente, em especial, na região de Bonito, na margem esquerda do Rio São Francisco.

Regionalmente foram identificadas as formações clássicas do Grupo Bambuí (FIG. 4.1) conforme definido pelo Projeto Radambrasil (1982), tendo por base, com modificações, a estratigrafia proposta por Costa e Branco (1961). O Grupo Bambuí é constituído por duas (02) sucessões principais, a basal, marinha, composta da base para o topo, pelas formações Sete Lagoas (carbonática), Serra de Santa Helena (pelítico-carbonática), Lagoa do Jacaré (carbonática) e Serra da Saudade (pelítica), as quais compõem o Subgrupo Paraopeba; a sucessão de topo é marinho-continental e está representada pela Formação Três Marias, predominantemente psamítica.

Apesar do claro posicionamento estratigráfico das formações, existem alguns problemas regionais, como por exemplo, a definição do limite entre as formações Serra de Santa Helena e Lagoa de Jacaré; nesta pesquisa o critério utilizado para dirimir esse problema foi considerar o primeiro pacote de maior espessura de calcário que aparece após as rochas pelíticas da Fm. Serra de Santa Helena como representando a base da Formação Lagoa de Jacaré.

Um problema em aberto diz respeito de uma nova seqüência carbonática, de ocorrência restrita, sobreposta aos pelitos da Formação Serra da Saudade na Serra do Jaíba que, segundo Chiavegatto et al. (2003), ganharia o *status* de Formação Jaíba. Para estes autores o pacote carbonático representa um evento de cunho tectono-estratigráfico, relacionado à evolução do CSF, no que tange, principalmente, à caracterização de uma bacia de antepaís.

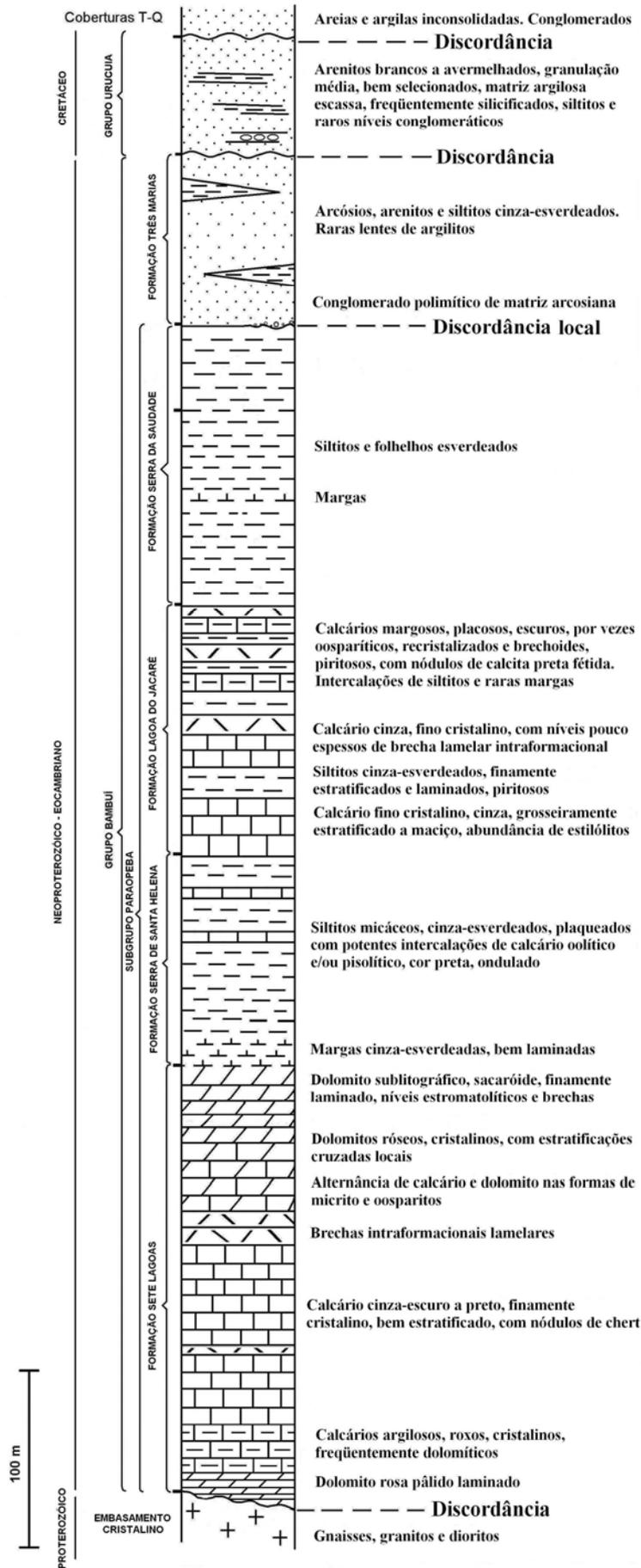


FIGURA 4.1 - Coluna estratigráfica sintética da área de pesquisa (Vale do São Francisco, norte do Estado de Minas Gerais).

De modo geral a distribuição regional das formações é a que se segue: a Formação Sete Lagoas aflora na margem esquerda do rio São Francisco, constituindo as serras de Januária e Itacarambi, e mais para norte, coincidindo com a faixa NW, da estrutura *horst*-anticlinal de Montalvânia. As formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré mostram uma distribuição mais ampla, aflorando nas duas margens do rio São Francisco, nas serras de São Felipe, Taboquinhas, Nhandutiba e Bom Sucesso. A espessura conjunta destas unidades supera os 250 metros. As formações superiores do Grupo Bambuí, Serra da Saudade e Três Marias, estão pobremente representadas, estando limitados seus afloramentos aos extremos leste e sul da área, na Serra do Jaíba e nas proximidades do município de Campo Azul, respectivamente.

Outro fato que ficou evidenciado nos trabalhos de campo e nos resultados do estudo dos furos de sondagem apresentados por Brandalise *et al.* (1980), indicam que a espessura da pilha sedimentar do Grupo Bambuí aumenta progressivamente para sul e para leste, isto é, quanto mais próximo aos depocentros locais da bacia.

4.2 Descrição das unidades estratigráficas

4.2.1 Embasamento cristalino

As rochas cristalinas do Craton do São Francisco, aflorantes na margem esquerda do rio São Francisco, constituem parte do Alto de Januária (Alkmim e Martins Neto, 2001). Ocorrem em estreitas faixas ao longo das drenagens dos principais rios e córregos dos municípios de Januária e Cônego Marinho. Tem-se registro de ocorrências de embasamento nas cabeceiras dos córregos Catolé e Borrachudo, assim como nos córregos Riacho da Cruz e Riacho Peri-Peri, nas proximidades dos vilarejos de Bonito e Candial.

Este embasamento é composto por um conjunto de rochas deformadas e indeformadas (Almeida & Uchigasaki, 2003). As primeiras constituem a maior extensão de afloramentos e correspondem a gnaisses bandados, com enclaves máficos intensamente deformados de anfíbolito e, esporadicamente, lentes de granito porfírico foliado.

As rochas não deformadas foram identificadas por Almeida & Uchigasaki (2003) como dois tipos de corpos intrusivos graníticos; um granito branco, aflorante entre os povoados de Candial e Cruz dos Araújo, alongado segundo o curso do Riacho da Cruz, e um biotita granito, aflorante a norte da Fazenda Caatinga, no médio curso do mesmo córrego. Ambos granitos ocorrem encaixados nos gnaisses e por não apresentarem deformação são, provavelmente, mais jovens.

Em campanha de prospecção, a CPRM (Projeto Januária-Itacarambi, 1976), realizou três furos de sondagem, dos quais dois atingiram o embasamento a pequena profundidade, descrevendo as rochas cristalinas como gnaisses cinza-claros a escuros, quartzo-feldspáticos e biotíticos, com enclaves de anfibólio e epidotos esverdeados.

O contato do embasamento com a Formação Sete Lagoas exhibe irregularidades e pode ocorrer um nível de brecha com clastos angulosos de composição diorítica imersos numa matriz sílico-carbonática. Esta rocha foi interpretada por Abreu-Lima (1997) como sendo um regolito, com a formação original de clastos posteriormente cimentados “*in situ*” por sílica e carbonato, marcando o início da sedimentação carbonática na região. Para Costa (1962) as características petrográficas assim como a posição estratigráfica desta brecha, sugerem que ela poderia ser correlacionável com a unidade basal do Grupo Bambuí, a Fm. Carrancas (Costa e Branco, 1961), ainda que na localidade-tipo esta formação apresente matriz mais abundante.

Quanto à idade do embasamento, rochas graníticas e dioríticas foram coletadas na região de Januária e analisadas pelo método Rb/Sr (*In*: Radambrasil, 1982). Os resultados obtidos indicaram uma idade de 1970 Ma.

4.2.2 Grupo Bambuí

4.2.2.1 Formação Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas (Costa e Branco 1961) é a unidade basal do Grupo Bambuí, sendo constituída por uma sucessão carbonática de idade Neoproterozóica. Apresenta espessura aflorante de até 200 m nas serras da margem esquerda do rio São Francisco, que para leste da área, atinge 500 m, como evidenciado pelo furo estratigráfico 1-PSB-13/MG (Brandalise *et al.*, 1980), na região de Montalvânia. Sua sedimentação sucedeu a um evento glacial de ocorrência global, representado pelos diamictitos da Formação Jequitaiá.

A deposição das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas deu-se, para grande parte da seqüência, em ambiente marinho raso, em resposta a uma transgressão que afogou a seqüência de rochas de provável origem glacial. Nas regiões de Itacarambi e Lontra, tendo por base a descrição dos furos de sondagem, o Grupo Bambuí assenta-se diretamente sobre as rochas cristalinas do embasamento (Brandalise *et al.* 1980; Abreu-Lima 1997). Já na região de Montalvânia, o contato é com rochas paraconglomeráticas correlacionáveis à Formação Jequitaiá é aparentemente, transicional (Abreu-Lima, 1997).

Cabe salientar que a proposta de Dardenne (1978a), de substituir a terminologia de Formação Sete Lagoas de Costa & Branco (1961), na região de Januária e Manga, pelo nome de Formação Januária, não foi utilizada no presente trabalho pois a preferência foi por manter a terminologia tradicional na estratigrafia do Grupo Bambuí.

Os afloramentos da Formação Sete Lagoas estão concentrados ao longo do vale do rio São Francisco, em especial na sua margem esquerda onde constituem as serras dos municípios de Januária e Itacarambi. À altura do vilarejo de São João das Missões a continuidade desta formação é interrompida por uma falha de direção leste-oeste. A partir de aí, e mais para o norte, a Formação Sete Lagoas só aflora ao longo de uma faixa de 4 km de largura orientada segundo a direção NW, coincidindo com a estrutura *horst*-anticlinal de Montalvânia. Na margem direita do rio São Francisco foram observadas algumas ocorrências esparsas do topo desta unidade, em córregos e barrancas, sempre em cota inferior a cota 505 m.

Através do estudo dos furos de sondagem de Brandalise *et al.* (1980), dos poços tubulares fornecidos pela COPASA-MG (Souza, 1995) e do levantamento de seções estratigráficas, foi possível elaborar um mapa de isópacas para a Formação Sete Lagoas, na área (FIG. 4.2). Os contornos de isoespessuras desta unidade evidenciam que os locais onde a Fm. Sete Lagoas está ausente coincidem com as regiões onde o embasamento é aflorante. Em segundo lugar, mostram que a espessura desta unidade aumenta progressivamente à medida que vai-se afastando, em todas as direções, dos altos do embasamento, chegando a atingir 300m na região de Lontra (a SE) e quase 500 m na região de Montalvânia (a NE). Esta diferença de espessura, associada ao fato de as fácies que afloram na região de Januária-Itacarambi (analisadas por Nobre-Lopes, 2002) serem correlacionáveis às testemunhadas nos furos de sondagem da CPRM (analisadas por Abreu-Lima, 1997), parece indicar que a sedimentação da Formação Sete Lagoas coincidiu com uma notável subsidência do embasamento (ver discussão no item 5.1). Também foi observada uma brusca mudança na espessura da Fm. Sete Lagoas na região de São João das Missões, coincidente com a falha leste-oeste que atravessa as proximidades desta localidade.

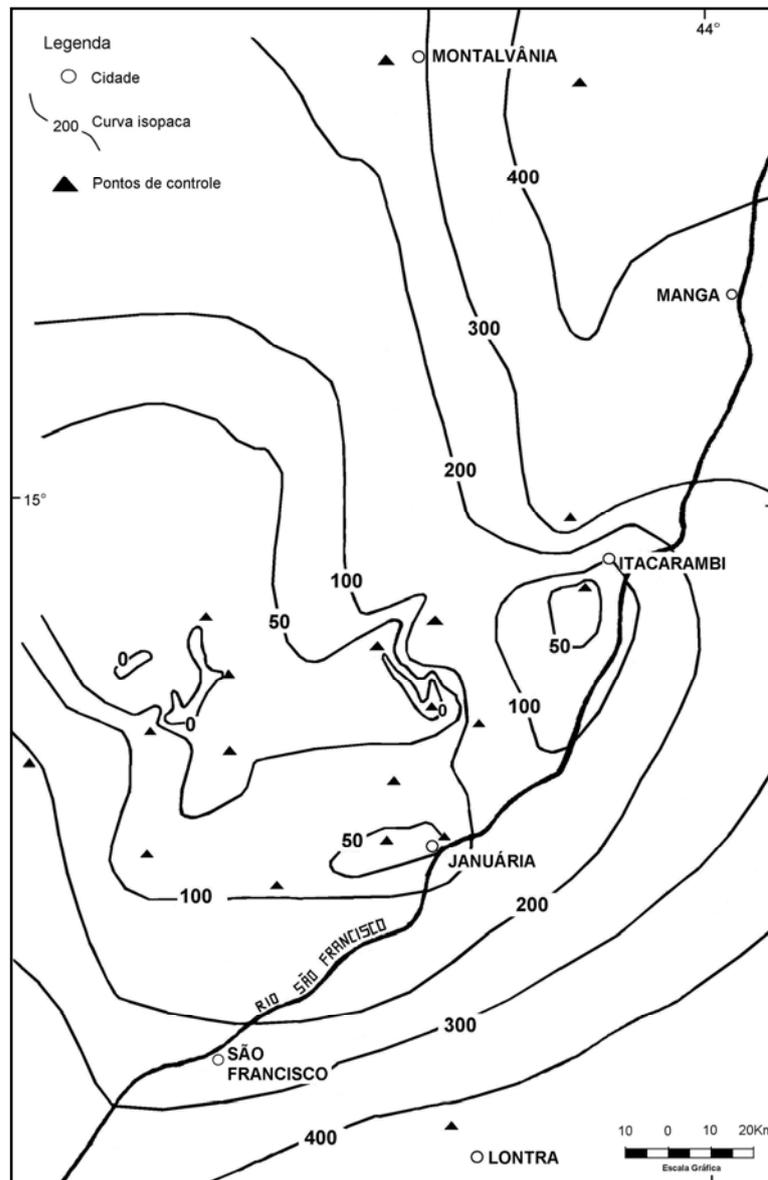


FIGURA 4.2 - Mapa de isópacas para a Formação Sete Lagoas no vale do São Francisco, norte do Estado de Minas Gerais. Os triângulos representam pontos de controle, onde a espessura foi verificada por levantamento de seção, furos de sondagem ou poços tubulares.

Devido ao grande número de informações disponíveis para esta formação na área (Cassedanne, 1972; Beurlen, 1973; Dardenne, 1979; Lopes, 1979; Abreu-Lima, 1997; Nobre-Lopes, 2002), as campanhas de campo focalizaram-se, principalmente, em trabalhos de reconhecimento e conferência do pacote sedimentar descrito pelos referidos autores, através do levantamento de seções estratigráficas nas serras da Mãe Joana e Cardoso de Minas (Januária-Itacarambi).

A Formação Sete Lagoas, na área estudada, é composta por uma sucessão de calcários e dolomitos, pode ser individualizada, da base para o topo, por sete (07) litofácies:

1) litofácies dolomito basal: esta fácies está representada por um dolomito rosa pálido, laminado (Abreu-Lima, 1997), que não reage prontamente com a solução 10% de ácido clorídrico, intercalado com níveis mais calcíticos. Este delgado nível mostra-se intermitente, e naquelas ocorrências mais representativas (Riacho da Cruz) exibe uma espessura de 5 m. Em alguns locais, Metamig (1978), descreve a base deste nível como uma intercalação de margas marrom avermelhadas e bancos finos (20 cms) de siltitos esverdeados;

2) litofácies calcários argilosos: calcários argilosos, roxos, microcristalinos, freqüentemente dolomíticos, finamente laminados com os planos de estratificação sublinhados por filmes argilosos verdes. O calcário deste nível apresenta uma variação de cores da base para o topo, passando de rosa para cinza claro. A espessura deste nível foi estimada em 20 metros no Riacho da Cruz;

3) litofácies calcários escuros: o calcário cinza escuro a preto, é uma das rochas que mais volume de afloramentos mostra na região mapeada. São calcários finamente cristalinos, bem estratificados, com bancos variando de 5 a 40 cms. São comuns interestratificações argilosas rosadas, assim como horizontes e nódulos de chert preto (FIG. 4.3). Gretas de contração, marcas onduladas e estratificações cruzadas tipo *hummocky* (FIG. 4.3) foram observadas nos calcários. Este nível apresenta grande continuidade ao longo das serras de Januária e Itacarambi e sua espessura foi estimada em cerca de 80 metros;

4) litofácies calcirruditos: esta fácies é bastante representativa tanto nos afloramentos de campo como nos poços de sondagem, servindo em muitos locais como camada guia. Esta rocha é caracterizada por apresentar brechas intraformacionais (FIG. 4.3) com fragmentos de forma lamelar (0,5 a 15 cm), matriz cinza (calcítica) e rósea (magnesiana).

Intercalados nos potentes e maciços bancos de brecha aparecem calcários similares aos do nível anterior. Os intervalos de brecha podem formar ciclos gradacionais centimétricos a decimétricos e apresentar intraclastos maiores na base e menores no topo, passando a seguir, geralmente, para laminações plano-paralelas. A espessura calculada para esta unidade é de 15 metros;

5) litofácies calcarenito dolomítico: é constituída por calcarenitos dolomíticos rosados ou cinza-claros, oolíticos, apresentando por vezes, intercalações de níveis intraclásticos. Os calcarenitos quando róseos, são dolomíticos e exibem textura sacaróide, enquanto que as porções de cor cinza são calcíticas e finamente cristalinas. Os bancos são bem laminados e mais espessos do que os da unidade subjacente e mostram freqüentes estratificações cruzadas de baixo ângulo. Esta litofácies está bem caracterizada no local denominado Mina Grande (vilarejo de Pindaíbas) onde atinge sua espessura máxima de 30 metros (Brandalise *et al.* 1980), embora, por ser uma região tectonizada tem que tomar-se as devidas ressalvas para esta avaliação de espessura;

6) litofácies dolomito rosado: dolomito rosado, localmente cinza, sacaróide, vacuolar e localmente silicoso, É um dolomito heterogêneo, estratificado em bancos, no geral, espessos. Em todo o pacote são visíveis estratificações cruzadas geralmente muito afetadas pela dolomitização e brechação. No topo deste nível ocorre a maioria das mineralizações plumbo-zincíferas exploradas na região. Na classificação de Nobre-Lopes (2002) estes dolomitos foram divididos em três membros (dolomito, dolomito estromatolítico e dolomito oolítico e intraclástico). A espessura desta unidade foi estimada em aproximadamente 50 metros;

7) litofácies dolomito bege: é constituída por dolomitos sublitográficos de cor cinza claro a bege. Ocorre em bancos espessos de 0,40 a 1,5m, no geral laminados, e mostrando, localmente, estruturas microbianas e estromatólitos. Nobre-Lopes (2002) subdivide esta litofácies em duas unidades: a unidade basal apresenta intercalações oolíticas e intraclásticas tendo no topo feições indicativas de exposição subaéreas como *tepees* e gretas de ressecção. A unidade de topo não apresenta intercalações oolíticas, apenas de intraclastos e gradam através do aumento de pelitos para a formação subsequente, a Fm. Serra de Santa Helena. A espessura média da unidade é superior a 30 metros.

Quanto a interpretação das litofácies e sua organização em ciclos de sedimentação, Dardenne (1972) sugere que as unidades representam, pelo menos, um ciclo regressivo terminado nos dolomitos rosa sacaroidais da litofácies 6. Abreu-Lima (1997) também define um único ciclo regressivo para toda a Formação Sete Lagoas. Para Nobre-Lopes (2002) a Fm. Sete Lagoas é composta por sucessões do tipo *shallowing-up*, em que cada unidade é depositada em águas cada vez mais rasas.

O início da deposição da Formação Sete Lagoas corresponderia à invasão das áreas continentais pelo mar, inicialmente inundando as partes mais baixas, onde a contribuição continental pode ser observada nos componentes terrígenos (margosos e sílticos) da litofácies 1.

À medida que a lâmina d'água passou a adquirir maior importância, a contribuição terrígena tornou-se menos efetiva passando-se a um predomínio da sedimentação carbonática quando foram depositados os calcários; a evolução da sedimentação levou à geração de subambientes, hoje representados por litologias com características diversas.

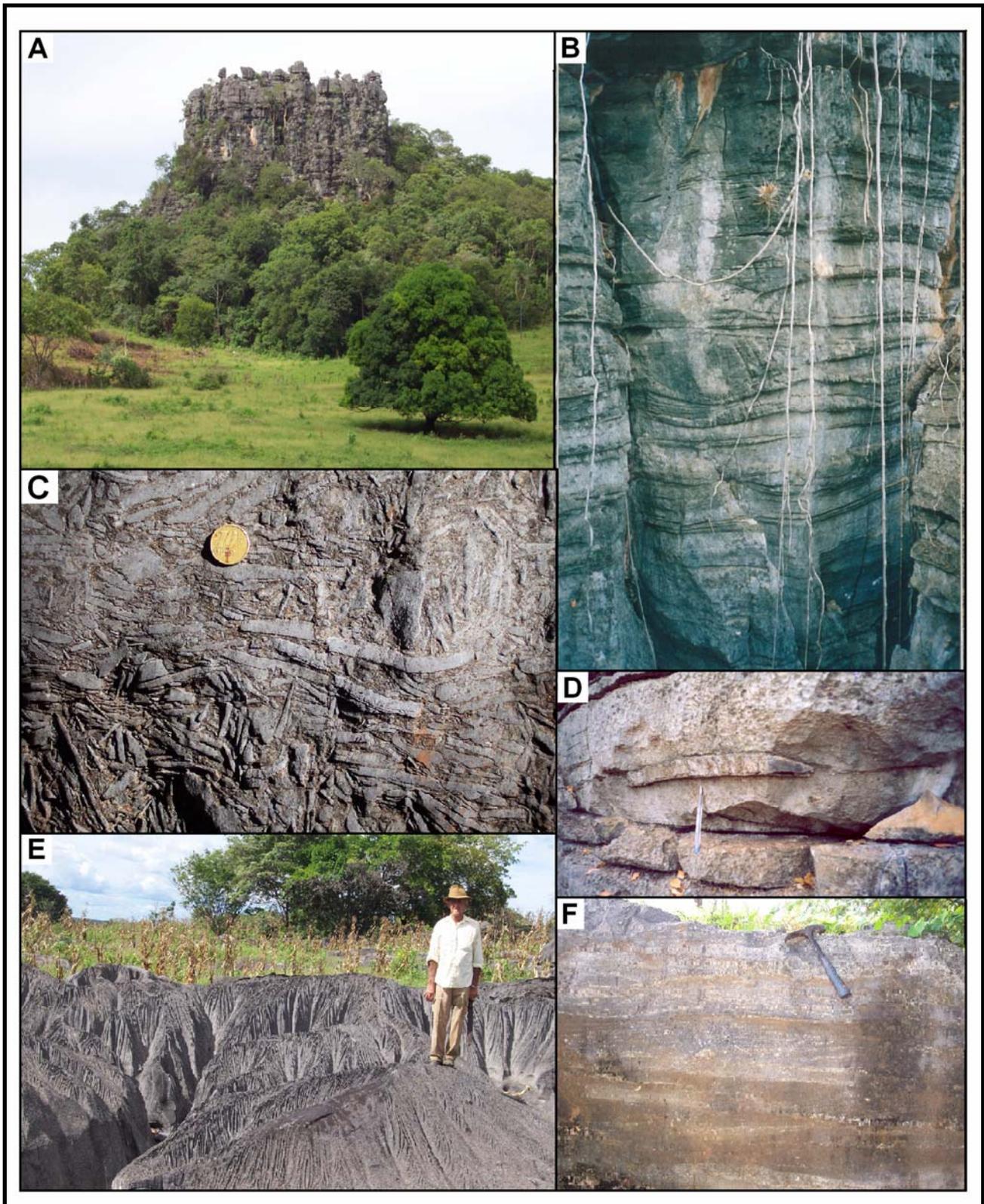


FIGURA 4.3- Representação de algumas litofácies da Formação Sete Lagoas na área de estudo. (A). Aspecto geral dos calcários das litofácies 3 e 4. Itacarambi-MG. (B). Calcilutitos da litofácies 3 com suaves truncamentos por onda (hummocky). Notar a erosão diferencial dos níveis pelíticos. Tejuco-MG. Ponto 9. (ANEXO 2). (C). Calcirrudito constituído por brecha intraclástica lamelar. Vale do Peruaçu-MG. Ponto 20. (D). Nódulo de chert preto acamado nos calcários cinza escuros da litofácies 3. Vale do Peruaçu. Ponto 10. (E). Aspecto do lapié desenvolvido nos calcarenitos do vale do rio Cocha-Montalvânia-MG. Ponto 115. (F). Calcarenitos mostrando estratificações cruzadas bi-direcionais. Leito do rio Japoré. Ponto 101.

4.2.2.2 Formação Serra de Santa Helena

A Formação Serra de Santa Helena (Costa e Branco, 1961) constitui uma sucessão sedimentar predominantemente pelítica, composta de siltitos, folhelhos, argilitos e margas de cores esverdeadas; apresenta ainda intercalações de calcários cinza escuro.

Esta formação assenta-se sobre a Formação Sete Lagoas através de contato concordante e gradativo representado pelo aumento gradual do conteúdo de pelitos nos carbonatos de topo da Formação Sete Lagoas gradando para margas cinza-esverdeadas. O contato superior com a Fm. Lagoa do Jacaré também é concordante e gradativo; cabe, no entanto, salientar que Alvarenga & Dardenne (1978) reportaram um contato estratigráfico brusco entre as Formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, na serra de São Domingos, na divisa dos estados de Goiás e Minas Gerais.

A Formação Serra de Santa Helena apresenta uma ampla distribuição na área, aflorando na porção sul na base das escarpas das serras de São Felipe (Varzelândia), do Bom Sucesso (Lontra) e Taboquinhas (São Francisco), em uma faixa contínua de mais de 130 Km de extensão que engloba altitudes situadas entre 505m e 640m de altitude, o que perfaz uma espessura máxima de cerca de 135 metros. Nessa mesma região, mais ao norte, na estrada São Pedro-Ibiracatú a formação apresenta espessura de 135m enquanto próximo da Fazenda Laranjal, na estrada que segue para Brasília de Minas, a espessura foi estimada pela Metamig (1978) em cerca de 170 m.

Já na margem esquerda do rio São Francisco, na região de Manga e Nhandutiba a Formação Serra de Santa Helena constitui a base dos morros do Murundi, Calindó e Serra da Mesa. Uma ampla área de ocorrências situa-se nas proximidades da cidade de Montalvânia, verificando-se a existência de bons afloramentos de folhelhos e siltitos esverdeados tanto na saída da cidade como nos seus povoados de São Gonçalo e Capitânia.

A sul da Falha de São João das Missões os afloramentos da Fm. Serra de Santa Helena limitam-se a pequenas espessuras, de apenas algumas dezenas de metros, nos morros da Mãe Joana, Itapiraçaba e Itacarambi, em contato discordante com os arenitos Urucuia capeantes.

As litologias da Fm. Serra de Santa Helena ostentam coloração verde-amarelada. Quando afetadas pelo intemperismo tornam-se arroxeadas.. Na estrada de Nhandutiba para Miravânia observa-se a existência de alterações com formação de feições do tipo disjunção esferoidal em siltitos (FIG. 4.4D).

Quanto a estruturas sedimentares, os estratos são, no geral plano-paralelos, na maioria das vezes finamente laminados (laminações milimétricas); localmente as camadas se mostram maciças, com espessura beirando os 10 cm. Marcas de onda, tipo *ripples* (FIG 4.4C), são observadas em alguns afloramentos.

A descrição feita por Rabelo e Santos (1979) a partir da descrição do furo de sondagem 1-PSB-14-MG (Brandalise *et al.*, 1980), nas proximidades de Lontra, para os pelitos da Fm. Serra de Santa Helena, é amplamente constatada nas diversas regiões da área.

A base da seqüência, segundo os autores, é formada por margas de cor verde a cinza-esverdeada, plaqueadas e bem laminadas, com recristalização muito fina da fração carbonática. Quando alteradas, sua cor varia de amarelo a vermelho-tijolo. Interessa notar a presença, em alguns locais, de calcário oolítico com chert negro e abundância de cristais de pirita, como é o caso dos afloramentos do flanco SW do horst-anticlinal de Montalvânia. A espessura desta fácies oscila entre 10 a 15 m dependendo da região.

Estas margas passam transicionalmente a siltitos finos, esverdeados, com níveis calcíferos. Os siltitos apresentam laminações convolutas e pequenas dobras de *slumping*, assim como estruturas de carga; a espessura desta fácies é de 25 m. Estratigraficamente acima o siltito adquire cor vermelho sangue refletindo um caráter ferruginoso. Este intervalo possui uma espessura aproximada de 60 m e nele, a presença de cristais de pirita é freqüente. Intercalado ao siltito ocorrem lentes de calcário cinza médio, plaqueados, fétidos. Os calcários, por vezes, apresentam nódulos de chert preto, buchos de calcita preta grosseira, fétida e rara venulação de fluorita roxa.

O topo da formação é constituído por cerca de 40 m de siltito cinza esverdeado, micáceo, finamente laminado e piritoso. No contato com o calcário da unidade superior mostra-se geralmente dobrado (Rabelo e Santos, 1979).

Análises petrográficas mostram que os siltitos e folhelhos são rochas ritmicamente laminadas, alternando-se lâminas essencialmente argilosas impregnadas por óxido de ferro, com camadas ligeiramente mais grosseiras, com grãos de quartzo na fração síltica e palhetas de sericita. Ainda foram reconhecidos outros minerais acessórios como turmalina e carbonato.

A Formação Serra de Santa Helena representa o afogamento gradual da plataforma carbonática da formação anterior e a deposição de uma sucessão predominantemente pelítica.

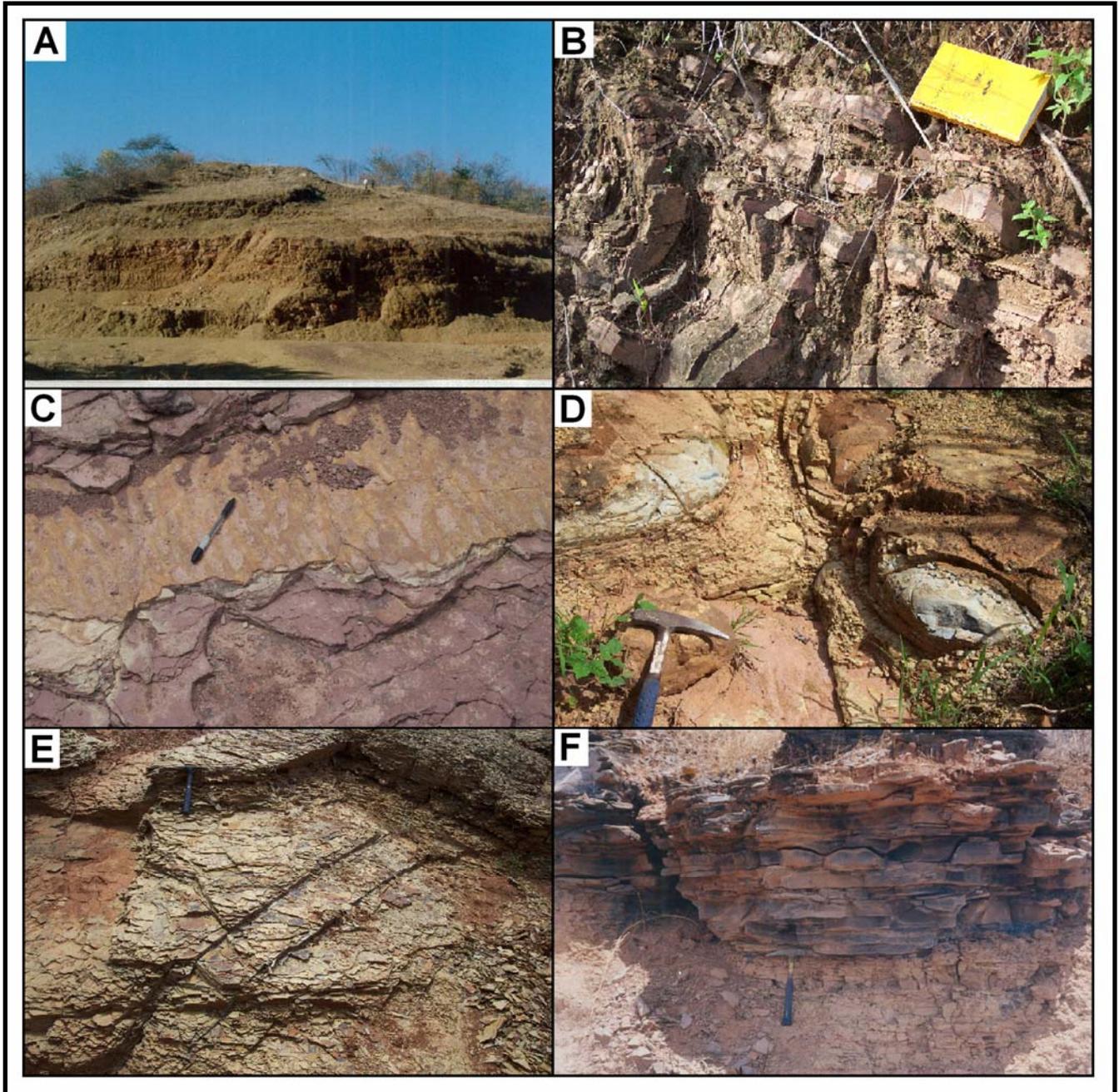


FIGURA 4.4- Representação das litofácies pelíticas da Formação Serra de Santa Helena. (A) Pedreira nos siltitos de São João das Missões-MG. Ponto 147 (ANEXO 2). (B) Dobras em siltitos avermelhados. Ponto 53. (C). Marcas de onda (ripples) em siltitos. Proximidades de Miravânia. Ponto 109. (D) Siltitos exibindo disjunção esférica. Proximidades de Nhandutiba-MG. Ponto 102. (E) Siltitos mostrando duas famílias principais de fratura ($240/75^\circ$ $175/75^\circ$). Ponto 125. (F) Lente de calcário cinza-escuro com marcas onduladas, intercalada nos siltitos da Fm. Serra de Santa Helena. Luizlândia-MG. Ponto 87.

4.2.2.3 Formação Lagoa do Jacaré

A Formação Lagoa do Jacaré (Costa & Branco, 1961) sobrepõe-se à Formação Serra de Santa Helena em contato gradacional. O mesmo tipo de contato verifica-se quando da passagem para a Formação Serra da Saudade.

Dardenne (1978a) utilizou a denominação de Formação Nhandutiba para os carbonatos correspondentes à Formação Lagoa do Jacaré na região do vale do rio São Francisco, mas visando evitar a inserção de novos nomes que viriam confundir a nomenclatura estratigráfica regional, optou-se pela manutenção da denominação original de Formação Lagoa do Jacaré (Branco & Costa, *op. cit.*).

A Formação Lagoa do Jacaré constitui a unidade com a maior distribuição dentre as formações do Grupo Bambuí na área de estudo. A exceção da região de Januária-Itacarambi (a sul da falha de São João das Missões), onde a unidade só foi preservada no topo do denominado Morro de Itacarambi, a área apresenta um grande número de afloramentos desta formação. De norte para sul, as serras de Nhandutiba, Matias Cardoso, Lajeado, Serra Azul, São Felipe (Varzelândia), Bom Sucesso (Lontra), Taboquinhas (São Francisco), assim como os vales dos rios Paracatu e Guaribas, mostram extensos horizontes contínuos da Fm. Lagoa do Jacaré. Muitas das vezes, esta unidade aparece capeada pelas coberturas detríticas terciário-quadernárias, nas superfícies pediplanizadas dos tabuleiros da margem direita do rio São Francisco. Em grande parte das regiões estudadas esta unidade representa o topo aflorante do Grupo Bambuí, apresentando-se, no geral, erodida e recoberta por arenitos cretácicos.

A espessura da Formação Lagoa do Jacaré atinge cerca de 140 m na serra de São Felipe e 120 m na estrada que segue de São Pedro para Ibiracatú. Nas imediações do *horst*-anticlinal de Montalvânia esta unidade varia, segundo o flanco, de 80 a 120 metros de espessura (Beurlen, 1973).

A Formação Lagoa do Jacaré regionalmente é composta por calcários pretos a cinza, localmente oolíticos e pisolíticos, brechas intraclásticas, margas e intercalações de siltitos e folhelhos de cor verde-amarelada.

Os calcários apresentam-se em estratos paralelos, com espessura média compreendida entre 10 e 20 cm, geralmente separados entre si por pequenas superfícies onduladas (FIG. 4.5). A intensa recristalização/neomorfismo, a presença de nódulos de chert e o cheiro fétido quando percutidos, são algumas das características destes calcários. Além das marcas onduladas, ao longo de toda a área constatou-se a presença de outras estruturas sedimentares, tais como, gretas de ressecção (*mudcraks*), estratificações cruzadas e, esporadicamente, estruturas semelhantes a

hummocks. Observa-se ainda a intercalação de calcários e margas ou calcário com significativa porcentagem de terrígenos.

Levantaram-se para esta formação, no presente trabalho, perfis representativos ao longo da estrada BR-135, na serra do Bom Sucesso, entre as localidades de Pedras Maria da Cruz e Lontra, com a finalidade de definir a seqüência estratigráfica. No total foram descritos em detalhe, amostrados e analisados petrograficamente 140 metros da formação (Ver capítulo 6).

A partir dos dados de campo e a análise petrográfica foram identificadas três (03) litofácies para a Formação Lagoa do Jacaré, na região de Lontra; litofácies de calcarenitos e calcissiltitos neomorfizados, litofácies de calcários impuros e litofácies de siltitos e calcissiltitos.

A ausência de vestígios de oólitos entre os aloquímicos, a cor cinzenta dos calcários e a grande contribuição terrígena que mostra a seção levantada em Lontra, contrasta notavelmente com as seções descritas para esta formação por Costa e Branco (1961), no sul da Bacia do São Francisco, Beurlen (1973), na região de Montalvânia e Dardenne (1978a), na região de Nhandutiba. Esta variação faciológica poderia indicar condições de sedimentação em um sub-ambiente diferenciado do resto da plataforma, caracterizado por uma menor energia.

A interpretação para a deposição da Formação Lagoa do Jacaré é que ela ocorreu após a deposição da Formação Serra de Santa Helena quando uma regressão no nível do mar possibilitou a deposição da seqüência pelito-carbonática da Formação Lagoa do Jacaré. A sedimentação desta unidade teria ocorrido numa plataforma de alta energia, sujeita a constante retrabalhamento (brechas intraclásticas) e episódios de tempestades (*hummocky*), intercaladas com períodos de relativa calma.

As gretas de contração observadas em vários locais evidenciam a emersão de algumas partes da formação, provavelmente por curtos períodos de tempo.

Outra das feições características da formação é a cor negra dos calcários e a abundância de sulfetos (pirita), que indica condições de sedimentação redutoras e uma atividade orgânica intensa.

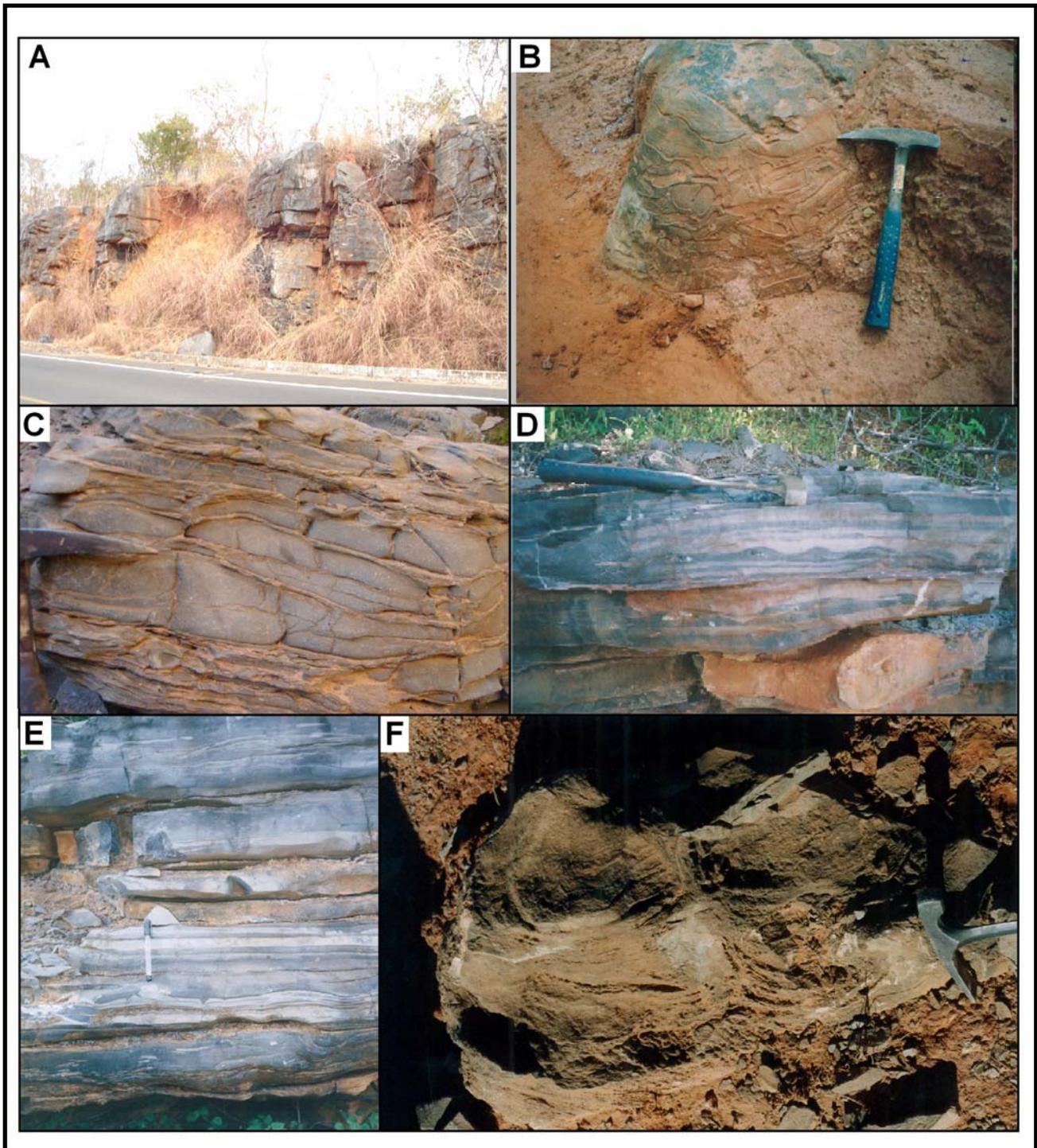


FIGURA 4.5- Representação de algumas litofácies da Formação Lagoa do Jacaré na área. (A) Aspecto geral dos afloramentos de calcário na estrada BR-135 (serra do Bom Sucesso). Ponto 57 (ANEXO 2). (B) Calcirudito constituído por brecha intraclástica. Ponto 69. (C). Ritmito calcarenito/calclutito. Vale do Arapoim. Ponto 189. (D) Calcário neomorfizado alternando níveis de cristalinidade grosseira e mais fina. As marcas onduladas correspondem a climbing ripples. Ponto 62. (E) Outro detalhe dos calcários cristalinos rítmicos. Ponto 62. (F) Possível estrutura estromatolítica colunar. Proximidades de São João da Ponte-MG. Ponto 186.

4.2.2.4 Formação Serra da Saudade

Formação Serra da Saudade sobrepõe-se através de contato concordante gradacional à Formação Lagoa do Jacaré. Esta unidade representa um conjunto predominantemente terrígeno, constituído por siltitos e folhelhos de cor esverdeada.

A distribuição da Fm. Serra da Saudade na área é restrita, concentrando-se principalmente na margem direita do rio Verde Grande, próxima à cidade de Verdelândia, na encosta inferior da Serra do Jaíba onde espesso pacote (100 m aprox.) de siltitos argilosos amarelados apresentam-se levemente foliados (FIG 4.6). No vale do rio Paracatu, nas imediações da cidade de Campo Azul, um pacote de aproximadamente 60 m de siltitos que ocorrem sotopostos aos arenitos e argilitos da Fm. Três Marias, e sobrepostos a um calcário rítmico (calcarenito/calculutito) de aspecto noduloso, foram correlacionados à Formação Serra da Saudade.

A existência dos afloramentos da serra da Jaíba representa uma rara exceção, possivelmente devido ao fato de ser esta elevação uma estrutura sinclinal, que preservou da erosão as Formações Serra da Saudade, Jaíba e Três Marias, as quais, acontecem a cotas topográficas inferiores às esperadas, sendo assim poupadas da erosão que, nos outros locais da área, arrasou essas mesmas unidades.

A interpretação para a deposição dessa formação estaria relacionada a uma rápida transgressão marinha que modificou as condições responsáveis pela deposição da Formação Lagoa do Jacaré, evoluindo para um ambiente mais profundo e com ambiente de águas calmas, responsável pelas finas laminações verificadas nos estratos.

A deposição da formação ocorreu provavelmente em um contexto plataformal com influência de correntes de turbidez e episódios de tempestades (Uhlein *et al.*, 2004).

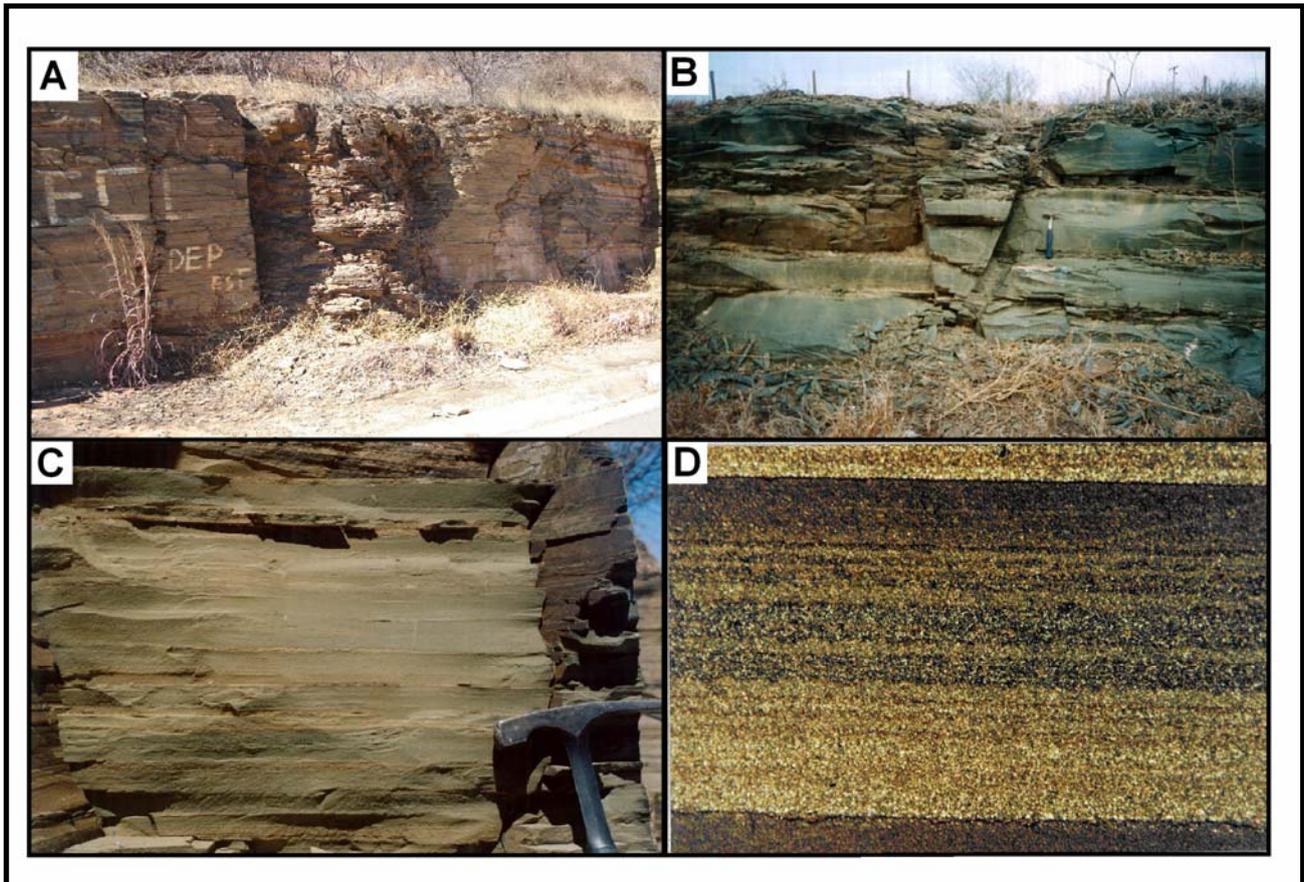


FIGURA 4.6- Siltitos da Formação Serra da Saudade na Serra do Jaíba, Verdelândia-MG. (A) Afloramento de siltitos na beira da estrada MG-401, nas proximidades de Verdelândia. Ponto 198 (ANEXO 2). (B) Siltitos cinza esverdeados mostrando fraturamento conjugado. As duas famílias principais de fratura segundo as direções: $300/80^\circ$ $160/85^\circ$. Ponto 131. (C). Detalhe do afloramento mostrado na foto (A). Os níveis amarelados apresentam maior granulometria. Ponto 198. (D) Microfotografia dos siltitos laminados. As lâminas claras apresentam uma granulometria maior e composição quartzosa, as lâminas escuras são de composição sericítica. Aumento 6X.

4.2.2.5 Formação Três Marias

A Formação Três Marias, na área, é representada por um conjunto de arcósios, arenitos e siltitos, de cores verde a cinza-esverdeado, contendo raras lentes de argilitos.

Os arcósios, na serra do Jaíba, apresentam-se como cinza-esverdeados, de granulação média a grossa, calcíferos e ocorrem em bancos maciços. Em estudo petrográfico esses arcósios são constituídos predominantemente por grãos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio imersos numa matriz micácea.

Já na região sul da área (municípios de Ubaí, Campo Azul), a Fm. Três Marias apresenta-se como siltitos cinza-esverdeados, com camadas lenticulares de arenito fino, feldspático e calcífero, que transiciona lateral e verticalmente para arenitos arcosianos marrom-avermelhados.

Esta unidade, quando intemperizada, é facilmente confundível com os sedimentos da Formação Urucuia.

As únicas estruturas sedimentares observadas nos trabalhos de campo para esta formação foram laminações cruzadas de baixo ângulo e incipientes marcas onduladas.

A espessura da Formação Três Marias, nos locais estudados, não excedeu os 100 m.

A Fm. Três Marias repousa sobre diferentes unidades do Grupo Bambuí, em contatos variados; gradativo e transicional quando o contato é com Fm. Serra da Saudade, no extremo sul da área, e erosivo e discordante no caso do contato com os calcários da Serra do Jaíba. Neste último local observou-se a existência de delgados conglomerados polimíticos, de matriz arcossiana silicificada e fragmentos de calcário (0,5 m) que, na serra do Gorutuba, podem atingir até 15 metros de espessura (Costa, 1978).

O estudo desta unidade permite a interpretação de que a Formação Três Marias depositou-se em um contexto de borda de bacia, com espessuras aumentando para SW, diferentemente das unidades inferiores, como as Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, que mostram espessamento para leste. Pode-se concluir, portanto, que os depocentros locais das formações inferiores e médias do Grupo Bambuí é diferente dos depocentros da Fm. Três Marias.

Além disto, a diferença faciológica entre a parte SW da área, onde o predomínio litológico é de arenitos finos e siltitos e na região da Jaíba (a leste), com abundância de arcósios grossos, e um nível conglomerático basal, faz com que se acredite na possível existência de uma discordância entre as formações inferiores e a Fm. Três Marias na área de pesquisa.

O início da deposição da Fm. Três Marias marca uma grande mudança nas condições reinantes durante a sedimentação do Subgrupo Paraopeba. A sedimentação desta unidade teria tido início após a deposição da Fm. Serra da Saudade, quando uma lenta e suave regressão, já iniciada quando da deposição da Formação Jaíba, leva à deposição de uma unidade detrítica (Fm. Três Marias) em ambiente litorâneo, e evoluindo para o topo da sucessão, a ambiente continental (flúvio-deltaico) como indicam as estratificações cruzadas, acanaladas e sigmoidais reconhecidas por Chiavegatto (2003), nos arenitos e arcóseos da Serra do Jaíba.

A presença marcante de feldspatos inalterados em rochas dessa unidade sugere uma rápida sedimentação, além de evidenciar uma área-fonte composta por granodioritos e tonalitos, possivelmente relacionados a rochas da serra do Espinhaço, conforme sugere a descrição petrográfica.



FIGURA 4.7 - Contato entre os siltitos da Formação Serra da Saudade (cinza) e os arenitos da Formação Três Marias (vermelho). Proximidades de Campo Azul-MG.

4.2.3 Grupo Urucuia

Sob a denominação Grupo Urucuia (Barbosa, 1965) foi englobado, neste trabalho, todos os sedimentos cretáceos que ocorrem dentro dos limites da área, inclusive os delgados conglomerados e siltitos da seqüência basal, que, em alguns mapeamentos anteriores foram relacionados como pertencentes ao Grupo Areado (Ladeira e Brito, 1968). No entanto, não foram observadas no campo diferenças significativas que justificassem tal separação.

Discordante com as formações inferiores, podendo assentar-se sobre quaisquer delas, inclusive o embasamento cristalino, o Grupo Urucuia é constituído predominantemente por arenitos quartzosos, avermelhados e brancos, de granulação fina a média, com grãos arredondados, bem selecionados e matriz argilosa escassa. Estes arenitos se apresentam freqüentemente compactos, muito silicificados, exibindo fratura conchoidal quando percutidos. Em alguns locais, na base da unidade, observou-se a existência de argilitos, siltitos e finos conglomerados monomíticos.

Microscopicamente os arenitos Urucuia são constituídos por grãos de quartzo, imersos numa matriz de calcedônia impregnada de óxidos de ferro. A granulometria é razoavelmente uniforme, estando a maioria dos grãos compreendida entre silte e areia fina, sendo que o quartzo exhibe, às vezes, extinção ondulante. Como minerais acessórios aparecem zirconita e turmalina subarredondadas, palhetas de muscovita e grãos de hidróxido de ferro (Projeto Montalvânia, 1978).

O Grupo Urucuia ocorre em extensa área, concentrando-se principalmente nos chapadões (600 – 800 m) a oeste do rio São Francisco. Salienta-se nesta área a serra da Mescla e os

chapadões das cabeceiras dos córregos Catolé e Borrachudo, que mostram espessuras de até 80 m. Do sopé das escarpas dos chapadões até alguns quilômetros do rio São Francisco uma vasta área é constituída por areias residuais provenientes da desagregação do Grupo Urucuia, mas que, tanto nas lombadas, como nos vales, ainda se apresenta em forma de afloramentos de arenitos duros. Mais a oeste, na região da serra das Araras, informações obtidas a partir de poços tubulares evidenciaram espessuras que chegam a atingir os 250 metros.

Já do outro lado do rio, o Grupo Urucuia constitui uma faixa de mais de 50 Km de comprimento, desde São João da Ponte, que se acunha para o norte até desaparecer no extremo setentrional da serra do Sabonetal. A espessura máxima constatada nesta região foi 170 m. na Fazenda Santo Antônio da Boa Vista (Metamig, 1978).

As litologias, texturas, estruturas sedimentares e o estudo faciológico efetuado por Campos e Dardenne (1997b) permitiram relacionar a sedimentação do Grupo Urucuia a um sistema eólico-fluvial. Algumas das evidências que confirmam este ambiente deposicional são; disposição dos arenitos em estratos cruzados tabulares e acanalados, presença de conglomerados, grãos sub-esféricos, ótimo selecionamento e escassa matriz argilosa, típico de retrabalhamento eólico.

4.2.4 Coberturas terciário-quadernárias

As coberturas cenozóicas são unidades com uma grande distribuição na área, resultado dos intensos processos erosivos que afetaram às formações estudadas anteriormente. Apresentam-se geralmente inconsolidadas, com espessuras variáveis e podem ser classificadas como coberturas aluvionares, coluvionares e eluvionares.

Coberturas aluvionares: distribuem-se em faixas de até 15 Kms de largura ao longo dos rios São Francisco, Verde Grande e seus principais tributários. São caracterizadas por depósitos resultantes do retrabalhamento fluvial recente de materiais detríticos diversos. Sua espessura é muito variável, nunca menor que 20 metros, podendo alcançar até 40 metros na estrada que segue de Pedras Maria da Cruz para Lontra. Estas coberturas constituem-se, de maneira geral, areias brancas, amareladas, com grãos angulosos a arredondados, leitos conglomeráticos, argilas e raras concreções calcárias. Em alguns locais, nas barrancas do rio São Francisco, exibem estratificações cruzadas e acamamento gradacional.

Coberturas coluvionares: são resultantes de pequenos retrabalhamentos das unidades fanerozóicas e da regressão de formas de relevo tabular elevado (mesetas, tabuleiros, etc). São constituídas por areias vermelhas ou esbranquiçadas, onde a fração argilosa normalmente alcança até cerca de 30% (Campos & Dardenne, 1997b).

Coberturas eluvionares: correspondem às areias e argilas inconsolidadas, que se desenvolvem a partir da decomposição dos materiais rochosos subjacentes. No caso das areias provenientes da Formação Urucuia, estes materiais são representados por depósitos *in situ* ou pouco retrabalhados, que atingem espessuras da ordem de 20 a 30 m. Se distribuem nas extensas chapadas da área e freqüentemente apresentam forte lateritização. No caso dos depósitos eluvionares gerados a partir da decomposição dos calcários e pelitos do Grupo Bambuí, são constituídos predominantemente argilas avermelhadas, com espessuras pequenas, da ordem de poucos metros. Geralmente, estes depósitos acontecem associados a áreas de intensa carstificação.

Paleocanais

Em trabalho de campo constatou-se a existência, a norte da vila de São João das Missões, de conglomerados polimíticos, mal selecionados, de matriz arenosa avermelhada, constituídos por seixos de arenito, gnaisses, calcários rosado, calcário preto, dolomito sublitográfico e siltito, apresentando um grau razoável de retrabalhamento. A morfologia em leque deste corpo conglomerático levou a interpretar esses depósitos como um paleo-canal, associado a uma sedimentação fluvial em regime de fluxo alto. A área fonte dos materiais que compõem o conglomerado estaria para oeste, na região de Bonito, onde acontece a larga zona de contato do embasamento com os calcários do Grupo Bambuí.

Um outro corpo similar foi descrito por Metamig (1978), a sul da Fazenda Santo Antônio, entre Riacho da Cruz e o lugarejo de Levinópolis, apresentado como única diferença com o anterior, que este dispõe-se segundo uma morfologia alongada, e não em leque.

A presença de seixos de arenito da Formação Urucuia, assim como o fato do conglomerado ocorrer seccionando esses mesmos arenitos, levam a pensar numa idade pós-cretácea para estes depósitos.

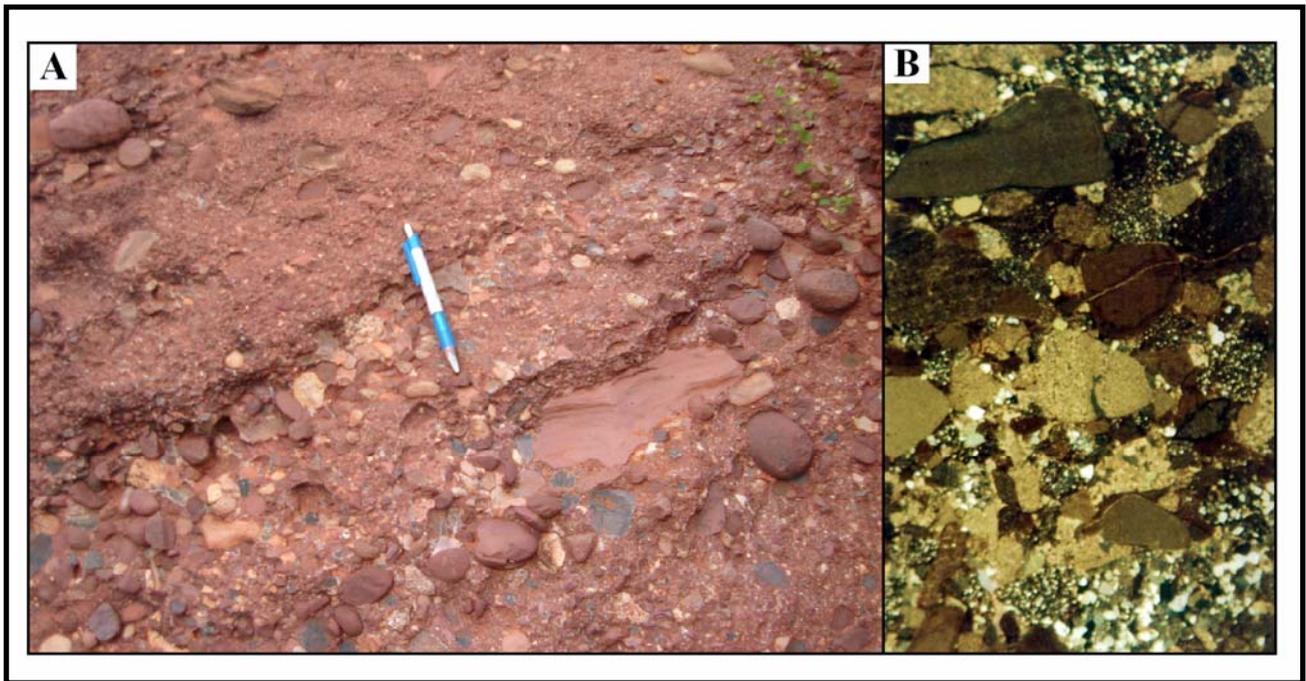


FIGURA 4.8 – (A) Aspecto do conglomerado polimítico correspondente a um paleocanal das coberturas terciárias. São João das Missões-MG. Ponto 146 (ANEXO 2). (B) Fotomicrografia do conglomerado mostrando clastos de arenito quartzoso, calcário micrítico, calcário esparítico, gnaiss e grãos de quartzo, feldspatos e micas. Aumento 6X

5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1 Estruturação do embasamento

A exceção do limite leste da área de estudo, onde as rochas mostram uma leve influência tectônica da faixa Araçuaí, a área está localizada numa porção estável do Cráton do São Francisco (CSF). Segundo a sub-divisão de Alkmim e Martins-Neto (2001) a área corresponde ao compartimento estrutural central do CSF, não afetado pelos dobramentos brasileiros que a contornam (FIG. 5.1).

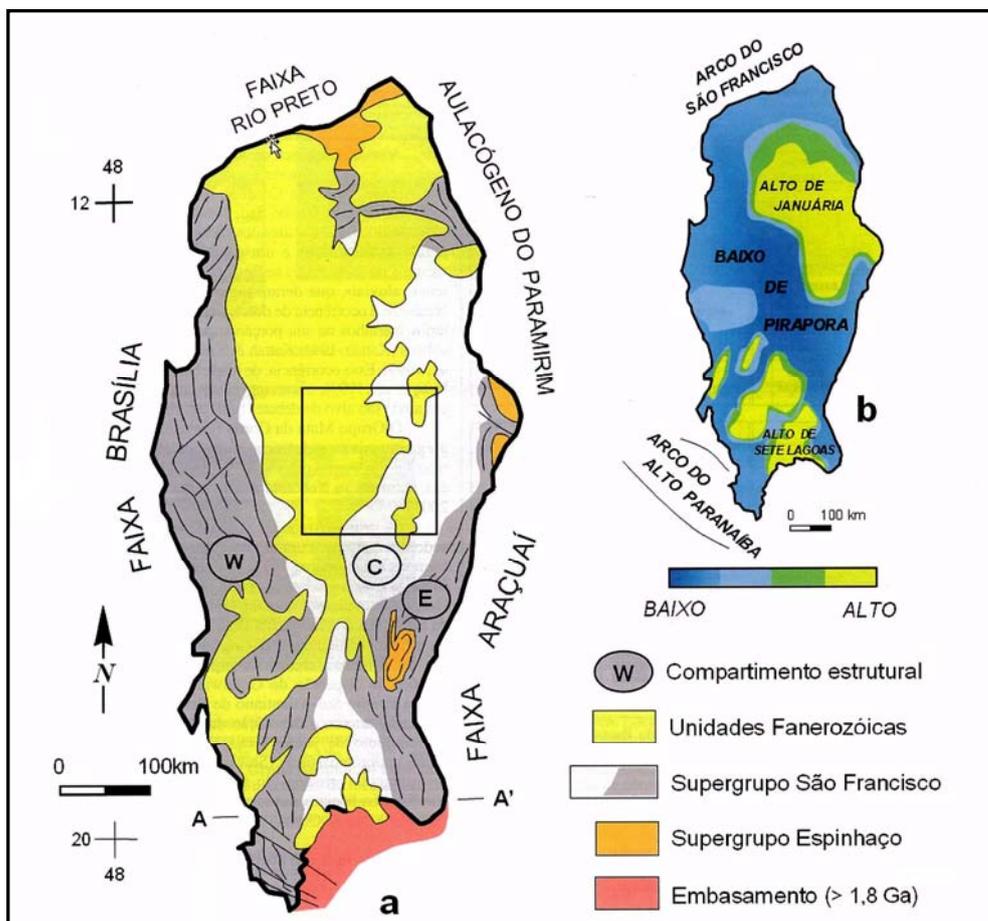


FIGURA 5.1 - Mapa Geológico simplificado da Bacia do São Francisco, enfatizando a distribuição das grandes unidades de preenchimento e principais feições estruturais. B) Mapa esquemático das principais feições estruturais do embasamento da bacia (adaptado de Alkmim & Martins-Neto, 2001. *In*: Alkmim, 2004). O retângulo indica o perímetro aproximado da área de estudo.

A estrutura regional da área de estudo está regida fundamentalmente pela disposição do complexo cristalino. Este apresenta suas partes mais elevadas no distrito de Bonito (45 Km a noroeste de Januária), onde aparece aflorante em altitudes próximas aos 600 metros.

Este embasamento, durante o Neoproterozóico, foi afetado por estruturas tectônicas do tipo "horst" e "graben" determinados por falhas de direções EW e N40°-50°W (Costa, 1978; Beurlen 1973). Por sua vez, diques de rochas básicas e ultrabásicas, encaixados em fraturas regionais de direção N40°-50°W, cortaram o complexo cristalino (Paulsen *et al.*, 1974).

As isoanomalias magnéticas produzidas pelos diques, apresentam-se truncadas à altura do curso do rio São Francisco (Luz, 1975). A partir deste truncamento, as estruturas do embasamento delineadas na carta de isoanomalias, mostram direção NS. O truncamento e variação nas direções poderiam ser explicados por uma possível falha de direção NNE (paralela ao atual curso do rio São Francisco).

Com anterioridade, Robertson (1963), Cassedane (1972), Lopes (1979) já tinham sugerido que a direção geral NE-SW do rio São Francisco, entre as localidades de São Francisco e Januária, não é meramente ocasional e, sim, que o rio é controlado por um plano de falha com deslocamento vertical naquela mesma direção. Para estes autores trata-se de uma falha inferida (mascarada pelas extensas coberturas da planície aluvial), provavelmente de gravidade e responsável pela falta de correspondência entre a sucessão litológica verificada na formação da margem esquerda (Fm. Sete Lagoas) e a sucessão da margem direita (Fm. Serra de Santa Helena, Fm. Lagoa do Jacaré, e mais para leste, Fm. Serra da Saudade e Fm. Três Marias).

Foram observados elementos que parecem indicar a existência de uma notável subsidência diferencial, através de falhamentos, provavelmente normais, provocando um afundamento progressivo do embasamento cristalino durante o começo da sedimentação do Grupo Bambuí.

Uma das principais evidências nas que se baseia esta hipótese é o fato da espessura da Formação Sete Lagoas aumentar progressivamente à medida que afasta-se do alto do embasamento (Alto de Januária), em todas as direções, chegando a atingir, nas regiões de Lontra (a SE) e Montalvânia (a NE) mais de 300 metros, e até cerca de 500 m, no ultimo local (FIG. 4.2).

Esta diferença de espessura, unido ao fato de serem correlacionáveis as fácies da Formação Sete Lagoas na região de Januária – Itacarambi (analisadas por Nobre-Lopes, 2002), onde são aflorantes, com as testemunhadas nos furos da CPRM (analisadas por Abreu-Lima, 1997), levam a pensar que a sedimentação da Formação Sete Lagoas deu-se concomitantemente a uma notável subsidência do embasamento, que provocou o afundamento do substrato, onde a Fm. Sete Lagoas estava-se depositando.

A partir dos dados do mapeamento geológico do norte de Minas Gerais (ANEXO 1) foi possível estabelecer seções geológicas regionais. Uma seção E-W é apresentada na figura 5.2. Observa-se um forte espessamento da Fm. Sete Lagoas para leste, em função de um depocentro local.

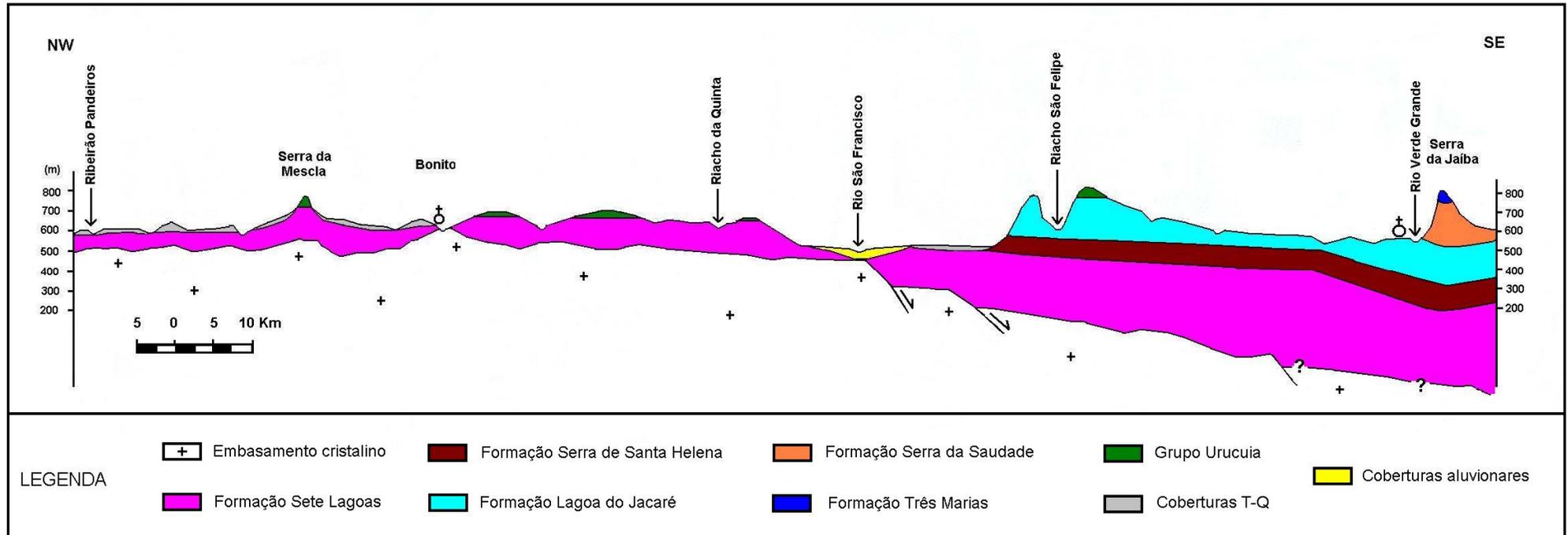


FIGURA 5.2 - Perfil esquemático NW-SE da área de estudo, entre a região de Bonito e a Serra do Jaíba (localização no Anexo 1: Mapa Geológico). Observar o espessamento, para leste, da Fm. Sete Lagoas, coincidindo com o afundamento do embasamento. Observe-se também a estrutura sinclinal, na serra do Jaíba, responsável pela preservação das formações superiores do Grupo Bambuí (Fm. Serra da Saudade e Fm Três Marias) na região.

Já para Metamig (1978), o complexo cristalino atuou, durante a sedimentação, como um alto estrutural e paleo-alto que condicionou de forma marcante os ambientes deposicionais, de maneira que as rochas do Grupo Bambuí afloram de forma elipsoidal em torno deste complexo. Estes autores, observando a distribuição das rochas sedimentares, perceberam que ao afastar-se da região de Bonito, em qualquer direção (salvo a oeste), subia-se continuamente na estratigrafia, sem a equivalente elevação no relevo. Este fato foi interpretado como resultado da deposição dos sedimentos Bambuí sobre uma morfologia dômica previa do embasamento.

No entanto, a marcante horizontalidade do Grupo Bambuí na região, a não observação de geometrias tipo *onlap*, a variação na espessura da Formação Sete Lagoas e os dados geofísicos, magnetométricos e fotointerpretativos consultados não parecem concordar com a hipótese defendida por Metamig (1978).

Rabelo & Santos (1979), baseados no levantamento geofísico do Convênio Brasil-Alemanha (Luz, 1975), elaboraram o esboço estrutural do embasamento (FIG. 5.3) da área norte de Minas Gerais, traçando, hipoteticamente, as linhas de mesma profundidade, em relação ao nível do mar, do topo do embasamento. Assim mesmo, interpretaram os alinhamentos magnéticos do levantamento geofísico como falhamentos e as anomalias magnéticas pontuais, como corpos com profundidade determinada.

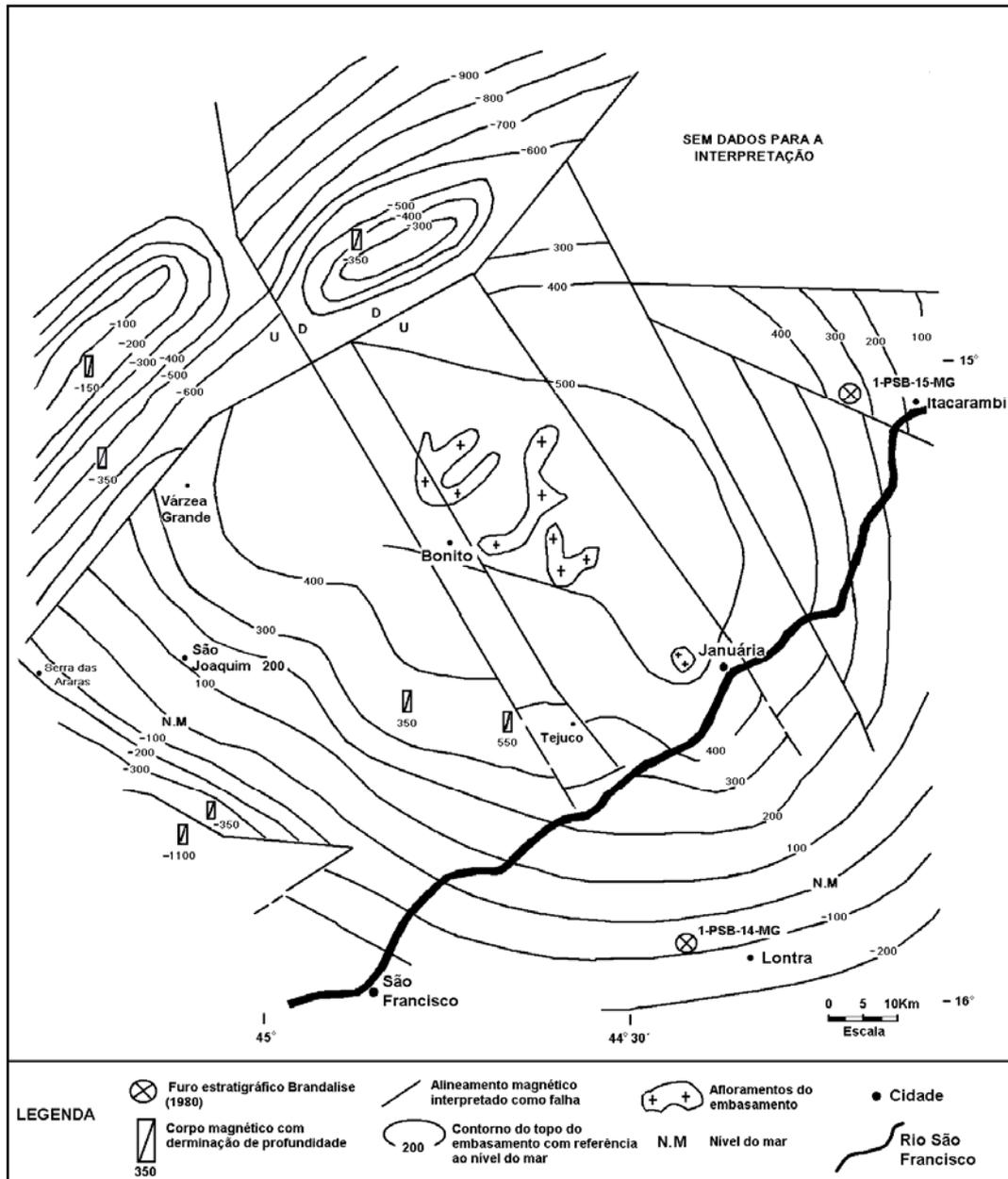


FIGURA 5.3 - Esboço estrutural com contorno hipotético do topo do embasamento na região de Januária (Modificado de Rabelo & Santos, 1979)

5.2 Estruturação do Grupo Bambuí

De maneira geral, as rochas do Grupo Bambuí, na área, mostram uma marcante horizontalidade, sem grandes evidências de tectonismo. No entanto, localmente, estas camadas aparecem afetadas, por falhas normais de pequeno rejeito, provocando, localmente, *horsts* estreitos, com direções NW-SE, e amplos dobramentos cuja origem pode ser devida a mergulhos primários de superfícies de sedimentação, acomodações, ou resultado de movimentos tectônicos.

Com base nas feições estruturais observadas na área, pode-se distinguir quatro regiões com um comportamento tectônico diferenciado (FIG.5.4); 1) região Januária – Itacarambi - Montalvânia, 2) região da margem direita do rio São Francisco, 3) região Campo Azul - São Francisco e 4) região da Jaíba.

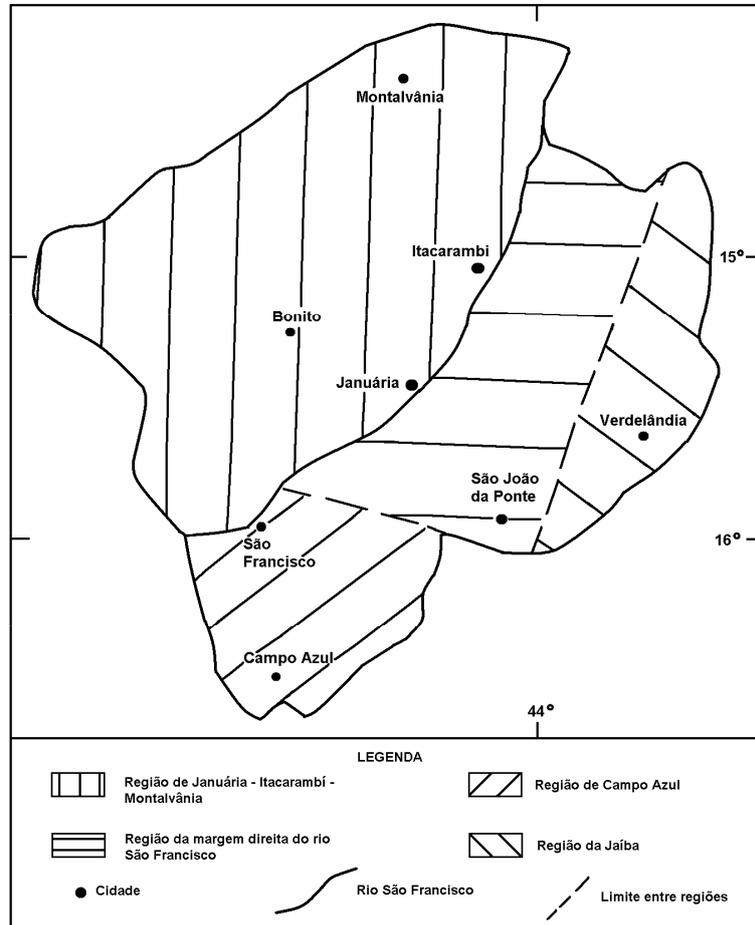


FIGURA 5.4 – Desenho esquemático das quatro regiões estruturais definidas para a área de estudo.

5.2.1 Região 1: Januária – Itacarambi - Montalvânia

A região representa uma extensa faixa de serras, contínuas por mais de 200 Km, ao longo da margem esquerda do rio São Francisco, constituídas pelos calcários e pelitos das formações basais e medianas do Grupo Bambuí. A estrutura geral observada para esta região é sub-horizontal, evidenciando um escasso tectônismo, se bem que, quebrando essa horizontalidade, ocorrem falhamentos normais como os *horsts*-anticlinais de Montalvânia e Itacarambi, que representam as estruturas tectônicas mais destacáveis de toda a região.

De sul para o norte a complexidade estrutural vai aumentando. Assim, na região de Januária os dados de fotoanálise e mesmo os dados geofísicos evidenciaram, para as grandes estruturas, um constante paralelismo com direção perpendicular à do rio São Francisco (NW-SE).

Em Itacarambi suas geoestruturas parecem mais complicadas, merecendo destaque o sistema de falhas, ali muito bem caracterizado (DNPM, 1958).

Os horst-anticlinais de Montalvânia e Itacarambi

Estas duas estruturas, geradas por falhamentos normais, paralelos aos eixos de dobramento, com orientação NW-SE, representam linhas de fraqueza ao longo das quais se produziu o soerguimento do embasamento. O estreito relacionamento entre os sistemas de falha (*horst*) e o dobramento (anticlinal) permite uma denominação mais correta de *horst-anticlinal* para estas duas feições estruturais.

O *horst-anticlinal* de Itacarambi, localizado a oeste da localidade homônima, apresenta o traço axial na direção N45°W e caimento de 10° no mesmo sentido (FIG. 5.5). O flanco nordeste tem direção aproximada de N65°W e mergulho geral de 20° para NE. O outro flanco tem direção N15°W e as camadas mergulham suavemente para W-SW e torna-se rapidamente horizontal (Brandalise *et al.* 1980).

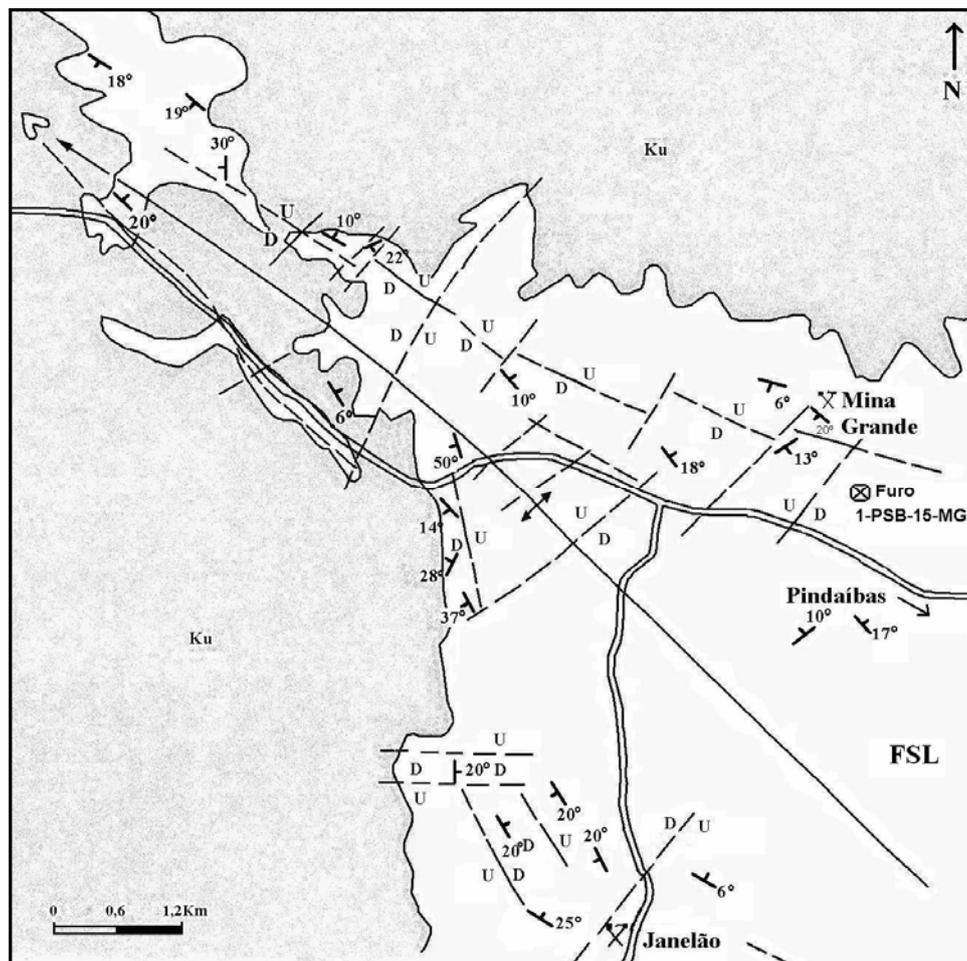


FIGURA 5.5 - Esquema estrutural da área de Itacarambi-Mina - Grande. Ku: arenitos Urucua. FSL (em branco): Fm. Sete Lagoas (adaptado de Brandalise *et al.*, 1980).

No fechamento do anticlinal ocorrem siltitos, pertencentes à Formação Serra de Santa Helena, com potentes lentes de calcário preto. Estes pelitos, devido ao fato de serem bastante plásticos, encontram-se dobrados refletindo melhor os esforços localizados que determinaram a suave dobra e que não foram suficientes para afetar os competentes calcários e dolomitos.

Os flancos estão intimamente relacionados a longos falhamentos longitudinais, do tipo normal, com rejeitos que atingem no máximo 50 m. Este sistema de extensas falhas é seccionado por outro transversal de menor extensão resultando na maior parte das vezes em mosaico de blocos deslocados (Brandalise *et al*, 1980).

No caso do *horst*-anticlinal de Montalvânia, a estrutura é restrita a uma faixa de 4 Km de largura, correspondente aos calcários e dolomitos da Fm. Sete Lagoas, com traço axial igualmente segundo a direção NW-SE (FIG. 5.6). O flanco nordeste exhibe mergulhos de 10° a 30° com caimento para NE e o flanco sudoeste apresenta mergulhos de 5° a 10°, em média, com caimento para SW (Beurlen, 1973). Neste último flanco o *horst*-anticlinal é truncado por um sistema de falhas longitudinais. Este sistema de falhas corresponde com o alinhamento de morrotes silicificados paralelos à estrada Montalvânia – Monte Rei. Em poucas centenas de metros, a sudoeste do sistema de falhas, o mergulho geral das camadas se torna sub-horizontal. No flanco NE, a passagem dos mergulhos mais intensos para mergulhos médios é gradativa (Beurlen, 1973), indicando que a estrutura é assimétrica.

Como as zonas de falha tanto a NE como a SW foram intensamente silicificadas, não é possível examinar o plano de falha e o movimento relativo. No entanto, de acordo com as observações estratigráficas realizadas por Beurlen (1973), confirmadas posteriormente por Metamig (1978), foi estimado, em alguns pontos, falhamentos normais com rejeitos de até 200 m.

Os movimentos relativos são congruentes com o dobramento, ou seja, os blocos NE no flanco NE da estrutura desceram em relação aos blocos SW, enquanto que no lado SW os blocos a SW desceram em relação aos do NE. Assim supõe-se que tanto falhamentos como dobramentos pertencem a uma mesma fase de deformação tectônica, caracterizando-se a denominação *horst*-anticlinal.

A semelhança do *horst*-anticlinal de Itacarambi, esta estrutura de Montalvânia supostamente está relacionada a um paleo-relevo elevado ("*haute fond*" segundo Cassedanne, 1972) formado durante a sedimentação das unidades basal e mediana do Grupo Bambuí (Fm. Sete Lagoas, Fm. Serra de Santa Helena e Fm. Lagoa de Jacaré). Beurlen (1973), na sua tese de doutoramento, sustenta esta hipótese, entre outras, com base nas seguintes evidências:

- a Fm. Serra de Santa Helena apresenta uma espessura de 80 m no flanco NE do *horst*-anticlinal; esta espessura aumenta gradativamente para NE até 140 m, e a SW do *horst*-anticlinal até, no mínimo 200 m;

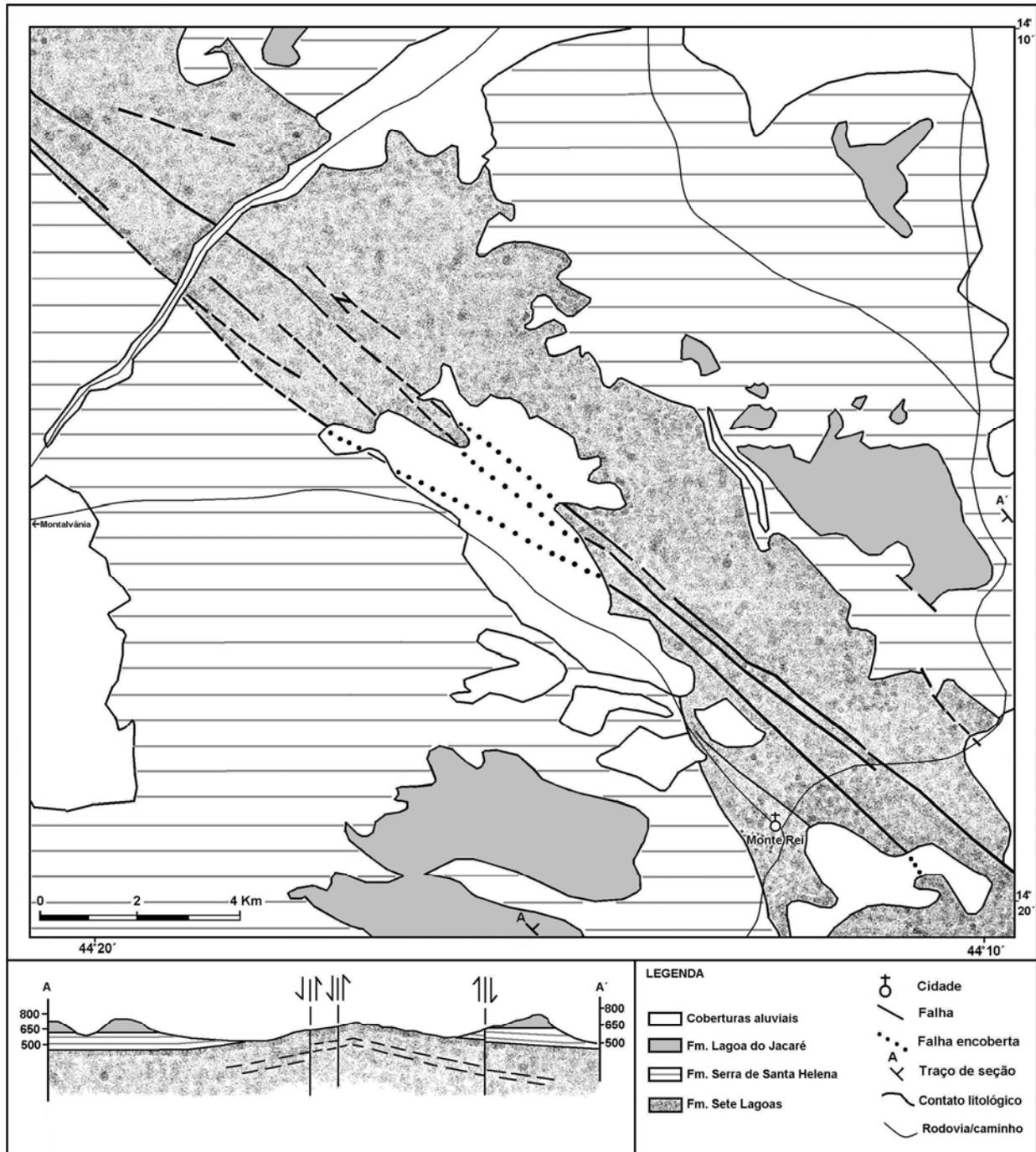


FIGURA 5.6 - Mapa geológico e perfil esquemático da região da Serra do Parrela (Montalvânia), com destaque da estrutura do *horst*-anticlinal (*adaptado* de Beurlen, 1973).

- a proporção de clásticos finos terrígenos da seqüência média também aumenta com a distancia do *horst*-anticlinal e às custas do teor de carbonatos;

- na Fm. Sete Lagoas freqüentemente se observam brechas tectônicas sinsedimentares e mesmo pequenos falhamentos sinsedimentares, cobertos por camadas não perturbadas.

Além das anteriores evidências, Beurlen (*op. cit.*) destaca a existência de estratificações cruzadas em oosparitos que indicam uma vergência dirigida sempre para fora do anticlinal. No

entanto, este último argumento tem que ser considerado com ressalvas já que numa área afetada por tectonismo, a medição das estratificações cruzadas carece de confiabilidade.

Cabe destacar, no entanto, algumas considerações que podem contrariar o caráter sin-sedimentar destas estruturas. Primeiramente, se os blocos tivessem descido, as camadas do bloco baixo mergulhariam em direção à falha, e não para fora dela como indicam os mergulhos centrífugos observados por Beurlen (1973). Da mesma forma, no caso de ser a falha normal, a espessura da pilha sedimentar deveria aumentar em direção a falha e não para fora dela como foi se apresenta no campo. Assim que, em espera de estudos mais apurados, deixa-se em aberto as duas possibilidades para estas estruturas; tanto a da origem sin-sedimentar quanto a relacionada a processos de erosão diferencial causada por um evento pós-deposicional.

Falha de São João das Missões

Além das anteriores, existe uma estrutura tectônica de importância na região. Trata-se de uma falha normal de direção aproximada EW (São João das Missões-Vila de Sumaré), encoberta na sua maior parte pelos arenitos cretáceos, que coloca em contato lateral a Formação Sete Lagoas com os pelitos e calcários das formações Serra de Santa Helena e Lagoa de Jacaré. O rejeito desta falha é estimado em, aproximadamente, a espessura da Fm. Sete Lagoas no local, ou seja, por volta de 250 m.

5.2.2 Região 2: Margem direita do rio São Francisco

Esta região é limitada a leste e oeste pelos rios Verde Grande e São Francisco, respectivamente. A exceção das serras de São Felipe (Varzelândia), Serra Azul e do Sabonetal, a área apresenta-se, na sua maior parte, como tabuleiros planos, constituídos por coberturas detríticas ou mantos de alteração das seqüências Bambuí, de maneira que a localização de afloramentos rochosos se torna difícil.

Não foram observados falhamentos importantes na região, o que caracteriza um ambiente pouco tectonizado. A única feição estrutural observada regionalmente é uma tendência das rochas calcárias mergulharem muito suavemente para ESE. Através de estudo dos fotolineamentos podem se perceber algumas direções preferenciais, segundo NNE-SSW e NW-SE. As fraturas, ainda que mostrando grande dispersão, apresentam um comportamento preferencial; N-S, NW-SE, e mergulho vertical. A direção de um grande número de fraturas coincide com a direção dos lineamentos discriminados na imagem de satélite. Estes lineamentos, por sua vez, condicionam

vários dos cursos fluviais da região. As dolinas, na maioria das vezes, ocorrem alinhadas segundo estas mesmas direções e estão relacionadas a esses elementos estruturais.

Na serra de Matias Cardoso observou-se um mergulho de 15° na direção WNW, nas camadas de calcário das Fm. Lagoa do Jacaré. Mais para leste, nas serras de Lajedão e Lajeado, evidenciou-se um leve mergulho segundo a direção ESE. Se estes mergulhos foram representativos estruturalmente, e não basculamentos isolados, a estrutura geral provavelmente comporte um anticlinal muito suave, com irregularidades locais e com eixo quase N-S.

Mergulhos mais elevados, registrados em vários locais, são, muito provavelmente, devidos aos efeitos de basculamentos que podem ter ocorrido no calcário, principalmente quando se trata de áreas como esta, em que os processos de dissolução das rochas são acentuados.

5.2.3 Região 3: Campo Azul – São Francisco

Constituindo o limite sul da área de estudo, a região de Campo Azul – São Francisco exibe uma tectônica coerente com as regiões anteriores, se bem que mostra, mais do que em outros locais, um marcado controle estrutural segundo a direção NE-SW (paralela a qual orientam-se os principais cursos fluviais da região), cortada por um outro sistema de lineamentos NW-SE, cuja conjugação com o primeiro produz um característico padrão de drenagem retangular. A sub-horizontalidade marca a norma nas rochas do Grupo Bambuí, ainda que em vários pontos foram verificados suaves mergulhos para SE.

A existência de atividade tectônica fica evidenciada na disposição espacial de algumas das formações estratigráficas que, por falhamento, aparecem em contato lateral. Um exemplo é observado no leito do rio Paracatu, no qual as Formações Lagoa de Jacaré e Três Marias ocorrem em um mesmo nível topográfico.

No entanto, a região mereceria um estudo mais aprofundado do que o tempo e a grande extensão deste trabalho permitiram.

5.2.3 Região 4: Jaíba

A serra do Jaíba, localizada ao longo da margem direita do rio Verde Grande, constitui uma feição morfológica alinhada, por mais de 35 Km, segundo uma direção NE-SW. A estratigrafia da serra tem constituído, até o presente trabalho, motivo de discussões, devido ao fato de estar representada pelas Formações Serra da Saudade e Três Marias, enquanto que, nas serras próximas (São Felipe e Serra Azul), para a mesma cota, o nível estratigráfico é notavelmente inferior.



FIGURA 5.7 - Foliação incipiente nos siltitos da Formação Serra da Santa Helena. Proximidades de São João da Ponte.

Costa (1978) defendeu a hipótese do abaixamento por falhamento de um grande bloco à direita da Serra do Sabonetal, o qual explicaria a configuração estratigráfica na área. Nenhuma evidência importante de falhamento foi registrada, cabe ressaltar.

Em estudos feitos para o presente trabalho, observou-se mergulhos opostos em ambos os flancos da serra. As medidas das camadas indicaram direções de mergulho, em média, de 100/15°, para o flanco W e 300/20°, para o flanco E, o que sugere uma estrutura sinclinal, resultado dos esforços tectônicos oriundos da faixa de dobramento Araçuaí, muito próxima da área. Esta disposição explicaria a preservação, no eixo do sinclinal (coincidente com a atual serra), das formações do topo do Grupo Bambuí, que nas regiões vizinhas foram arrasadas e das quais não restou registro.

A influência brasileira não só se limita, na região, a este sinclinal. Grande parte das rochas pelíticas da Fm. Serra da Saudade, na serra da Jaíba, apresentam uma foliação incipiente (FIG. 5.7) com atitude média de 120/55°.

Assim mesmo, nas vizinhanças de São João da Ponte e noutros pontos da área, foi observada esta mesma xistosidade primária observada, nos pelitos da Fm. Serra de Santa Helena.

Silva (1984) no seu análise morfo-estrutural da região, distingue as seguintes direções principais de fraturamentos decorrentes dos esforços de compressão: fraturas longitudinais (azimutes entre 40° e 50° graus e mais raramente atingindo 60° graus), fraturas diagonais (um sistema de azimute entre 110° – 120° graus e outro 180° – 190° graus) e fraturas transversais (azimutes entre 130° e 140° graus). A distribuição e intensidade desses diversos tipos de fraturas

variam localmente e seriam derivadas, fundamentalmente, das reações das litologias aos esforços tectônicos do ciclo Brasileiro.



FIGURA 5.8 - Xistosidade nos siltitos da Fm. Serra de Santa Helena no vale do rio Verde Grande, mostrando a influência da Faixa Araçuai nas rochas da região leste da área de estudo.

5.3 Estruturação das coberturas fanerozóicas

Entre os seis estágios evolutivos que foram diferenciados por Campos e Dardenne (1997a), desde o Paleozóico até o recente, para as coberturas fanerozóicas da Bacia Sanfranciscana, três influenciaram notavelmente na história tectônica da área de estudo; o estágio tectônico Neopaleozóico-Eomesozóico, o estágio tectônico Eocretáceo e o estágio tectônico Terciário.

O primeiro deles corresponde a uma etapa de relativa estabilização tectônica, marcada por apresentar uma importante fase de movimentação epirogênica após o término da glaciação neopaleozóica. Devido ao re-equilíbrio isostático da remoção da carga das capas de gelo, produziu-se um soerguimento regional de 150 a 200 m, aproximadamente, que explicaria satisfatoriamente a distribuição do embasamento, expondo unidades do Grupo Bambuí gradativamente mais basais, inclusive com a presença de rochas do embasamento granito-gnáissico, na região do Alto de Januária (Campos e Dardenne, 1997a).

O estágio tectônico Eocretáceo coincide com a fase extensiva da abertura do Atlântico Sul. Na porção setentrional da Bacia Sanfranciscana (onde insere-se a área de pesquisa), por ter sido uma região submetida a um campo trativo de menor proporção, ocorreu apenas a reativação de estruturas locais, não ocorrendo o desenvolvimento de uma calha com características tafrogênicas. Neste segmento da bacia, esta fase foi responsável por uma subsidência incipiente de

comportamento flexural, que permitiu a deposição dos depósitos psamíticos do Grupo Urucuia (Karner *et al.*, 1983. *In*: Campos e Dardenne, 1997a).

O estágio tectônico Terciário corresponde à fase de reativação neotectônica registrada por toda a bacia e possui enorme importância, pois ele condicionou grande parte do sistema de drenagem atual. Esta reativação foi resultante de pequena movimentação, principalmente do fraturamento N50°-60°E, bem representado no Grupo Bambuí, sob um campo de tensões compressivo. Neste sistema, as fraturas reativadas correspondem a fraturas de cisalhamento, sendo seu par conjugado (NW) menos desenvolvido, pois esta direção não apresenta um padrão nítido no embasamento (Campos e Dardenne, 1997a).

5.4 Análise dos lineamentos rúpteis

5.4.1 Medidas de fraturas nos afloramentos

Coletou-se, em campanha de campo, um total de 259 medidas de fraturas, nos afloramentos mais expressivos das rochas carbonáticas e pelíticas do Grupo Bambuí, na área de estudo. Para uma melhor compreensão das feições estruturais, dividiu-se a área em dois domínios. O primeiro deles corresponde às regiões 1,2 e 3, sem evidências da influência dos dobramentos da Faixa Araçuaí. O segundo domínio corresponde ao limite leste da área, coincidente com a região 4, no qual foram observados registros da atividade brasileira (dobras e xistosidade).

O estudo das medidas de fraturas limitou-se à análise da orientação, considerando o mergulho como 90°, já que numa grande proporção dessas medidas apresentavam mergulhos próximos à verticalidade, fazendo pouco confiável o sentido de caimento.

As figuras a seguir mostram a orientação das fraturas estudadas na área, mediante diagramas em roseta (FIG. 5.9 e FIG. 5.10) e diagramas de contorno de densidade dos pólos (FIG.11 e FIG. 5.12).

Embora as direções mostrem uma ampla dispersão, observou-se, para os dois domínios, diferenças nas orientações principais das fraturas, sendo a direção WNW a de maior expressão no domínio 1 (regiões 1,2 e 3), enquanto que para o segundo domínio (região 4), a direção preferencial é segundo NE.

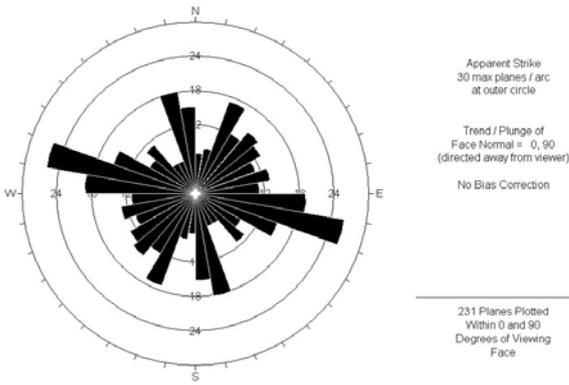


FIGURA 5.9 - Diagrama em roseta das direções de fratura do domínio 1 (regiões 1,2 e 3). n=231.

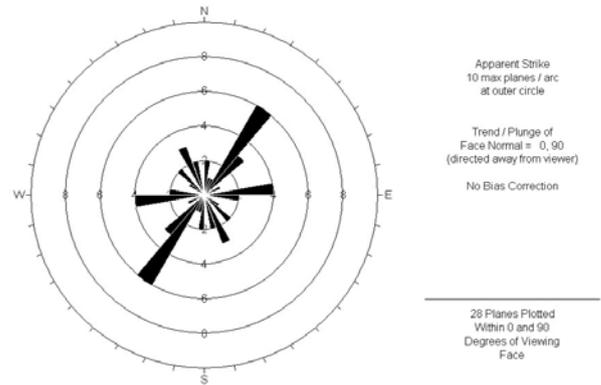


FIGURA 5.10 - Diagrama em roseta das direções de fratura do domínio 2 (região 4). n=28.

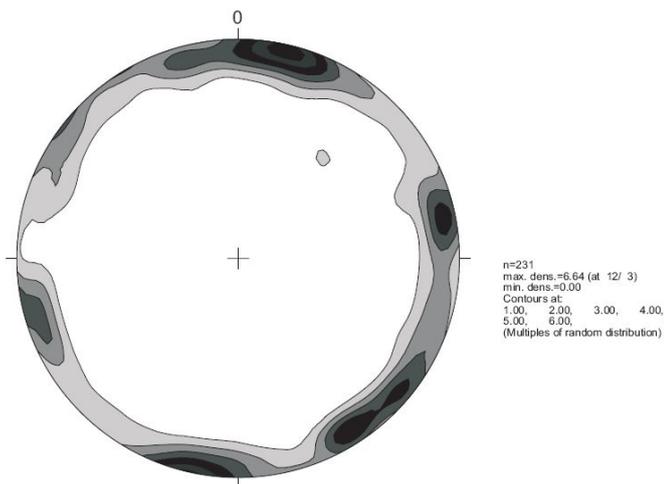


FIGURA 5.11 - Diagrama de contorno da densidade dos pólos das atitudes de mergulho medidas para as fraturas no domínio 1 (regiões 1,2 e 3).

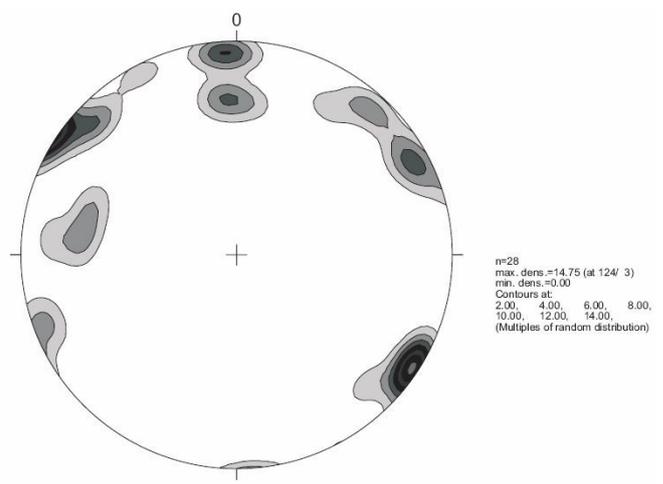


FIGURA 5.12 - Diagrama de contorno da densidade dos pólos das atitudes de mergulho medidas para as fraturas no domínio 2 (região 4).

5.4.2 Análise dos lineamentos em imagem de satélite

A obtenção de um mapa de fotolineamentos da área de estudo (escala 1:500.000), feito a partir de imagem de satélite, objetivou estudar os sistemas de fraturamento e, assim obter subsídios para um melhor entendimento dos eventos de tectônica rúptil que atuaram e condicionaram o desenvolvimento da região, desde os tempos pré-cambrianos.

No presente trabalho, utilizou-se o termo fotolineamento para descrever feições de caráter linear, retilíneas ou levemente curvas, associadas a formas de relevo e/ou drenagem, observadas nas imagens de satélite. O termo fotolineamento é aqui utilizado de forma ampla, não fazendo distinção de tamanho, orientação, grau de estruturação, etc.

O mapa foi confeccionado de forma que fosse a representação mais fiel possível dos padrões, intensidades, distribuições e variações dos sistemas de fraturamento desenvolvidas sobre a área de estudo. A integração dos dados geológicos existentes (bibliográficos e de campo), juntamente com o mapa de fotolineamentos, e o estudo de fraturas, foi a base utilizada para as análises e inferências sobre a geologia estrutural da área.

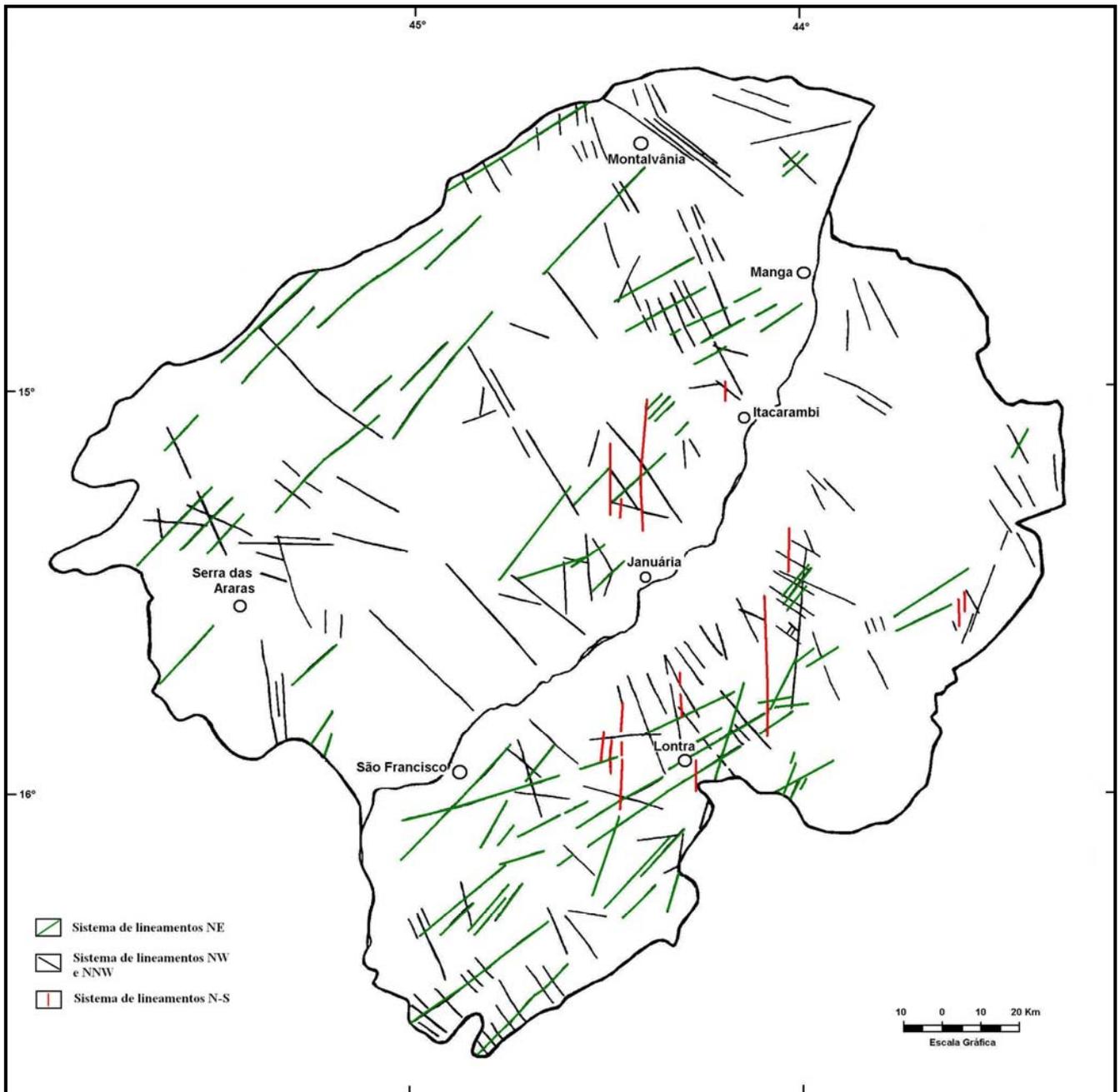


FIGURA 5.13 - Mapa de fotolineamentos da região norte do Estado de Minas Gerais, a partir de corte de imagem Geocover, escala 1:500.000. Bandas espectrais utilizadas: 7,4,2 e 8 do sensor ETM+ do Landsat 7.

A partir do mapa de fotolineamentos e a análise de fraturas foram estabelecidos os principais alinhamentos, os quais foram interpretados e associados aos dados existentes, definindo-se assim quatro (04) sistemas principais de fraturamento, com direções; NE, NNW, NW e NS.

Direção de lineamentos NE

A análise dos fotolineamentos de direção NE ($N60^{\circ}$ - 70° E) encontra-se bem representada na metade sul da área e apresenta uma continuidade elevada. Grande parte do sistema

de drenagem atual parece estar condicionada por esta direção (rios Paracatu, Guaribas, Pacui, etc.). Lesquer *et al.* (1981), baseado em estudos de anomalias gravimétricas, defende que, na área, as principais feições tectônicas são falhas normais, segundo esta direção, com movimentação vertical de blocos.

Uma outra família de fotolineamentos, também NE, mas com valores inferiores à anterior (N40°-50°E), mostra uma significativa concentração na parte noroeste da área, coincidindo com os extensos chapadões areníticos do Grupo Urucuia. Segundo Campos e Dardenne (1997a) estes lineamentos, no caso dos arenitos Urucuia, seriam resultado de pequenas movimentações (fraturas de cisalhamento) no Terciário, sob um campo de tensões compressivo.

O diagrama de distribuição de fraturas na área indica uma densidade importante de valores nesta direção, mais pronunciada no caso da região oriental da área, próxima da Faixa Araçuaí.

Direção de lineamentos NW e NNW

Estas duas direções exibem uma ampla dispersão nos valores (N25°-55°W), achando-se distribuídas homoganeamente por toda a área, e ficando bem expostas na margem esquerda do São Francisco.

A maior parte das estruturas tectônicas de grande porte da área (*horst*-anticlinais de Montalvânia e Itacarambí, falha do Peruaçu, falha do Riacho da Quinta, etc.), se apresentam segundo esta direção, e representariam zonas de fraqueza existentes no embasamento, ativas durante a deposição do Bambuí. Para Campos e Dardenne (1997a) este sistema de fraturas, corresponderia, nas coberturas fanerozóicas da bacia, ao par conjugado dos falhamentos NE, durante reativação tectônica terciária.

As fraturas medidas no campo apresentam uma concentração de valores, muito destacada, coincidente com as direções NW e NNW.

Direção de lineamentos NS

Só observada na região central da área, coincide com os afloramentos das rochas do Grupo Bambuí. Estes fotolineamentos apresentam uma continuidade de dezenas de quilômetros. No diagrama de distribuição das fraturas medidas no campo, esta direção não aparece representada de um modo significativo.

A partir do mapa de lineamentos (FIG. 5.13) da área, realizou-se uma análise estatística, relacionando a frequência de ocorrências com o comprimento dos lineamentos, visando relativizar a importância dos lineamentos mais expressivos.

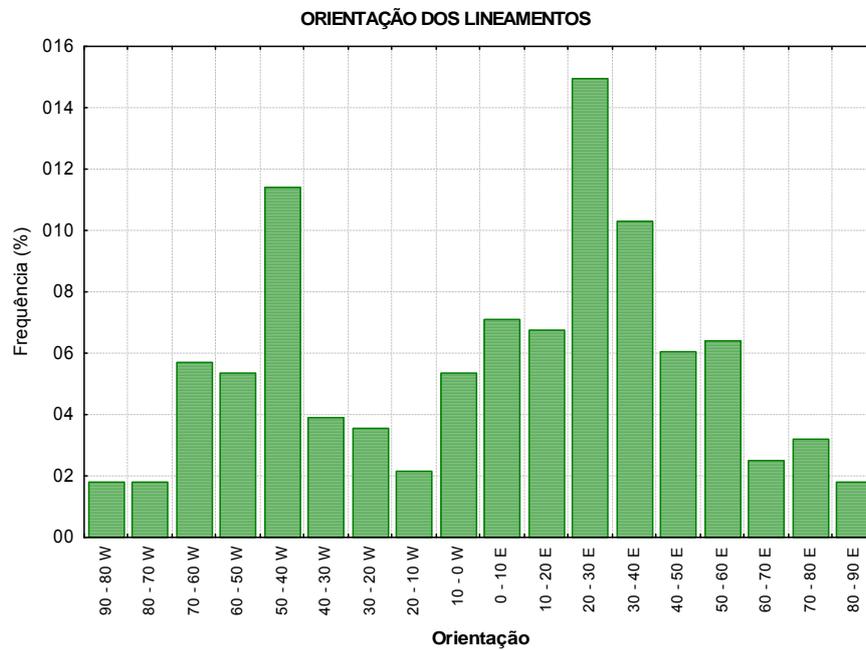


FIGURA 5.14 - Frequência de orientação dos lineamentos

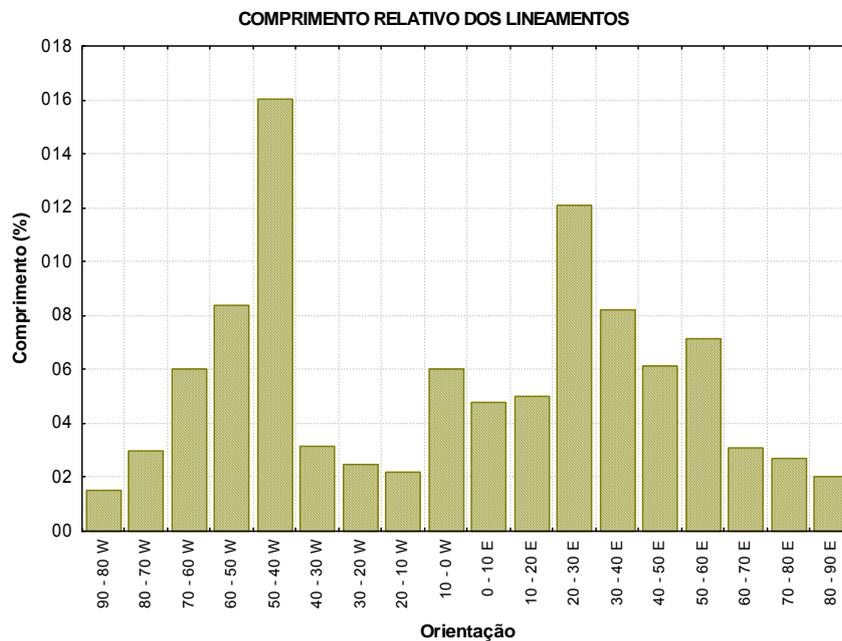


FIGURA 5.15 - Comprimento relativo dos lineamentos

O gráfico que relaciona estes dois parâmetros (FIG. 5.16) evidenciou, para a maioria dos valores, uma boa correlação. De maneira geral aquelas orientações com um número menor de ocorrências também apresentam comprimentos relativos menores. Uma exceção notável a esta correlação é o caso dos lineamentos orientados segundo a direção N40°-50°W e 20°-30°E. É

interessante destacar que, enquanto os valores máximos de ocorrências de lineamentos na área coincidem com a direção NE, o comprimento relativo dos lineamentos possui seu máximo segundo a direção NW.

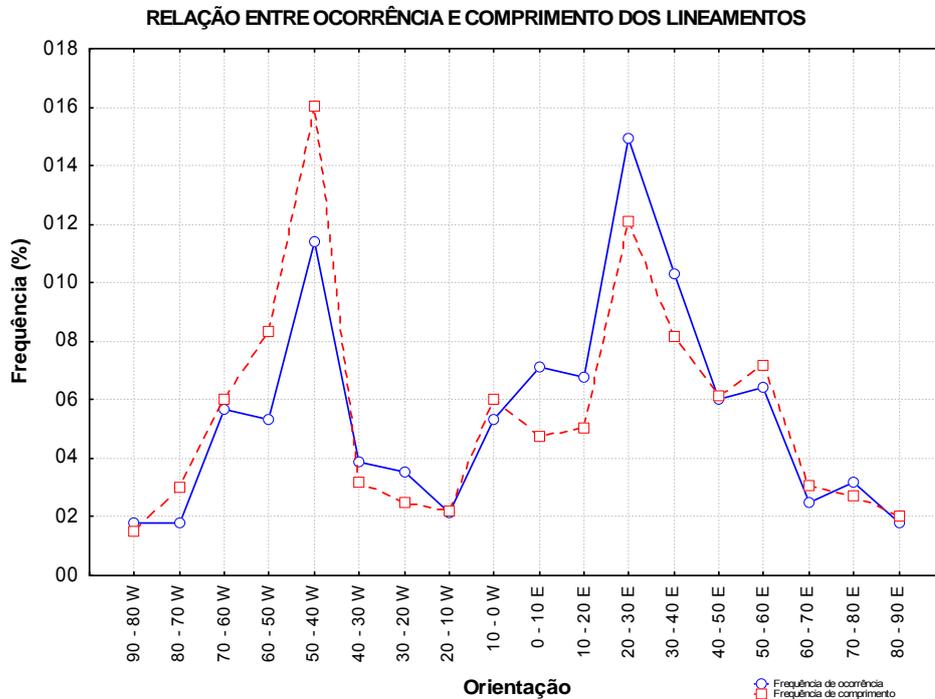


FIGURA 5.16 - Relação entre a ocorrência e o comprimento relativo dos lineamentos reconhecidos na área

5.5 Conclusões

A partir dos dados estruturais reunidos e apresentados neste capítulo, as principais conclusões são as seguintes:

- o embasamento apresenta-se cortado por diques básicos aproveitando fraturas de direção NW, como evidenciado nos estudos geofísicos e magnetométricos;

- durante o Neoproterozóico, coincidindo com o início da deposição dos sedimentos do Grupo Bambuí, estruturas tectônicas do tipo *horst* e *graben*, determinados por falhas normais de direções E-W (falha de São João das Missões), NW (*horst*-anticlinais de Montalvânia e Itacarambi) e NNE (falha de Januária), afetaram as rochas cristalinas do embasamento. Estas estruturas criaram condições paleogeográficas diferenciadas, resultando na variação faciológica e de espessura dos sedimentos do Grupo Bambuí, principalmente para a seqüência basal (Fm. Sete Lagoas). Identificou-se, então, depocentros na bacia Bambuí, relacionados à subsidência diferencial

associada a falhamentos NNE e NW, sendo a margem direita do rio São Francisco a que apresentou uma maior subsidência;

- identificou-se também, a influência brasileira da Faixa de Dobramentos Araçuaí, na região sudeste da área pesquisada, na forma de dobramentos abertos com eixos NNE (sinclinal da serra da Jaíba) e uma xistosidade incipiente nos pelitos da região;

- a abertura do Atlântico Sul, no Cretáceo-Terciário, produziu uma reativação tectônica, além de fraturamento generalizado, segundo as direções de fraqueza do embasamento (NE e NW), que vem condicionando grande parte do sistema de drenagem até a atualidade;

- a análise das fraturas em afloramentos indicou direções preferenciais WNW-ESSE (domínio 1) e NE-SW (domínio 2) e lineamentos identificados em imagens de satélite mostraram direções NE, NNW, NW e N-S . Estes dados obtidos no presente trabalho são coerentes com as teorias aqui propostas.

6 ESTUDO PETROLÓGICO E PETROGRÁFICO DA FORMAÇÃO LAGOA DO JACARÉ NA REGIÃO DE LONTRA /MG

Para esta pesquisa foram levantados perfis representativos da Formação Lagoa do Jacaré, e construída uma seção estratigráfica composta ao longo da estrada BR-135, na serra do Bom Sucesso, entre as localidades de Pedras Maria da Cruz e Lontra (FIG. 6.5). No total foram descritos em detalhe, amostrados e analisados petrograficamente 140 metros da formação.

A sedimentação da Fm. Lagoa do Jacaré tem início com o primeiro pacote espesso de carbonatos após os pelitos da Formação Serra de Santa Helena como já mencionado no capítulo 4. O contato com a unidade sotoposta é gradativo e transicional.

A sucessão da Fm. Lagoa do Jacaré na região tem início com um espesso pacote de calcarenitos e calcissiltitos neomorfizados, por vezes dolomíticos, bem estratificados, ricos em níveis de brecha intraclástica e localmente silicificados. Estes calcários, à medida que se sobe na estratigrafia, gradam para uma sucessão de calcários impuros, rosados, com grande quantidade de óxidos de ferro e quartzo detrítico. Lentes de siltitos esverdeados ocorrem intercalados nos calcários e se tornam mais possantes em direção ao topo da formação, chegando mesmo a constituir a litologia dominante. Este domínio dos siltitos para a parte superior da seção indica uma mudança nas condições paleoambientais que levaram à sedimentação terrígena da Formação Serra da Saudade.

Cabe salientar que, embora o forte neomorfismo registrado nos calcários tenha mascarado os aloquímicos, em algumas lâminas foi possível observar vestígios de grãos mediante a técnica de Folk (colocação de uma cartolina branca entre a lâmina e o foco de luz). Mesmo assim, o tamanho dos grãos raramente é maior que areia muito fina, evidenciando umas condições de sedimentação de escassa energia. No entanto, a acuracidade do tamanho dos grãos é relativa, considerando-se que apenas vestígios são identificados.

A partir dos dados de campo e a análise petrográfica foram identificadas três litofácies (03) para a Formação Lagoa do Jacaré na região de Lontra, que, da base para o topo, são as seguintes:

1) calcarenitos e calcissiltitos neomorfizados

Esta litofácies é composta por calcários pouco estratificados, ondulados e, por vezes, mostrando estratificações truncadas, por possíveis estruturas *hummocky*. Representa os primeiros 60 metros da unidade. Cabe destacar que, nas proximidades do município de São João da Ponte, para esta litofácies, foram observadas estruturas que sugerem estromatólitos, possivelmente do tipo colunar (FIG. 4.5).

Os calcários são de cor cinza médio a cinza escuro, às vezes laminados. Petrograficamente observa-se que os calcários podem, eventualmente, ser dolomíticos, estão muito neomorfizados (FIG 6.2) e os cristais apresentam cristalinidade variando de fina a média. Microestilólitos em rede ocorrem paralelos à estratificação e contém matéria carbonosa e óxido de ferro associados. Mediante a técnica de Folk evidenciou-se a presença de numerosos vestígios aloquímicos (FIG. 6.2), associados a possíveis pelóides e grãos compostos, tendo, em média, tamanhos compreendidos na fração silte/areia fina a areia média (0,03 a 0,9 mm).

Alguns níveis apresentam intraclastos em matriz lamosa, vênulas de calcita branca e preta e nódulos de chert preto. Interestratificados nos calcários podem ocorrer níveis margosos ou placosos, ricos em terrígenos;

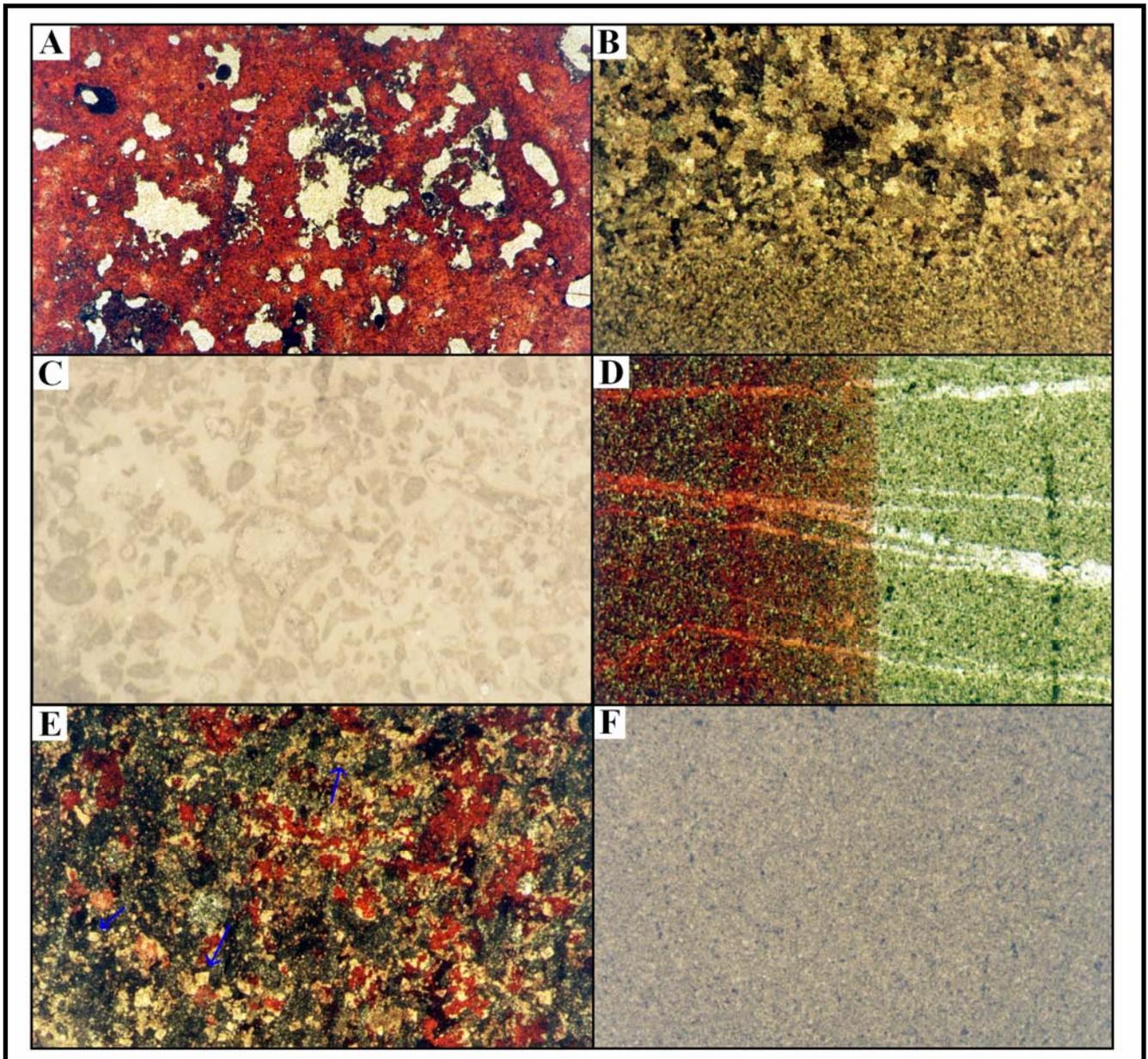


FIGURA 6.1 – Seqüência de fotomicrografias mostrando algumas feições petrográficas da litofácies 1. (A) Calcário neomorfizado, as áreas claras, não tingidas pela alizarina vermelha, representam porosidade do tipo vug. Nicois cruzados (NX). Aumento 15X. Amostra L-1 (B) Mosaico pseudo-esparítico do calcário neomorfizado. Notar a redução do tamanho dos cristais para o topo. NX. Aumento 18X. L-2. (C) Vestígios de grãos, tamanho areia muito fina, no calcarenito intraclástico, observados mediante a técnica de Folk. Nicois paralelos (NP). Aumento 18X. L-4. (D) Calcário dolomítico fino-cristalino, cortado por vênulas de calcita esparítica. NX. Aumento 27X. L-8. (E) Chert dolomitizado. As setas indicam cristais romboédricos de dolomito. NX. Aumento 28X. L-7. (F) Calcário dolomítico neomorfizado. NP. Aumento 25X. L-10.

2) calcários impuros

Esta litofácies representa um pacote de calcários impuros, rosados, em campo mostram um aspecto semelhante às margas. As estruturas observadas foram principalmente laminações cruzadas e deformação por tectonismo. Intercalados ocorrem siltitos cinza esverdeados, por vezes calcíferos e plaqueados, com laminações truncadas e estruturas de carga. Esta litofácies possui uma espessura aproximada de 25 metros. Petrograficamente observa-se que o calcário apresenta-se fortemente neomorfizado (FIG. 6.3), com aspecto sujo e abundância de grãos de quartzo (>10%) na granulação silte, imersos numa matriz argilosa, fortemente oxidada;

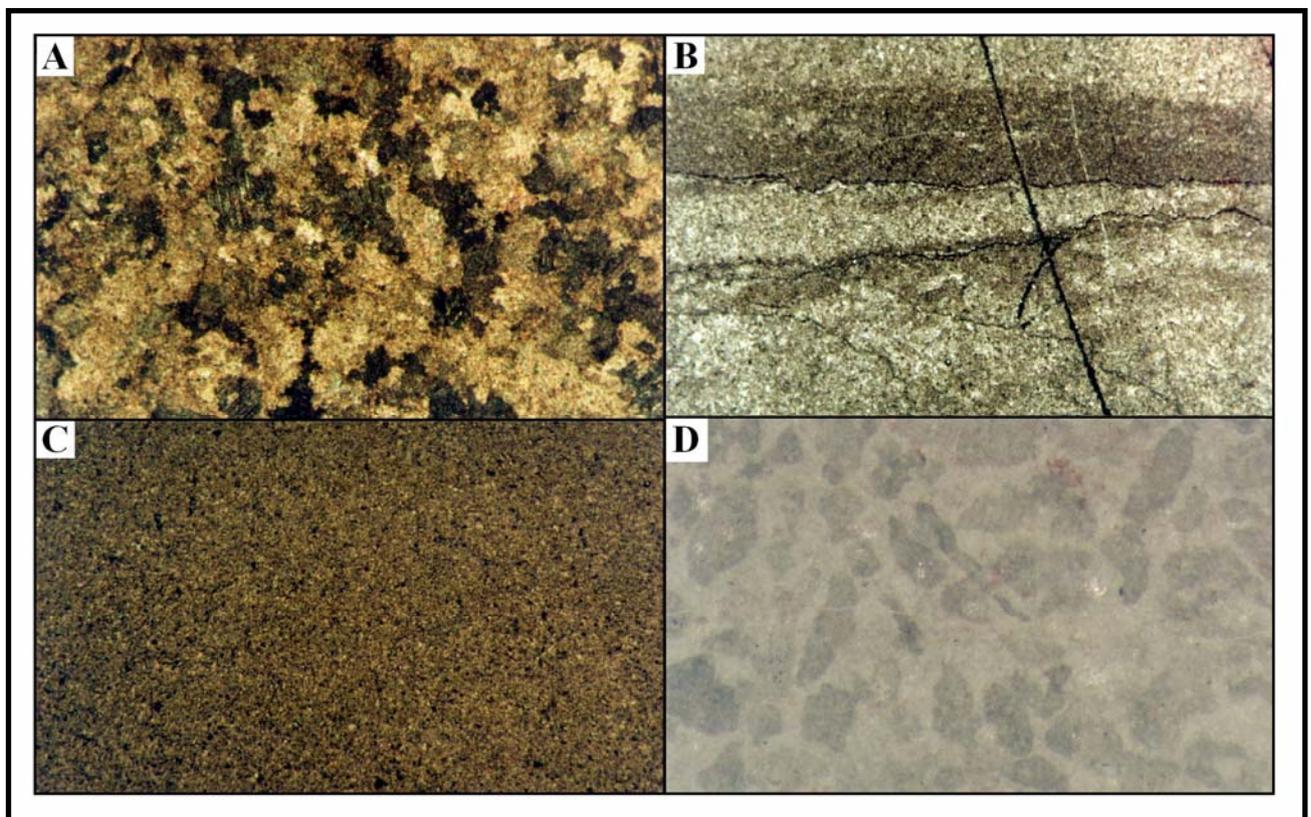


FIGURA 6.2 – Sequência de fotomicrografias mostrando algumas feições petrográficas da litofácies 2. (A) Mosaico pseudo-esparítico microcristalino. Nícleos cruzados (NX). Aumento 20X. Amostra L-19. (B) Estilólitos no calcário neomorfizado. NX. Aumento 8X. L-16. (C) Calcário dolomítico microcristalino neomorfizado. O aspecto sujo é devido à abundância de opacos. NX. Aumento 50X. L-16 (D) Vestígios de grãos, tamanho silte, observados mediante a técnica de Folk, no calcário intraclástico neomorfizado. NX. Aumento 40X. L-10.

3) siltitos e calcissiltitos

Constituindo a litofácies predominante no topo da seção, ocorrem espessos pacotes de siltitos, de cores esverdeadas (amarelos ou avermelhados quando alterados), finamente estratificados, plaqueados quando calcíferos e muito piritosos. Subordinadamente, lentes métricas de calcário, similares aos da litofácies 1, ocorrem intercaladas nos siltitos, embora os vestígios de aloquímicos destes calcários mostrem tamanho menor do que os anteriores. Observa-se ainda níveis centimétricos de arenito quartzoso fino (FIG 6.4), e níveis milimétricos de material carbonoso. Os siltitos são de granulação silte grosso, exibem laminações cruzadas, pequenas dobras de "slumping" e estrias de escorregamento. A espessura desta litofácies é de 50 metros.

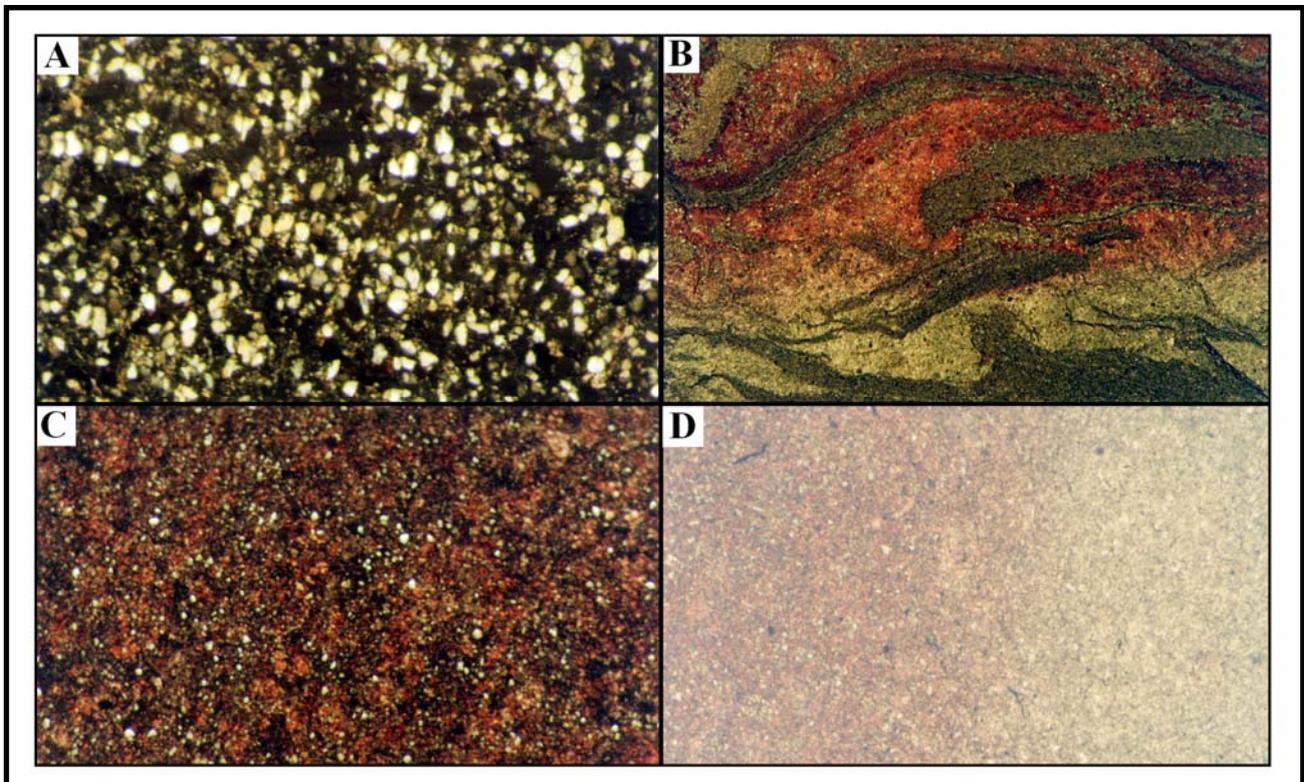


FIGURA 6.3 - Seqüência de fotomicrografias mostrando algumas feições petrográficas da litofácies 3. (A) Arenito fino com grãos de quartzo angulosos a sub-arredondados e boa seleção. Matriz sericítica e cimento carbonático. Abundante porosidade. Nícois cruzados (NX). Aumento 50X. Amostra L-22. (B) Brecha intraclástica exibindo dolomitização seletiva favorecida pela concentração de micro-estilólitos nos intraclastos. Evidências de deformação tectônica. NX. Aumento 10X. L-19. (C) Calcário microcristalino neomorfizado mostrando grande abundância de grãos detríticos de quartzo (>20%). NX. Aumento 35X. L-21. (D) Calcário dolomítico microcristalino neomorfizado. Presença de grãos de quartzo. NX. Aumento 35X. L-20.

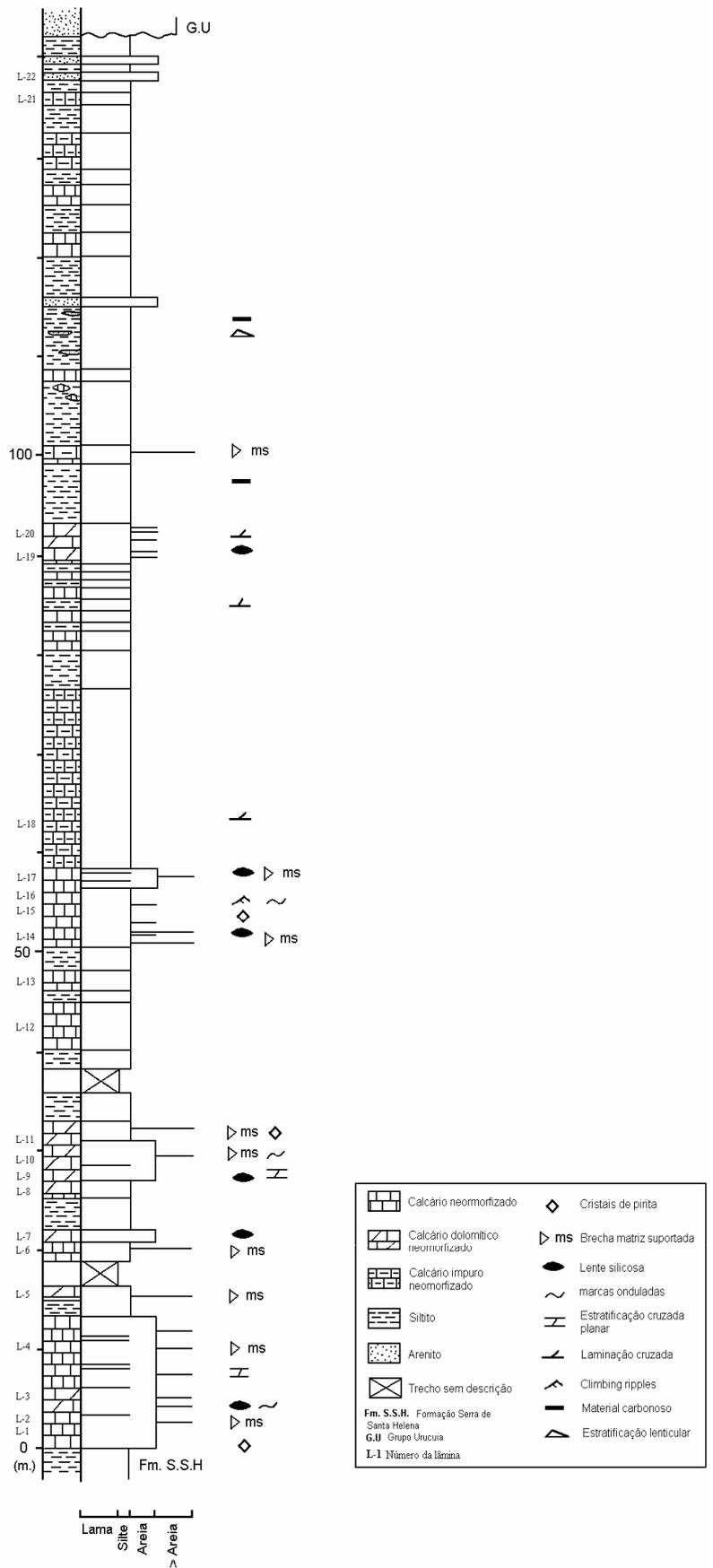


FIGURA 6.4 - Coluna estratigráfica de detalhe para a Formação Lagoa do Jacaré, ao longo da estrada BR-135, entre as localidades de Pedras Maria da Cruz e Lontra.

A seção levantada (FIG. 6.4) contrasta, em alguns aspectos, com as seções descritas para esta formação por Costa e Branco (1961), no sul da bacia, Beurlen (1973), na região de Montalvânia e Dardenne (1978), na região de Nhandutiba.

Enquanto nas descrições dos anteriores autores as litologias da Formação Lagoa de Jacaré representam sucessões de calcários oolíticos (arenosparitos, oosparitos, oorudisparitos) cinza escuros a pretos e calcários placosos e argilosos, na seção levantada na região de Lontra um único oólito pode ser identificado com segurança entre os aloquímicos observados, talvez devido ao alto grau de neomorfismo, mas de todo modo os intraclastos foram preservados. Uma outra diferença é a grande contribuição terrígena presente na seção estudada. Frequentes intercalações de siltitos, de espessuras crescentes para o topo, chegam a representar até um terço da espessura total da coluna, enquanto para esta mesma formação em Montalvânia (Beurlen, 1973) e Nhandutiba (Dardenne, 1978) espessos bancos de calcário constituem a litologia dominante.

Esta mudança faciológica evidenciada na região de Lontra e, em geral, para a escarpa oeste e norte da serra de São Felipe, já foi apontada em trabalhos anteriores (Metamig, 1978; Projeto Radambrasil, 1982), onde se observou uma tendência de diminuição e desaparecimento das lentes de siltito no topo da unidade para leste. De maneira que na região de Varzelândia – São João da Ponte (a oeste de Lontra), os calcários predominam absolutamente, aparecendo em bancos espessos formando uma seqüência de mais de 40 m de espessura.

Diagênese

Os carbonatos pertencentes à Formação Lagoa do Jacaré, na região de Lontra, foram estudados não apenas em campo, mas também petrograficamente. Calcários e calcários dolomíticos foram identificados os quais se encontram muito afetados diageneticamente, o que às vezes acarreta a perda de feições deposicionais. Estilolitização por compactação, dolomitização por substituição e/ou cimentação, silicificação e neomorfismo são os principais eventos diagenéticos identificados. A seqüência paragenética está definida na Tabela 6.1.

Os processos de compactação química estão fortemente evidenciados pelo grande número de estilólitos (microestilólitos, estilólitos em rede, etc.) os quais podem ser observados tanto em afloramento quanto em lâminas delgadas. Os calcários que apresentam maior contribuição de óxidos e terrígenos, como aqueles da litofácies 2, exibem grande quantidade de estilólitos paralelos ao acamamento, o que pode eventualmente dar à rocha aspecto laminado, mas essa laminação é diagenética e não deposicional (FIG. 6.2-B).

O processo pelo qual um mineral é substituído por outro de composição química diferente é denominado substituição (Tucker, 1981). Os dois principais processos de substituição identificados nas rochas carbonáticas desta formação foram a dolomitização e silicificação.

Na unidade basal da seção estudada, coincidente com a litofácies 1, observa-se dolomitização representada por pequenos cristais romboédricos esparsamente distribuídos no calcário. Nos calcários da litofácies 3, estratigraficamente acima, a dolomitização está principalmente associada a faixas de microestilólitos freqüentes nos níveis brechóides (FIG. 6.3-B). Embora grande parte dos calcários estudados se apresentem parcialmente dolomitizados, não ocorrem dolomitos e a porcentagem de cristais de dolomita perfaz no máximo 30% da rocha.

Silicificação é muito disseminada e ocorre principalmente na forma de nódulos ou concreções, o que é facilmente verificável em afloramentos por sua maior resistência ao intemperismo. Petrograficamente observa-se que a silicificação pode ser por substituição ou cimentação. Na silicificação por substituição observa-se *chert* afetando parcialmente a matriz carbonática (FIG. 6.1-E). Cimentos de megaquartzo são observados em cavidades; estruturas esferulíticas também foram observadas, embora sua origem por substituição ou cimento não foi definida. Através das relações texturais observadas nas lâminas delgadas fica evidenciado que a dolomitização precede a silicificação sendo por ela afetada.

Dentre todos os processos diagenéticos que afetaram os calcários, o que mais afetou e transformou as rochas foi o neomorfismo, responsável pela ausência quase total de texturas deposicionais e pela baixa preservação textural dos aloquímicos. O neomorfismo constitui um processo pelo qual dois minerais da mesma composição química, mas que podem ser cristalograficamente diferentes, substituem um ao outro. Este processo se dá com a dissolução de um mineral ocorrendo ao mesmo tempo da precipitação do novo mineral, que preenche o espaço previamente ocupado pelo mineral dissolvido, sem que haja abertura de cavidades (Bathurst, 1986). No presente trabalho foram utilizados os mesmos critérios utilizados por Tucker (1981) para o reconhecimento dos mosaicos cristalinos pseudoepitaxiais, que caracterizam os calcários neomorfizados, tais como a irregularidade dos contatos intercristalinos, a desigualdade na distribuição do tamanho dos cristais e o aspecto sujo dos cristais, entre outros. Esses aspectos são facilmente identificados nos calcários estudados (FIG. 6.1-B).

1	Deposição dos carbonatos
2	Compactação/estilolitização
3	Dolomitização
4	Dissolução
5	Silicificação
6	Faturamento (?)
7	Calcita tardia

TABELA 6.1 – Seqüência paragenética simplificada das rochas carbonáticas na região de Lontra, baseada em estudos petrográficos.

A porosidade em toda a unidade estudada restringe-se a zonas isoladas, sendo praticamente inexistente. Observou-se, localmente, porosidade secundária do tipo dissolução, associada a zonas fraturadas. Foram identificadas ainda, porosidades intra e intercrystalina nos cristais de dolomita dos calcários neomorfizados.

Apresenta-se abaixo um resumo das principais características petrográficas observadas nas 22 lâminas estudadas, sobre a Formação Lagoa do Jacaré (TABELA 6.2).

LÂMINA	CLASSIFICAÇÃO	ALOQUÍMICOS	MATRIZ	MINERALOGIA	OBSERVAÇÕES
L-1	Calcário neomorfizado	Vestígios de grãos (\varnothing 0,03-0,1 mm)	Microcristalina neomorfizada	<10% dolomita cor mel	Porosidade tipo vug e intrapartícula
L-2	Calcirrudito neomorfizado	Intraclastos. Vestígios muito escassos de grãos arredondados	Finamente cristalina a microcristalina neomorfizada	Calcita	Intraclastos apresentam cristalinidade mais fina que a da matriz
L-3	Calcário dolomítico silicificado	Vestígios de grãos (tamanho areia fina)	Silicificada e neomorfizada	<i>Chert</i> , dolomita e calcita	Fraturas preenchidas por calcita Esferulitos de sílica
L-4	Calcirrudito neomorfizado	Vestígios de grãos e agregados (\varnothing 0,03-0,09 mm), intraclastos	Finamente a muito finamente cristalina neomorfizada	Calcita	Estilólitos Intraclastos encurvados por ressecamento. Trata-se de uma brecha intraformacional
L-5	Calcário dolomítico neomorfizado	Sem evidências de aloquímicos	Finamente cristalina a microcristalina neomorfizada	>10% cristais euhédricos, esparsos de dolomita <10% <i>chert</i>	Cristais de dolomita crescem sobre estilólitos. Estilólitos de grande amplitude não paralelos ao acamamento sugerem tectonismo.

LÂMINA	CLASSIFICAÇÃO	ALOQUÍMICOS	MATRIZ	MINERALOGIA	OBSERVAÇÕES
L-6	Calcário neomorfizado	Vestígios esparsos de grãos tamanho silte	Microcristalina neomorfizada	Megaquartzo como cimento em cavidades	Estilólitos em rede; fraturas muito delgadas preenchidas por calcita (<i>Hair line fractures</i>)
L-7	Calcário dolomítico silicificado	Vestígios de grãos arredondados (\emptyset 0,014 mm, em média)	Silicificação parcial	<i>Chert</i> . Cristais euhédricos, zonados de dolomita (~10%) e calcita	Fraturas preenchidas por calcita
L-8	Calcário dolomítico neomorfizado	Grãos de quartzo subarredondados (\emptyset areia muito fina)	Microcristalina neomorfizada	Cristais esparsos de dolomita >10%; áreas silicificadas <10%	Estilólitos. Fraturas preenchidas por calcita. Deformação da clivagem dos cristais de calcita sugerem tectonismo
L-9	Calcário dolomítico silicificado	Vestígios de grãos (tamanho silte) e intraclastos lamelares	Microcristalina neomorfizada	50% dolomita, <i>chert</i> e calcita	Megaquartzo precipitado em cavidades
L-10	Calcirrudito neomorfizado	Intraclastos lamelares. Vestígios de grãos e agregados subarredondados (\emptyset silte)	Médio a finocristalina neomorfizada	15% dolomita	Tamanho dos cristais dos intraclastos menores que os da matriz
L-11	Calcário dolomítico neomorfizado	Sem evidências de aloquímicos	Microcristalina neomorfizada	~20% dolomita ~10% opacos	
L-12	Calcário neomorfizado	Vestígios de intraclastos lamelares	Microcristalina neomorfizada	<10% dolomita <10% <i>chert</i>	Estilólitos
L-13	Calcário neomorfizado	Sem evidências de aloquímicos	Microcristalina neomorfizada	Calcita	Estilólitos. Fraturas preenchidas por calcita. Deformação da clivagem dos cristais de calcita sugerem tectonismo.
L-14	Calcário neomorfizado	Sem evidências de aloquímicos	Microcristalina neomorfizada	<10% dolomita	Microestilólitos
L-15	Calcário neomorfizado	Escassos vestígios de grãos bem arredondados (possíveis oólitos)	Finamente cristalina a microcristalina neomorfizada	<10% <i>chert</i> 10% opacos	Alternância centimétrica, na matriz, de níveis finocristalinos e microcristalinos

LÂMINA	CLASSIFICAÇÃO	ALOQUÍMICOS	MATRIZ	MINERALOGIA	OBSERVAÇÕES
L-16	Calcário neomorfizado	Vestígios de grãos subarredondados (\emptyset 0,018 mm em média)	Microcristalina neomorfizada	<10% <i>chert</i> >10% opacos	Cristais apresentando aspecto sujo. Evidências de deformação.
L-17	Calcário neomorfizado	Vestígios de intraclas-tos lamelares (até \emptyset 0,12mm) e grãos sub-arredondados (\emptyset silte)	Finamente cristalina neomorfizada	<10% <i>chert</i>	Microestilólitos
L-18	Calcário neomorfizado	Grãos de quartzo sub-angulares (areia fina)	Microcristalina neomorfizada	10% grãos de Qtz 20% opacos	Laminação cruzada. <i>Dissolution seams</i> . Evidências de deformação tectônica
L-19	Calcirrudito neomorfizado	Intraclastos. Vestígios de grãos subarredondados (\emptyset silte)	Microcristalina neomorfizada	Dolomitização selectiva dos intraclastos.	Microestilólitos concentrados nos intraclastos. Evidências de deformação tectônica
L-20	Calcário dolomítico neomorfizado	Grãos subangulares de quartzo (\emptyset silte)	Microcristalina neomorfizada	<10% grãos de Qtz ~25% dolomita	
L-21	Calcário neomorfizado	Grãos subangulares (\emptyset silte) de quartzo	Microcristalina neomorfizada	25% grãos de Qtz <10% dolomita	Laminação cruzada
L-22	Arenito fino	Grãos angulosos a sub- arredondados (\emptyset areia fina). Boa seleção	Micácea (sericítica)	15% palhetas de sericita. Calcita (cimento) turmalina (accessório) 10% opacos	Laminação paralela. Abundante porosidade tipo vug

TABELA 6.2- Descrição petrológica das lâminas delgadas utilizadas na confecção da coluna estratigráfica da Fm. Lagoa do Jacaré, na região de Lontra.

7 OCORRÊNCIAS DE FLUORITA NOS CALCÁRIOS DA ÁREA MAPEADA

O flúor representa um dois elementos característicos da denominada província metalogenética do Grupo Bambuí (Pb-Zn-Ag-F), no norte de Minas Gerais. Desde a década de sessenta a área de estudo foi alvo de várias pesquisas dirigidas ao conhecimento da distribuição, origem e exploração das mineralizações metálicas (Pb-Zn) e não metálicas (F) contidas nas rochas carbonáticas da região. Entre os trabalhos realizados, cabe salientar os de Costa (1962), Robertson (1963), Cassedanne (1968, 1970) e Beurlen (1973).

Para um melhor entendimento, nos relatórios dos projetos LETOS (Baptista e Menegesso, 1976) e Bambuí Norte (METAMIG, 1977), dividiu-se esta província, em função das suas características litoestratigráficas, estruturais e paragenéticas, em três distritos; Montalvânia, Itacarambi e Januária. Os três distritos constituem uma continuidade lateral ao longo mais de 150 Km na margem esquerda do rio São Francisco, prolongando-se no estado da Bahia. A proximidade destas ocorrências com os "Altos Cristalinos" é uma característica comum a todas elas.

1) Distrito de Montalvânia

As ocorrências de Montalvânia mostram uma predominância quantitativa de fluorita sobre minerais de zinco e chumbo. As principais ocorrências de fluorita estão associadas a fraturas (de até 1m de espessura), cortando os calcários fétidos e magnésíferos, plaqueados, localmente oolíticos e com brechas intraformacionais das Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré (Baptista e Menegesso, 1976). Neste distrito, as camadas carbonáticas foram atravessadas por falhas regionais de direção NW-SE, cruzadas por falhas diagonais. A maior parte das mineralizações estão orientadas segundo a direção destas falhas, principalmente nas zonas mais fraturadas, o que possibilitou a mobilização, remobilização e concentração das soluções hidrotermais, nas próprias camadas (Baptista e Menegesso, 1976). Os garimpos e as catas no distrito de Montalvânia encontram-se em altitudes entre 530 e 620 m.

As principais ocorrências deste distrito são (TABELA 7.1): Grota do Espinho, Lapa Escrivida (1.000 t extraídas até 1967), Mina do Joel (170 t até 1966), Mina do Zezinho (40 t até 1967), Montalvânia e Fazenda São Pedro (Baptista e Menegesso, 1976). Nelas, a fluorita se apresenta preenchendo fissuras ou como veios que ligam lentes estratiformes ao longo de fraturas. Em vários afloramentos foram observados cristais de fluorita no núcleo de oólitos (Beurlen, 1973).

2) Distrito de Itacarambi

As ocorrências minerais aqui agrupadas ocupam uma área de aproximadamente 70 Km², cujo centro está situado a 15 Km W-NW de Itacarambi. As ocorrências de fluorita estão relacionadas a fissuras e fraturas dos calcários cinza e dos dolomitos rosados, sacaróides, localmente silicificados da Formação Sete Lagoas (Planoroeste, 1980). Observa-se a falta de calcários oolíticos. Em geral, a fluorita apresenta-se em forma de ganga associada às mineralizações de Pb-Zn-V-Ag.

As rochas do distrito sofreram um suave dobramento caracterizado pelo anticlinal de Itacarambi, provocado pelos esforços que deram origem às falhas de direção N40°-50°W.

As principais ocorrências são as do Janelão, Mina Grande e Fabião (TABELA 7.1), que pelos dados disponíveis produziram poucas toneladas de fluorita e cujas reservas não foram estimadas (Baptista e Meneguesso, 1976).

3) Distrito de Januária

Ocupa uma área de cerca de 100 Km² cujo centro situa-se a 30Km da cidade homônima. As ocorrências localizam-se próximas aos topos dos morros testemunhos, na planície marginal do rio São Francisco, recebendo identificações como às das serras que as contém, sendo as principais, Serra do Cantinho e Capão do Porco. A mineralização ocorre em manchas e preenchendo planos de laminação no dolomito bege encaixante (Planoroeste, 1980).

As mineralizações da área Januária- Itacarambi apresentam características comuns, das quais as mais relevantes são:

- a fluorita aparece como mineral secundário;
- as ocorrências seguem um excelente controle estratigráfico, posicionando-se no contato dolomito sacaróide rosado / dolomito sublitográfico;
- as ocorrências estão relacionadas, na maioria das vezes, a falhamentos de gravidade de pequeno rejeito. Estes depósitos diminuem sua possança à medida que se afasta das referidas estruturas. É notória a esterilidade das zonas não perturbadas do contato (Metamig, 1977);
- as mineralizações não apresentam uniformidade na espessura, largura e teor do minério. As formas geométricas são extremamente irregulares. Bolsões, veios e pequenos filões. As transições do minério de alto teor à rocha hospedeira são bastante agudas (Metamig, 1977);
- os garimpos e as catas nos distritos de Januária-Itacarambi, encontram-se em altitudes entre 620 e 720 m.

NOME DA OCORRÊNCIA	LOCALIDADE	LOCALIZAÇÃO (UTM)	TEXTURA DA FLUORITA	ROCHA ENCAIXANTE	FORMAÇÃO
Grota do Espinho	Montalvânia	8406000/576000	Preenchimento de fraturas e como olhos nos oólitos	Calcários oolítico cinza-escuro	Lagoa do Jacaré
Lapa Escrivida	Montalvânia	8404000/586000	Cor violeta a hialina. Lentes paralelas às camadas	Calcário oolítico cinza-claro e brecha intraformacional	Sete Lagoas
Mina do Joel	Montalvânia	8409000/581000	Amarela, incolora, violeta. Lentes e fraturas	Calcário oolítico cinza-claro e calcilito cinza-escuro	Sete Lagoas
Mina do Zezinho	Montalvânia	8401000/589000	Violeta. Bolsões	Dolomito róseo silicificado	Sete Lagoas
Fazenda São Pedro	Montalvânia	Serra da Pitarama	Pequenos cristais. Preenchimento de fraturas e diaclases	Calcário plaqueado oolítico	Sete Lagoas
Montalvânia	Montalvânia	10 Km de Montalvânia na estrada para Monterrei	Preenchimento de fraturas e como olhos nos oólitos	Calcários oolítico cinza-escuro	Lagoa do Jacaré
Mina do Fabião	Itacarambi	8323000/585000	Violeta a cinza-claro. Pequenas lentes	Contato dolomito róseo com calcário cinza-claro	Sete Lagoas
Mina Grande	Itacarambi	8335000/588000	Raros e pequenos cristais	Dolomito rosado sacaróide, brechado	Sete Lagoas
Coqueiral	Itacarambi	8317000/582000	Vênulas, pequenos bolsões e disseminada	Dolomito rosado silicificado	Sete Lagoas
Boqueirão do Pulu	Itacarambi	8319000/583000	Violeta ou branca. Dispersa ou em vênulas	Dolomito rosado sacaróide	Sete Lagoas
Janelão	Itacarambi	8331000/585000	Fraturas, manchas e lentes, preenche cavidades de dissolução	Dolomito rosado sacaróide, silicificado	Sete Lagoas
Cantinho	Januária	8275000/543000	Vênulas, manchas e preenchimento de planos de laminação na zona do contato com o dolomito. Disseminada	Dolomito rosado sacaróide	Sete Lagoas
Capão do Porco	Januária	8272000/531000			Sete Lagoas

TABELA 7.1 - Principais informações referentes às ocorrências exploradas de fluorita na área de estudo. Os dados foram obtidos a partir dos Projetos LETOS (Baptista e Menegusso, 1976), BAMBUÍ NORTE (METAMIG, 1977) e PLANOROESTE (CETEC, 1981).

CONCLUSÕES

Através de campanhas de trabalhos de campo e de integração de mapas geológicos de diferentes origens e escalas, foi possível a compilação e produção de um mapa geológico na escala 1:500.000, que abrange uma grande região (39.000Km²) no norte do Estado de Minas Gerais. A partir dos dados reunidos e apresentados neste trabalho, referentes à análise do Grupo Bambuí e suas coberturas, no vale do médio São Francisco, no norte do Estado de Minas Gerais, chegou-se às seguintes conclusões:

- o embasamento cristalino do Craton do São Francisco aflora no nível das drenagens dos riachos e córregos da região de Bonito, em cotas de até 600 metros (Alto de Januária).

- para nordeste e sudeste o Grupo Bambuí torna-se sensivelmente mais espesso. Este fato foi relacionado a um afundamento progressivo do embasamento, relacionado a depocentros diferenciados da bacia de sedimentação. Furos de sondagem permitiram comprovar este afundamento e forneceram subsídios para a identificação dos depocentros.

- o Grupo Bambuí constitui uma cobertura de plataforma neoproterozóica depositada sobre o Craton do São Francisco, o qual se apresenta rodeado por faixas de dobramentos marginais relacionadas ao Ciclo Brasileiro (900-530 Ma). A influência da faixa Araçuaí, no extremo leste da área, ficou evidenciada por uma foliação incipiente nos siltitos da Fm. Serra da Saudade e numerosos dobramentos de diferente amplitude, desde pequenas dobras, a estruturas do tipo sinclinal, como identificado na serra do Jaíba;

- na área estão representadas as cinco formações clássicas do Grupo Bambuí (Fm. Sete Lagoas, Fm. Serra de Santa Helena, Fm. Lagoa do Jacaré, Fm. Serra da Saudade e Fm. Três Marias), assim como um pacote carbonático, sobreposto à Fm. Serra da Saudade, de ocorrência restrita, considerado, por alguns autores, como Formação Jaíba;

- a deposição do Grupo Bambuí iniciou-se em ambiente marinho raso, em resposta a uma transgressão que afogou a seqüência de rochas possivelmente correlacionáveis à Fm. Jequitaiá, permitindo o desenvolvimento da plataforma carbonática da Fm. Sete Lagoas. A sedimentação desta formação representa um *set* regressivo de seqüências *shallowing-upward*, em que cada unidade foi depositada em águas cada vez mais rasas. Os sedimentos pelíticos da Formação Serra de Santa Helena sobrepõem-se à sedimentação carbonática da Formação Sete Lagoas. Coincidindo com uma nova regressão marinha, depositaram-se as lentes de calcário da Fm. Lagoa do Jacaré que, progressivamente, gradaram para os siltitos da Fm. Serra da Saudade, finalizando o segundo megaciclo transgressivo da Bacia Bambuí. O topo do Grupo Bambuí é constituído por uma seqüência predominantemente siliciclástica, correlacionável à Fm. Três Marias, que representaria uma sedimentação molássica em ambientes de bacia *foreland*;

- a Formação Lagoa do Jacaré constitui a unidade com maior distribuição dentre as formações do Grupo Bambuí na área de estudo e apresenta uma importante variabilidade faciológica. A seção de detalhe levantada para a região de Lontra contrasta fortemente com aquelas observadas no resto da área, e mesmo nos afloramentos desta unidade em locais vizinhos. A abundante intercalação de pelitos, dominantes para o topo, a ausência de evidências de oólitos entre os aloquímicos e a cor mais clara dos calcários na seção de Lontra parecem indicar condições de sedimentação em um sub-ambiente diferenciado do resto da plataforma, caracterizado por uma menor energia.

- a descrição detalhada de 22 lâminas delgadas de litofácies da Fm. Lagoa do Jacaré permitiu um estudo sobre a diagênese das rochas carbonáticas da região de Lontra (MG), com formulação da seqüência paragenética. Identificaram-se os processos de compactação/estilolitização, dolomitização, dissolução, silicificação, fraturamento e precipitação de calcita tardia.

- cobrindo discordantemente as rochas do Grupo Bambuí ocorrem arenitos quartzosos, bem selecionados, de idade cretácica, pertencentes ao Grupo Urucuia;

- coberturas terciárias e quaternárias ocorrem em grande quantidade, principalmente na calha aluvionar do rio São Francisco;

- o rio São Francisco representa um divisor na distribuição e espessura das formações do Grupo Bambuí, de maneira que a formação basal, Fm. Sete Lagoas, só se apresenta aflorante na margem esquerda do rio. Este fato foi associado a uma subsidência tectônica diferencial (notavelmente superior para a margem direita), relacionada a sistemas de falhas NNE e NNW, que condicionaram a distribuição dos depocentros e, conseqüentemente, a espessura da pilha sedimentar. Estruturas tectônicas como os *horst*-anticlinais de Montalvânia e Itacarambi, e mesmo a orientação do rio São Francisco na área (falha de Januária), favorecem esta hipótese;

-A área de pesquisa está inserida na região do Craton do São Francisco e, a leste, situa-se na zona de influência da Faixa de dobramentos Araçuai. Assim, na maior parte da área mapeada, ocorrem camadas subhorizontais ou com fraco mergulho para NE ou SE. Visando estudo tectônico regional, foram medidas fraturas em diversos afloramentos e foram medidas também, direções de lineamentos em imagens de satélite. As fraturas em afloramento predominam nas direções WNW e NW, enquanto que os lineamentos em imagem de satélite predominam segundo as direções NE, NNW, NW e N-S.

- o sistema fluvial que drena a área, apresenta um padrão semi-retangular, formando lineamentos fisiográficos nas direções N, NW e NE. Provavelmente este sistema tenha se instalado segundo falhas ou fraturas neotectônicas, presentes desde a abertura do Atlântico Sul, no Terciário, as quais seriam reativações de falhamentos de idade brasileira;

- o flúor representa um dos elementos característicos da denominada província metalogenética do Bambuí (Pb-Zn-Ag-F). As ocorrências de fluorita concentram-se nos calcários das Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, nas regiões de Montalvânia, Itacarambi e Januária. A maior parte das mineralizações ocorrem associadas a fraturas, o que pôde possibilitar a mobilização, remobilização e concentração das soluções hidrotermais, sendo notória a esterilidade das zonas não perturbadas tectonicamente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu Lima, S.A. 1997. *Fácies, ambiente deposicional e aspectos diagenéticos das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região norte de Minas Gerais, Bacia do São Francisco*. Dissertação de Mestrado. Escola de Minas/UFOP, Ouro Preto, 121 p.
- Adams, J.E. & Rhodes, M.L. 1960. Dolomitization of seepage refluxion. *AAPG Bulletin*, **44(12)**: 1912-1920.
- Alkmim, F.F., Chemale, F., Bacellar, L.A., Oliveira, J.P., Magalhães, P.M. 1989. Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. *In: SBG/Núcleo MG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, Anais*, 289-293.
- Alkmim, F.F., Brito-Neves, B.B., Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Craton do São Francisco; uma revisão. *In: Domingues, J.M.L. & Misi, A. (eds). O Craton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq*, Salvador, p. 45-62.
- Alkmim, F.F., Marshack, S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research.*, **90**: 29-58.
- Alkmim, F.F. & Martins-Neto, M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In: C.P.Pinto, M.A. Martins-Neto (eds). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. SBG MG, Belo Horizonte, p. 9-30.
- Alkmim, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, ^a, Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (ed) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca. P. 17-35.
- Almeida, F.F.M. 1967a. Observações sobre o Pré-Cambriano da região Central de Goiás. *Bol. Par. Geociências*. 26: p.19-22.
- Almeida F.F.M. 1967b. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 241, 36p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (eds). O pré-cambriano do Brasil. São Paulo. Edgard Blücher, 378 p.
- Almeida, A.M.de & Uchigasaki, K. 2003. *Mapeamento geológico em área dos municípios de Cônego Marinho e Januária –MG*. Trabalho de Graduação. UFMG, 83 p.
- Alvarenga, C.J.S. & Dardenne, M.A. 1978. Geologia dos Grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos, MG. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 30. Recife, *Anais...*, **2**: 546-556.
- Amaral, G. 1966. *Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi*. *In: SBG, Congres. Bras. Geol.*, 20, Rio de Janeiro. *Anais...*, 45-46 p.

- Amaral, G. & Kawashita, K. 1967. Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. *In: SBG, Congr. Brás. Geol.*, 21, Curitiba, *Anais...*, 214-217p.
- Amaral, G. 1968. Aplicação do estudo da composição isotópica do chumbo a problemas metalogenéticos: resultados preliminares para galenas de depósitos do Grupo Bambuí. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 22, Belo Horizonte. *Anais...*, 131-138 p.
- Babinski, M. 1993. *Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco*. Tese de Doutorado. Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, autarquia associada à Univ. de São Paulo, São Paulo, 133p.
- Babinski, M., Kaufmann, A.J. 2003. First direct dating of a Neoproterozoic post-glacialcap carbonate. *In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, 2003. *Short Papers...*, 1: 321-323.
- Baptista, M.B. & Meneguesso, G. 1976. Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco (LETOS), Folha Januária. *Convênio DNPM/CPRM*. Rio de Janeiro, 10 v.
- Barbosa, O. 1965. Série Bambuí. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 19, Rio de Janeiro, *Anais...*, 15 p.
- Barbosa, O. 1967. Projeto Chaminés. Rio de Janeiro. Relatório *PROSPECT/DNPM*, p.87.
- Bathrust, R.G.C. 1975. Carbonate sediments and their diagenesis. 2 ed. Amsterdam, Elsevier. 658 p. (Developments in sedimentology, 12).
- Bathrust, R.G.C. 1986. Carbonate diagenesis and reservoir development: conversion, destruction and creation of pores. *Quarterly of Colorado School of Mines*. **81(4)**:1-25
- Bathrust, R.G.C. 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compactation. *Sedimentology*, **34**: 749-779
- Beurlen, H. 1973. *Ocorrências de chumbo, zinco e fluorita nas rochas sedimentares do Precambriano Superior no Grupo Bambuí em Minas Gerais (Brasil Central)*. Tese de doutorado. (tradução do autor). Faculdade de Ciências Naturais, Universidade Karl Ruprecht, Heilderberg (Alemanha), 165 p.
- Blatt, H., Middleton, G., Murray, R. 1980. Origin of sedimentary rocks. 2nd edn. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 782p.
- Bonhomme, M.G. 1976. Minéralogie des fractions fines et datation rubidium-strontium dans le Groupe Bambuí, MG, Brésil. *Rev.Bras. Geoc.*, **6(4)**: 211-222
- Borges, A.J. & Drew, M.G.P. 2001. Características magnetométricas da Bacia do São Francisco em Minas Gerais. *In: Pinto, C.P. & Martins-Neto, M.A. (eds). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. SBG, Belo Horizonte, 55-56 p.

- Brandalise, L.A., Pimentel, G.B., Steiner, H.P., Soares, J., Mendes, J.R., Queiroz, N.F., Lima, O.M., Pádua, W. de 1980. Projeto sondagens Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo Horizonte, *DNPM/CPRM*, v.5
- Brasil. Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Recursos Hídricos. *Caderno da Região Hidrográfica do São Francisco*. Brasília: MMA, 2006. 148p.
- Braun, O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Bambuí. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 22, Anais...*, Belo Horizonte, SBG., p 154-166.
- Campos, A. B.; Kohler, H. C.; Fantinel, L. M. 1992. Influências litoestruturais nos padrões de lapiezamento sobre rochas carbonáticas do Grupo Bambuí na região de Itacarambi, MG.. *In: Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário 3, Belo Horizonte, Anais...*; ABEQUA, p. 3-12.
- Campos, J.E.G & Dardenne, M.A. 1997a. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Rev.Bras. Geoc.*, **27(3)**: 283-294
- Campos, J.E.G & Dardenne, M.A. 1997b. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Rev.Bras. Geoc.*, **27 (3)**: 257-282.
- Campos Neto, M.C. 1979. *Contribution à l'étude des Brasilides. Lithoestratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest –nord-ouest de l'état de Minas Gerais (Brésil)*. Tese de doutorado. Depart. Geotec. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 155 p.
- Casseti, V. *Geomorfologia: geomorfologia e estudo da paisagem [online]*. [citado 28 de dezembro de 2006]. Disponível na Internet: <http://www.funape.org.br/geomorfologia>.
- Cassedanne, J. 1968. Contribution à l'étude des calcaires de Bambuí; microfaciès et analyses des formations carbonatées encaissant les gîtes de plomb et de zinc brésiliens. Rio de Janeiro. *Bol. N° 2 Inst. Geoc.* 35-61 p.
- Cassedanne, J. 1972. *Catalogue descriptif des gîtes de Plomb e du Zinc du Brésil. Clermond-Ferrand*. Thèse de Doctorat es Sciences Naturelles. Department de geologie et Mineralogie, Université de Clermond-Ferrand, France.
- Cassedanne J. 1973. Paléogeographie et minéralizations de la zone Itacarambi-Vazante dans le Nord-Ouest de l'état de Minas Gerais, Brésil. *Bre Min Dep.* 8 N° 2, p. 101-114. Berlin.
- Castro, P.T.A. 1997. *Os conglomerados da borda SW do Craton do São Francisco junto à porção S da Faixa Brasília; sedimentologia e relações estratigráficas com as rochas do Grupo Bambuí*. Tese de doutoramento. Univ. Brasília, Brasília, 264 p.
- Castro, P.T.A. & Dardenne, M.A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the Southwestern domain of the São Francisco Craton, Brazil. *Rev.Bras.Geol.* **30(3)**: 439-441

- CETEC. FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. Pesquisas e avaliação de recursos hídricos subterrâneos em “karst”, por sensores remotos. Belo Horizonte: CETEC/Superintendência de Recursos Hídricos, *Nota Técnica TRRS-02/77*. 1977. s/p.
- Chang, H.H, Miranda, F.P., Magalhães, L., Alkmim, F.F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. *In: SBG, Congr. Brás. Geol.*, 35, Belém, 1988. *Anais...*, Belém, v.5, p. 2076-2090.
- Chang, H.K., Kawashita, K., Alkmim, F.F., Moreira, M.Z. 1993. Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. *Anais 2º Simpósio do Cráton do São Francisco*, SBG, 195-196.
- Chiavegatto, J.R.S. 1992. *Análise estratigráfica das seqüências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco*. Dissertação de Mestrado. Dep. Geol., Escola de Minas, Univ. Fed. Ouro Preto, 216 p.
- Chiavegatto, J.R.S. & Dardenne, M.A. 1997. Contribuição à sedimentologia e estratigrafia do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais. *In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais*, 9, Ouro Preto, *Atas...*, CD rom (1 vol).
- Chiavegatto, J.R.S., Gomes, N.S., Dardenne, M.A., Delgado, C.E.R. 2003. Estratigrafia do Grupo Bambuí nas regiões do Norte de Minas Gerais: Uma nova unidade estratigráfica em um contexto de inversão de bacia. *In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 12, Ouro Preto, 2003. *Anais...*, CD rom (1 vol).
- Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG*; v.54. n° 2, p. 207-244.
- Córdoba, V.M.C. 1990. *Microfácies, modelo deposicional e evolução da plataforma carbonática Albo-cenomaniana da Bacia do Jequitinhonha*. Dissertação de Mestrado. Ouro Preto, UFOP, 163p.
- Costa, M.T. da. 1962. Relatório sobre a geologia da região de Januária, MG, indicando os dados que devem ser obtidos para a orientação da pesquisa de suas jazidas minerais. DNPM. p.11.
- Costa, M.T., Branco, J.J.R. 1961. Introdução. *In: Branco, J.J.R. (ed.) Roteiro para a excursão Belo Horizonte – Brasília*. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 14, Belo Horizonte, *Anais*, 15: 1-119.
- Costa, L.A.M., Angeiras, A.G., Valença, J.G., Stevnazzi, V. 1970. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. *Bol. Geol.* 5, Inst. Geoc. Univ. Fed. Rio de Janeiro, p.3-34.
- Costa, P.C.G. 1978. Geologia das Folhas de Januária, Mata do Jaíba, Japoré e Manga, Minas Gerais. *Memória Técnica. CETEC*. Belo Horizonte.
- Couto, J.G.P. & Bez, L. 1981. A Glaciação Jequitaí: um guia estratigráfico para o Pré-cambriano superior no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **11(1)**: p.17-21.

- Dardenne, M.A. 1978a. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais..., v. 2, p.507-610.*
- Dardenne, M.A. 1978b. Zonação tectônica na borda ocidental do Craton do São Francisco. *In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife. Anais..., SBG, 2, p. 299-308.*
- Dardenne, M.A. 1979. A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil central. *Bol. Núcleo de Minas Gerais/SBG, 1:43-52.*
- Dardenne, M.A. 1979. Les mineralizations de plomb, zinc, fluor du Proterozoique superieur dans le Brésil central. Tese de doutorado. Université de Paris VI (Pierre et Marie Curie), França.
- Dardenne, M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa dobrada Brasília. *SBG, Na. Simp. Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, p. 140-157.*
- Dardenne, M.A.; Gonzaga, G.M.; Campos, J.E.G. 1990. Descoberta de pavimentos estriados de origem glacial sobre arcóseos da Formação Três Marias, na região de Santa Fé de Minas, MG. *Revista Escola de Minas 54 (4): 65-66 p.*
- Dardenne, M.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S. 2003. Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitaiá, Vazante e Ibiá Groups, implications of the evolution of the Brazilian Belt. *In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 9, International Symposium on Tectonics, 3, Armação de Búzios, 2003. B. Res..., p. 47-50.*
- D'arrigo, H.B. 1995. *O descolamento basal do Grupo Bambuí e o Alto de Sete Lagoas*. Dissertação de Mestrado. Dep. Geol. Escola de Minas, UFOP, Ouro Preto, 89p.
- DER-MG. 1980. Mapa rodoviário do Estado de Minas Gerais.
- Derby, O.A. 1880. Contribuições para o estudo da geologia do vale do São Francisco. Rio de Janeiro. *Arch. Mus. Nac., 4: 89-119*
- DNPM. 1958. Levantamento aerogeológico da região de Januária.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir AAPG, n° 1, 108-121p.*
- Dupont, H., Karfunkel, J., Soares, H.M. 2001. Paleogeografia das Coberturas Neoproterozóicas do Craton do São Francisco. *In: Simp. Geol. Minas Gerais, 11. Belo Horizonte. CD-rom... Belo Horizonte: SBG-MG. Resumos.*
- Embry, A.F & Klovan, J.E. 1971. Late devonian reef tracts of northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Canadian Petrology and Geology Bulletin, v. 19, p. 730-781.*

- Eschwege, W.L. von 1833. Pluto brasilienses. Traduzido por Murta, D.F. 1979. Belo Horizonte. Ed. Itatiaia. *Série Reconquista do Brasil*, disp. 2 vol, 528 p.
- Esteban, M. & Klappa, C.F. 1983. Subaerial exposure environment. In: D.G. Scholle, D. G. Bebout, C.H. Moore (ed) Carbonate Depositional Environments. *American Association of Petroleum Geologist*, Memoir 33, p. 1-54.
- Fontaine, J. M.; Cussey, R.; Lacaze, J.; Lanaud, R.; Yapuadjian, L. 1987. Seismic interpretation of carbonate depositional environments. *A.A.P.G*, Bull, 71: 281-297.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin AAPG*, v. 43, n1, p. 1-38.
- Folk, R. L. 1962. Spectral subdivision of limestone types, p. 62-84. In W. E. Ham (ed.), *Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists*. Memoir, 1.
- Folk, R. L. 1965. Some aspect of recrystalization in ancient limestones. In Pray, L.C.; Murray, R.C (eds) *Dolomitization and limestone diagenesis, a Symposium*. Tulsa, SEPM. P. 14-48 (*Society of economic paleontologists and Mineralogists*, Special publication, 13).
- Folk, R.L & Land, L.S. 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *A.A.P.G. Bulletin* 59: 60-68p.
- Freyberg, B. 1932. Ergebnisse Geologischer Forschung in Minas Gerais (Brasilien). *News Jahrb. Geol. Pal. Sand II*. Stuttgart.
- Folk, R. L. 1965. Some aspect of recrystalization in ancient limestones. In Pray, L.C.; Murray, R.C (eds) *Dolomitization and limestone diagenesis, a Symposium*. Tulsa, SEPM. P. 14-48 (*Society of economic paleontologists and mineralogists*, Special publication, 13).
- Fugita, A.M. & Clarck F.J.G. 2001. Recursos energéticos da Bacia do São Francisco: hidrocarbonetos líquidos e gasosos. In: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (eds). *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos naturais*, SBG, Belo Horizonte, p 256-284.
- Google earth. [online]. [citado 28 de dezembro de 2006]. Disponível na Internet: <http://earth.google.com>.
- Guimarães. E.M. 1997. *Estudos de proveniência e diagênese, com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras, GO*. Tese Doutorado. Brasília, IG/UnB, , 269 p.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Schobbenhaus. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, 10: 57-77
- Karner, G.D., Steckler, M.S., Thorne, J.A. 1983. Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. *Tectonics*, 5: 573-588.

- Kawashita, K, Mizusaki, A.M.P., Chang, H.K. 1987. *Razões $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ em sedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí (MG)*. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 1, Porto Alegre. *Anais...*,v.1, p. 133-137.
- Kennet, J.P. 1982. *Marine Geology*. Prentice-Haw Inc. Eglewood Cliffs, N.J., 435 p.
- Ladeira, E.A & Brito, O.E.A. 1968. Contribuição à geologia do planalto da Mata da Corda. In: SBG, Congres. Bras. Geol., 22. Belo Horizonte, 1968. *Anais...*, vol 1. p. 181-199.
- Lesquer, A., Almeida, F.F. de, Davino, A., Lachaud, J.C., Mailard, P. 1981. Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Craton du São Francisco (Brésil). *Tectonophysics*, **76**: 273-293
- Lima, T.M. 1997. *Geologia, estratigrafia e petrologia da porção sul do complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás*. Dissertação de mestrado. Brasília, IG-UnB, , 312 p.
- Lima, O.N.B. 2005. *Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade-MG*. Dissertação de Mestrado. UFMG- Belo Horizonte. 142 p.
- Lopes, O.F. 1979. *Minéralization en plomb, zinc et fluorine encasées dans le Group Bambuí, du Proterozoïque Supérieur de la region d'Itacarambi (Minas Gerais, Brésil)*. Tese de doutorado. Université Pierre et Marie Curie. Paris IV, Paris, , p. 190.
- Luz, A.A. da. 1975. Mapa de isoanomalias aeromagnéticas de Minas Gerais –Convênio Geofísica Brasil – Alemanha. *DNPM*. Belo Horizonte.
- Magalhães, L. 1988. *Análise estrutural qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí, região da Bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas – Serra do Cipó)*. Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto, 109 p.
- Mantesso-Neto, V., Bartorelli, Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B.de (Organizadores). 2004. *Geologia do continente sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, BECA (ed.). 647 p.
- Marchese, H.G. 1974. Estromatólitos Gymnosolenidos em el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 4: 257-271.
- Martins, M. 1999. *Análise estratigráfica das seqüências mesoproterozóicas (borda oeste) e neoproterozóicas da bacia do São Francisco*. Dissertação de Mestrado. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, 214 p.
- Martins-Neto, M.A. & Alkmim, F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registros da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: Pinto, C.P & Martins-Neto, M.A. *A Bacia do São Francisco geologia e recursos minerais*. SBG. Belo Horizonte, p. 31-34.

- Matos, G.M.M. & Menezes-Filho, N.R. 1978. Formação Três Marias –Grupo Bambuí- litologia e estruturas sedimentares. *In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, anais..., SBG, 2: 26-35.*
- Menezes Filho, N.R., Matos, G.M.M., Ferrari, P.G. 1978. Projeto Três Marias. Belo Horizonte. *Convênio DNPM/CPRM, 339 p.*
- METAMIG 1978. Projeto Bambuí Norte. Reconhecimento Geológico das regiões de Januária-Itacarambi, Montalvânia, Bonito Serra das Araras e margem direita do rio São Francisco. Metamig. Belo Horizonte. (*relatório interno*).
- Middleton, G.V. & Hampton, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediments gravity flows. *In: Stanley, D.J & Swift, D.J.P (eds.) Marine Sediment transport and environmental management.* New York, John Wiley and sons, p.197-217.
- Minas Gerais. Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável – SEMAD. *Sistema Integrado de Informação Ambiental - SIAM [on line].* Belo Horizonte. 2006b. [citado 28 de dezembro de 2006]. Disponível na Internet: <http://www2.siam.mg.gov.br/webgis/semadmg/viewer.htm>.
- Moore, C.H. 1989. *Carbonate diagenesis and porosity.* (Developments in sedimentology 46), Elsevier, Amsterdam, 338p.
- Morse J. W. et Mackenzie F. T . 1990. Geochemistry of sedimentary carbonates. Developments in sedimentology. 48. *Elsevier, 707 p.*
- Muzzi Magalhães, P. 1989. *Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco.* Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia. Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 100p.
- Nimer, E. Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE, 1979. 422p. (Série Recursos Naturais e Meio Ambiente). Citado em PATRUS, M.L.R.A *et al. Parcela mineira da bacia do rio São Francisco: caracterização hidroclimática e avaliação dos recursos hídricos de superfície.* *In: Pinto, C.P e Martins-Neto, M. (ed). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais.* Belo Horizonte: SBG-MG, 2001. p. 285-326.
- Nobre-Lopes, J. 1995. *Faciologia e Gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais.* Dissertação de mestrado. Univ. São Paulo, São Paulo, 160 p.
- Nobre-Lopes, J. 2002. *Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambuí Group at Januária region-MG.* Tese de doutorado. Unicamp, Campinas, 183 p.
- Oliveira, M.A.M. 1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. Petrobrás, Série Ciência Técnica-Petróleo, *Public. 3: 71-105*

- Patrus, M.L.R.A.; Santos, A.C.S dos; Figueiredo, V.L.S.; Matos, A.R. e Menezes, I.C.R. Parcela mineira da bacia do rio São Francisco: caracterização hidroclimática e avaliação dos recursos hídricos de superfície. In: PINTO, C.P e NETO, M.A.M. (ed). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte: SBG-MG, 2001. p. 285-326.
- Paulsen, S., Bosum, W., Hagen, D., Lacerda, G.M., Lima., J.E.S., Ribeiro, C.I., Godoy, A. Souza, A.A., Bicalho, F.D., Ferrari, P.G., Heineck, C., Steiner, H.P., Paulino, J. Ritcher, P., Lanher, L., Mollat, H., Resch, M., Oswald, J., Jochmann, D. 1974. Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico Pratinha-Argenita-Tapira-Serra da Canastra, Minas Gerais. CPRM/DNPM/Serviço Geológico da República de Alemanha (Convênio Geofísica Brasil – Alemanha) p. 57.
- Pinto, C.P. & Martins-Neto, M.A. 2001. A Bacia do São Francisco; geologia e recursos naturais. Belo Horizonte SBG/MG. 349 p.
- PLANOROESTE. 1981. II plano de desenvolvimento integrado do noroeste mineiro. *CETEC*. Belo Horizonte.
- Pflug, R. & Renger, F.E. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton do São Francisco. In: *SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju, Anais...*, v. 2, p.5-9.
- PROJETO JANUÁRIA-ITACARAMBI. 1976. Relatório único de pesquisa realizada nos municípios de Januária- Itacarambi -MG. *CPRM*. Vol 1.
- PROJETO MONTALVÂNIA. 1974. Relatório único de pesquisa realizada no município de Montalvânia-MG. *CPRM*. Vol 1.
- Rabelo, A.E.K. & Santos, A.V.L. dos. 1979. Considerações sobre a geologia regional da área nortenoeste do Estado de Minas Gerais. *Metamig*.
- RADAMBRASIL. 1982. *DNPM*. Folha SD.23, Brasília. Rio de Janeiro, 660 p.
- Reading, H.G. 1978. *Sedimentary environments and Facies*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 557p.
- Rimann, E. 1917. *Kimberlita do Brasil*. Ouro Preto. Na. Esc. Minas, 15: 27-32
- Robertson, J.F. 1963. Geology of the Lead-Zinc deposits in the município of Januária, state of Minas Gerais, Brazil. U.S. *Geological Survey Bulletin*, 1110-B, p. 110.
- Ruellan, F. 1952. Note preliminaire sur un plissement rencontré entre Pirapora e Formosa, Brasil. *Soc. Geol. Fr. Bull.* 6 T. II, 1/3, p. 91-100.
- Sawasato, E.Y. 1995. *Estruturação da porção meridional da Bacia Alto-Sanfranciscana, Cretáceo do Oeste de Minas Gerais*. Dissertação Mestrado. Ouro Preto, DEGEO-EM-UFOP, 127 p.

- Schöll, W. U. 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. *In: SBG, Congr. Brás. Geol., 29 Ouro Preto, 1976. Anais...*, p.199-213.
- Scholle, P. 1978. A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. A.A.P.G. Memoir nº 27. 241p.
- Seer, H.J.; Moraes, L.C.; Fogaça, A.C.C. 1987. Faciologia e estruturação tectônica dos metassedimentos co diamictitos e jaspelitos a região de Lagoa Formosa, MG (Grupo Bambuí?). *In: SGC-MG, Simp. Geol. Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, Boletim 9, p. 199-213.*
- Shinn, E.A., Emiliani, C., Hudson, J.H, George, R.Y. 1978. Oxygen and carbon isotopic growth record in a reef coral from the Florida Keys and a deep-sea coral. *Science*, **202**: 627-629.
- Shinn, E.A. 1983. Tidal Flat. *In: Scholle, P.A; Bebout, D.G. & Moore, C.H. 1983. Carbonate Depositional environments.* Tulsa, p. 171-210. (AAPG, memoir 33).
- Shinn, E.A. 1986. Modern carbonate tidal flat: their diagnostic features. *In: Warne, J.E. & Shanley, K.W. (eds). Carbonate depositional environments: modern and ancient.* Part 3.- Tidal Flats by Hardie, L.A. Quarterly of the Colorado Scholl of Mines. Golden, Colorado. 81(1):7-36.
- Silva, A.B. da.1984. *Análise morfoestrutural, hidrogeológica e hidroquímica no estudo do aquífero cárstico do Jaíba, norte de Minas Gerais.* Tese de doutorado. Univ. São Paulo, São Paulo.
- Silva, A.B. da. 1995. Água subterrânea no carste da bacia do rio Verde Grande, norte de Minas Gerais. Tese concurso público Professor Titular. Belo Horizonte: UFMG, 95p.
- Souza, S. M. T. de. 1995. Disponibilidades hídricas subterrâneas no Estado de Minas Gerais. COPASA-MG. 525 p.
- Spadini, A.R. 1992. Alguns fundamentos da sedimentação carbonática. (*In: Abreu-Lima, 1997*).
- Suguo, K. 2003. *Geologia sedimentar.* Ed. Edgar Blücher Ltda.
- Tucker, M.E. 1985. Shallow-marine carbonate facies and facies models. *In: Brenchley, P.J. & Williams, B.P.J (Eds.). Sedimentology: recent developments and applied aspects.* Special publication of Geology Society of London. V. 18, p. 147-169.
- Tucker, M.E. 1981. *Sedimentary Petrology: an introduction.* Blackwell, Oxford. 252 p.
- Tucker, M.E. 1992. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks.* 2a. ed. Oxford, Blackwell, 206 p.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology.* 1. ed. Oxford, Blackwell. 482p.

- Uhlein, A. 1991. *Transição Craton-Faixa dobrada: Exemplo do Craton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Tese de doutorado. Univ. São Paulo, São Paulo, 295 p.
- Uhlein, A., Egidio-Silva, M. Trompette, R.R. 1995. Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, **3**: 99-107
- Uhlein, A., Lima, O.N.B., Fantinel, L.M., Baptista, M.C. 2004. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 42, Araxá, *Anais...*, CD room (1 vol).
- Valadão, R.C. *Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental: denudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais*. Tese de Doutorado. Salvador: UFBA, 242p.
- Valeriano, C.M. 1992. *Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais*. Tese Doutorado. São Paulo, Inst. Geoc, USP, 198p.
- Valeriano C.M. 1999. *A Faixa Brasília Meridional com ênfase no segmento da Represa de Furnas. Modelos de evolução tectônica*. Tese Livre-Docencia. Rio de Janeiro, FGEL-UERJ, 89 p.
- Velásquez, L.N.M., Uhlein, A., Fantinel, L.M., Vargas, A.M.D., Ferreira, E.F., Castilho, L. S. de., Aranha, P.R.A. 2007. Investigação hidrogeológica do Flúor em aquíferos carbonáticos do Médio São Francisco, MG, e epidemiologia da fluorose dentária associada. *Relatório CNPq*. 130 p.
- Walker, R. G. & James, N.P. 1992. *Facies Models; response to sea level change*. Geological Association of Canadá. Ontario. 453 p.
- Wilson, J.L. 1975. *Carbonate facies in geology history*. Springer-Verlag, Berlim. 471 p.
- Zankl, H. 1969. Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks. *Sedimentology*, **12**: 241-256.

ANEXO 2

FICHAS DE DESCRIÇÃO DE PONTOS

Ponto	Coordenadas (localização)	Unidade	Descrição	Foto	Lâmina	Amostra
1	0583944/8222585 Alt. 862	Grupo Uruçuia	Arenito vermelho com grãos grossos e sub-arredondados, acima horizonte laterítico.			
2	0580760/8227752 Alt. 873	Grupo Uruçuia	Arenito branco, friável, grão médio a grosso, bem selecionado. Matriz branca não carbonática.			
3	0579355; 8229476 Alt. 804	Grupo Uruçuia	Arenito róseo maciço, granulometria média, bem selecionado, abundancia de grão brancos (feldspáticos?, caolíníficos?) Presença de silicificação.			
4	0575928; 8236619 Alt. 804	Grupo Uruçuia	Arenito róseo apresentando as mesmas características que o anterior. Entre os pontos 3 e 4 acontece um arenito rosado com estratificação cruzada.			
5	0574782; 8239521 Alt. 770	Grupo Uruçuia	Arenito branco, friável, granulometria média, bem selecionado, grãos subarredondados. Entre dois pacotes de arenito branco acontece outro de arenito marrom (~0,5 m), apresentando estratificação cruzada, lentes de areia mais grossa com laminação cruzada no seu interior, e pequenas fraturas.			
6	0574382; 8248109 Alt. 781	Grupo Uruçuia	Arenito rosado com níveis de conglomerado apresentando seixos de até 15 cm. Aprecia-se dissolução de alguns dos grãos e abundante silicificação.			
7	0572864; 8249249 Alt. 739	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza bem estratificado (plaqueado) e a menor escala bem laminado. Estratificação horizontal, levemente ondulada.			1
8	0561278; 8288029 Alt. 543 Pedreira de Brita	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza plaqueado, com possível laminação cruzada. So: 80/5°SW. Associadas a veios e a determinados planos acontecem acumulações de cristais centimétricos de calcita. Também constato-se a presença de pequenos cristais de fluorita (escassa) e de concreções silicosas de calcedonia de morfologia lenticular.	3		2
9	0558155; 8286420 Alt. 528	Fm. Sete Lagoas	Calcário cinza. Superficialmente caracterizado por abundancia de estruturas lapiée. So: 250/10°NE. Abundancia de estruturas <i>hummocky</i> .	2		
10	0556547; 8282529 Alt. 538	Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza, plaqueado. So: 330/8°NW. Marcas de onda. Lentes silicosas. Importante carstificação.			
11	0544210; 8278592 Alt. 549	Sete Lagoas	Calcário calcítico macrocristalino cinza claro, com lâminas de coloração rósea			1
12	22Km de Tejuco, direção Pandeiros	Grupo Uruçuia	Arenito vermelho friável, grão médio-grosso.			
13	0526075; 8285633 Usina de Pandeiros Alt. 538	Grupo Uruçuia	Brecha matriz suportada, mal selecionada com clastos angulosos de arenito muito fino ou siltito numa matriz arenosa, fortemente silicificada.			1
14	0582350; 8303529 córrego Riacho da Cruz. Alt. 479	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza (amarelo quando alterado), bem estratificado, grão fino. So: 155/5°SW So: 160/6°SW			

15	0581515; 8310043 passado o desvio para Levinópolis. Alt. 497	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza, grão médio, finamente estratificado (camadas de 5 a 10 cm.) So: E-W/5°N			
16	0582774; 8312327 Alt. 507	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza similar aos anteriores, bem estratificado e laminado. So: Horizontal. Acontecem lentes centimétricas de material carbonático calcítico branco, com laminação paralela no seu interior. Acontecem marcas de onda que em alguns lugares assemelham estruturas <i>hummocky</i> .			
17	0583125; 8322936 Alt. 498	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza claro, grão médio, bem estratificado em bancos de aprox. 0,5 m. So: 330/5°WSW. Presença de marcas onduladas.			
18	3 km. Após o ponto anterior	Fm. Sete Lagoas	Calcário similar ao do ponto 17.	1		1
19	3 km. Após o ponto anterior	Fm. Sete Lagoas	Calcário similar ao dos dois pontos anteriores.			
20	0577325; 8331149 Alt. 699	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza, com lâminas pelíticas/estilolitos(?) De cor vermelho, laminação irregular. Acontecem possíveis dobras sin-sedimentares. Níveis intraclásticos	2		1
21	0600481; 8336520 Morro de Itacarambi Alt. 468	Fm. Sete Lagoas	Morro de 200 m aprox. A base pertence à Fm. Sete Lagoas, para o topo passa-se para os pelitos da Fm. Serra de Santa Helena e os calcários de Fm. Lagoa do Jacaré. Na base; calcário calcítico cinza, bem estratificado e laminado. Lâminas de coloração rosa e branca. Lentes silicosas, estruturas tipo <i>ripple</i> e tool marks (de arraste), acontecem também brechas de colapso. So: 315/13° SW a 290/18°SSW. Pacotes métricos (2 a 3 m) mais maciços om laminação muito fina.	2		2
22	0589148; 8335133 Alt. 574	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza escuro. Camadas com estratificação ondulada e delgados níveis róseos. Acontecem esparsos veios de calcita			
23	(058838; 8335619) Alt. 732	Fm. Sete Lagoas	Contato entre calcário calcítico cinza com dolomito bege litográfico(?)			2
24	(0584032; 8338387) Alt. 737	Grupo Uruçuia	Brecha de matriz arenosa e seixos de tamanho variável (até 10 cm.)			
25	(0571427; 8338384) Alt. 704	Grupo Uruçuia	Arenito de cores variados (marrom, cinza, branco), enormemente silicificado. Laminação de cores escuras.			1
26	(0572152; 8336480) Alt. 688	Grupo Uruçuia	Arenito branco com grãos subarredondados, granulometria grosseira e presença do que parece ser sulfetos dourados.			
27	(0588604; 8335700) Alt. 715	Grupo Uruçuia	Arenito róseo. Estratificação cruzada tabular com sentido da paleocorrente aparentemente para o NW. Acima do arenito, em contato irregular, acontece um nível silíceo composto por cristais radiais. Poderia ser precipitação a partir de uma grande porosidade.	2		2
28	(0616906; 8320072) Alt. 473	Fm. Serra de santa Helena(?)	Montículo de pedras na beira da estrada. Siltito grosseiro ou arenito muito fino, laminado. Lâminas escuras, granulometria +fina, lâminas claras, granulometria +grosseira.			

29	(0616244; 8356949) Alt. 486	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico alternando de maneira ondulante camadas cinza claro e cinza escuro. Aparentemente fétido. Estratificação cruzada de pequeno porte, visível nos níveis claros. Acontecem também nos níveis claros manchas escuras de granulometria menor e grandes cristais calcíticos. So: 260/8°N. Amplas ondulação ($\lambda = 2m$). Os calcários cinza escuro parecem um pouco mais finos do que os claros			2
31	(0633287; 8352578) Alt. 471	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza escuro, grão médio-fino, parece apresentar tanto laminação como estratificação cruzada. Intraclastos (?)			1
32	(0634886;8352775) Pov. Ladeadinho Alt. 489	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcissiltito (marga?)de granulometria média-fina, laminada, lascada			
33	(0643125; 8349725) Alt. 476	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza escuro, plaqueado, laminado, ondulado. Morro com aprox. 30 m. So: 310/9°SW. Muito carstificado. Presença de gretas de ressecamento.	1		1
34	(0650776; 8281285) Serra da Jaiba, beira da MG-401 Alt. 488	Fm. Serra da Saudade e Fm. Três Marias.	Seção SSE-NNW. Da base para o topo a sucessão estratigráfica consiste em 4 "pacotes": 1) Siltitos cinza-esverdeados (amarelos quando alterados) 2) Calcário calcítico cinza, aparentemente maciço, estratificação ondulada 3) Ritmito calcário/pelito esverdeado 4) Arenitos/Arcóseos da Fm. Três Marias			
35	Estrada na entrada de Verdilândia Alt. 473	Fm. Serra da Saudade	Siltito cinza-esverdeado. Apresenta estrutura tectônica em flor, mostrando duas fraturas de direção 350/80°W e 10/80°E	1		1
36	(0576787; 8269112) Alt. 549	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito cinza (amarelo quando intemperizado), a laminação parece estar levemente dobrada. So: 255/3-4°S; 315/3-4°SW; 230/4°SE (devido ao fato dos estratos serem quase horizontais as medições ficam pouco confiáveis). Aprecia-se uma foliação ou clivagem bem desenvolvida, com direção 300/55°SW.			1
37	(0576888; 8268280) Alt. 595	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza escuro, estratificação ondulada, parece apresentar <i>mudcracks</i> . Lentes de calcário calcítico mais escuro e fino. Aspecto superficial lapiée. Veios de calcita branca e preta. Os níveis mais claros mostram mais visível sua laminação.			
	(0577389; 8266208) Alt. 684	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário cinza escuro. Parece mostrar pequenos cristais de sulfeto dourado (pirita?). Estratificação ondulada (pacotes de 5-10 cm), alguns níveis bem laminados. Aparentes <i>mudcracks</i> .			1
39	(0580964; 8260154) Alt. 767	Grupo Uruçuia	Contato entre os siltitos e arenito rosado, bem selecionado, grãos grossos subangulares, muito silicificado.	1		2
40	(0587541; 8256479) Alt. 790	Grupo Uruçuia	Argilitos vermelhos e dispersos bolos residuais de arenito amarelado, granulometria média-grosseira, bem selecionado, grãos subarredondados			
41	(0596855; 8259425) Alt. 817	Grupo Uruçuia	Toma de amostras de argilito e arenito			2
42	(0607809; 8264650) Alt. 751	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário cinza escuro (cristalino) com veios de calcita preta.			

43	(0608730; 8264753) Alt. 735	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza escuro, apresentando bancos métrico com estratificação ondulada intercalado com níveis mais finos (pelítico? Calcilutito?), bem laminado com lâminas de silte o argila de cor vermelho. Formetemente carstificado. Acontecem nínéis com mudcracks. Se apresenta com dobras abertas, com eixo de dobra segundo a direção 215/82°SE.			
44	(0600413; 8256265) Alt. 740	Fm. Lagoa do Jacaré	Paredão de siltito. Fratura ou clivagem 300/vertical.	1		1
45	(0604575; 8251093) Alt. 691	Fm. Lagoa do Jacaré	Ponte sobre uma garganta. Toma de amostra de uma rocha calcária, amarela e porosa			1
46	(0604898; 8244919) At. 789	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza. Apresentando grande número de intraclastos de tamanhos variados (centimétricos), laminados internamente. Veios de calcita preta cortados por veios de calcita branca.	1		
47	(0563442; 8293659) Alt. 532	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza, apresentando lâminas verdes e amarelas de silte ou argila. Camadas de granulometria mais fina alternando com outras de granulometria mais grosseira. Esta variação pode ter uma origem nos níveis originados a partir de tapetes microbianos.			3
48	(0561215; 8294424) Alt. 565	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza escuro, granulometria média a fina, plaqueado, com estratificação ondulada.	2		1
49	(0560735; 8295039) Alt. 580	Fm. Sete Lagoas	Calcário cinza escuro, fino (similar ao do P.38) finamente estratificado (plaqueado) e laminado. Lentes não calcíticas apresentando no interior o que parece ser estratificação paralela. Acontecem em alguns níveis estruturas tipo <i>mudcracks</i> . So: 210/2°SE			1
50	(0557200; 8296834)	Grupo Uruçuia	Bola arenosa residual na beira da Estrada, fortemente silicificada por cristais botroidais de calcedônia. Aprecia-se uma laminação descontinua de minerais pretos.			1
51	(0553104; 8297631) Alt. 649	Grupo Uruçuia	Grandes blocos de rochas arenosas similares ao do ponto anterior. Agora se confirma que a posição dos blocos é <i>in situ</i> . Apresentam-se muito silicificados e com uma grande porosidade tipo vug (?).			1
52	(0554294; 8297492) Alt. 649	Fm. Sete Lagoas	Calcário calcítico cinza com grande quantidade de intraclastos (muitos deles >15 cm.). Os intraclastos acontecem contornados por um material róseo (silte?) Estilólitos(?)			1
Seção Pedras Maria da Cruz - Lontra (do ponto 53 ao 62, a localização estará indicada pela distancia em Km. Desde a cidade de Pedras Maria da Cruz ao longo da						
53	(0565102; 8262886) 11 Km Alt. 514	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos bege bem estratificados e finamente laminados, parecem apresentar indícios de uma leve deformação. So:	1		1
54	(0565677; 8262410) 11,5 Km Alt. 540	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito similar ao anterior. Muito ferruginizado. Fratura; 340/75°WSW			1
55	13,5 Km Alt. 585	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza escuro, fétido, grão fino, estratificação ondulada e, quando alterado, mostra laminação e bandamento.			1

56	17 Km Alt. 643	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito vermelho finamente laminado e estratificado (camadas de 1 a 25 cm). Apresenta estratificação levemente ondulada. Como nos outros casos destes mesmos materiais não sei se a ondulação obedece à uma estrutura deposicional ou ao efeito da deformação tectônica. Em alguns locais parece apresentar estratificação cruzada			
57	20 Km Alt. 681	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário cinza de grão médio, laminação por silte de cor vermelho. Cristais de calcita preta e branca. No afloramento se aprecia uma ritmicidade entre calcários cinza escuro cristalinos e calcários de granulometria mais grosseira com laminação vermelha.			
59	21 Km Alt. 721	Fm. Lagoa do Jacaré	Margas (?) rosas laminadas, e levemente dobradas. So: 305/9°NE	1		1
60	23 Km Alt. 723	Fm. Lagoa do Jacaré?	Calcário calcítico cinza com laminação verde e vermelha. Pelo aspecto também poderia ser uma marga.			1
61	24 Km Alt. 710	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito amarelo. So: 290/4°SW; fratura: 280/85°SSW			
62	24,5 Km Alt. 718	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza de grão fino intercalando-se com calcário cristalino de granulometria mais grosseira. O resto do afloramento apresenta aspecto de siltitos ainda que reacionam com o HCl. Estruturas tipo <i>climbing ripples</i> . Evidenciam estruturas parecidas com a clivagem que vê-se em alguns afloramentos de siltitos.			1
63	Alt. 790	Grupo Urucuaia	Bolo de arenito vermelho.			1
Seção São Francisco – Ubaí (do ponto 64 ao 72 a localização estará indicada por a distancia em Km. desde a cidade de São Francisco)						
64	(0512918; 8224511) 13Km Alt. 492	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza escuro, grão de tamanho médio, alternando-se com outros calcário mais escuros, cristalinos, mais grosseiros. Um pouco adiante, seguindo a estrada acham-se calcários similares mais apresentando a laminação vermelha e estratificação levemente ondulada.			2
65	16 Km Alt. 542	Fm. Lagoa do Jacaré	Siltitos muito intemperizados, finamente estratificados.			
66	(0515469; 8221419) 18 Km Alt. 550	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário similar ao do ponto P. 64, vê-se perfeitamente a estratificação ondulada e possíveis <i>ripples</i> .	1		
67	(0514807; 8219280) 20 Km Alt. 575	Fm. Lagoa do Jacaré	Contato entre calcários calcíticos, um pouco mais finos do que os dos pontos anteriores, e sobre eles, siltitos.			
68	(0514464; 8219164) 21 Km Alt. 594	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários cinza, apresentando lentes de material escuro não calcítico (sílex?).			1
69	(0510688; 8215496) 26 Km Alt. 566	Fm. Lagoa do Jacaré	Grande bolo de calcário calcítico cinza no medio do caminho, no qual o intemperismo mostra com grande claridade uma grande quantidade de intraclastos centimétricos. Também percebe-se a presença de fina laminação de cor verde e vermelho.	1		

70	(0513853; 8210430) 33 Km Alt. 606	Fm. Lagoa do Jacaré	Contato entre siltitos e calcário calcítico cinza escuro alternando níveis mais grosseiros e níveis mais finos. Estratificação ondulada e presença de cristais de calcita preta.			1
71	(0514020; 8209468) 34 Km Alt. 595	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários similares ao do ponto anterior: P.70	1		2
72	48 Km Alt. 559	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza com laminação vermelha.			
Seção Ubaí – Campo Azul (do ponto 73 ao 77 a localização estará indicada por a distancia em Km. desde a cidade de Ubaí)						
73	(0519465; 8180524) ponte divisa Campo Azul- Ubaí 26 Km Alt. 557	Três Marias	Siltito cinza, bem estratificado e laminado.			1
74	(0519353; 8176811) 30 Km Alt. 600	Três Marias	Contato entre os siltitos cinza e os arcósios/arenitos(?) vermelhos, com grão subarredondados, boa seleção, tamanho médio-fino	1		1
75	(0520106; 8174288) 36 Km Alt. 651	Três Marias	Alternancia de siltitos e arenitos branco-róseos e vermelhos. Os arenitos apresentam boa seleção, tamanho de grão médio, subarredondados.	1		
76	(0529352; 8185174) Alt. 660	Três Marias	Arenitos vermelhos e esbranquiçados.			
77	(0547079; 8197580) Alt. 671	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza escuro, grão de tamanho médio, alternando-se com outros calcário mais escuros, cristalinos, mais grosseiros. Um pouco adiante, seguindo a estrada acham-se calcários similares mais apresentando a laminação vermelha e estratificação levemente ondulada.			
Seção São Francisco – São Romão (do ponto 78 ao 84 a localização estará indicada por a distancia em Km. desde a cidade de São Francisco)						
78	(0502145; 822079) 8 Km Alt. 531	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário cinza escuro mesocristalino			1
79	(0495697; 8207827) 39 Km Alt. 472	Fm. Lagoa do Jacaré	Mesmo calcário do que no ponto P. 78. Presença de estratificação ondulada.			
80	(0523170; 8234282) 94 Km Alt. 529	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário mesocristalino similar aos dos pontos anteriores. Lâminas vermelhas e verdes.			
81	(052563; 8232233) 97 Km Alt. 566	Fm. Lagoa do Jacaré	Siltitos amarelos muito alterados			

82	(0531139; 8232117) 103 Km Alt. 635	Fm. Lagoa do Jacaré	3 metros de calcário cinza escuro laminado.			1
83	(0532171; 8230879) 105 Km Alt. 667	Fm. Lagoa do Jacaré	Contacto com paleorrelevo entre uma lente de calcário cinza escuro e os siltitos.	1		
84	108Km Alt. 713	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários de coloração mais clara do que os anteriores (intemperismo ?). abundantemente laminado de coloração vermelha. Aspecto nodular.			2
Seção São Francisco – Luizlândia (85-87)						
85	15 Km Alt. 769	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos amarelos com delgados níveis de areia fina			
86	19 Km Alt. 740	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários cinza escuro mesocristalinos.			
87	20 Km Alt. 712	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários cinza escuro mesocristalinos, em bancos de 0,5 m, alternando-se com outros centimétricos (2 – 10 cm). Estratificação ondulada. Os bancos maiores apresentam uma granulometria mais grosseira, os bancos de pequeno tamanho apresentam laminação. So:325/5°E Fratura: 235/70°NNE			1
88	0583073/8323004 Alt. 509	Fm. Sete Lagoas	Calclutito cinza laminado. Bem estratificado em bancos decimétricos. Marcas de onda. Possíveis <i>hummocky</i> . Laminação cruzada. Fraturas: 110/78° 165/80°			
89	0582516/8324201 Alt. 519	Fm. Sete Lagoas	Ritmito calcissiltito/pelito. Bancos centimétricos (5-15 cm). Dobrado. Fraturas 160/80° preenchidas por calcite branca	2		
90	05800314/8326102 Alt. 540	Fm. Sete Lagoas	Trecho de 60 metros. Calclutito e calcarenito fino, cinza. Níveis pelíticos de até 1 cm intercalados. Marcas onduladas. Estratificação cruzada de médio porte. Lentes de sílica (como nódulos e acamadadas). <i>Hummocky</i> . So: 210/10°. Fraturas: 60/80° 55/90° 145/80°	1		
91	0577288/8331132 Alt. 680	Fm. Sete Lagoas	Calcarenito dolomítico (?) com laminação irregular (microbiana?). Aspecto maciço. Bancos de 0,5 a 1 m.	1		1
92	0574856/8332924 Alt. 706	Fm. Sete Lagoas	Calcários escuros, laminação irregular. Níveis de brecha intraclástica. Possíveis <i>mudcracks</i> . So: 30/13°	1		
93	0562253/8293843 Alt. 601	Fm. Sete Lagoas	Calclutito dolomítico(?) róseo. Bem estratificado, camadas de 5 a 10 cm.	1		
94	0554255/8297604 Alt. 643	Fm. Sete Lagoas	Brecha intraclástica lamelar	1		
95	0553132/8298786 Alt. 650	Grupo Uruçuia	Arenito branco silicificado			
96	0538663/8301824 Alt. 627	Embasamento	Leito do córrego Macaúbas. Seixos de gnaiss			
97	0537052/8302311 Alt. 615	Fm. Sete Lagoas	Siltitos So: 220/25° Fratura: 330/85°			

98	0558332/8296287 Alt. 613	Fm. Sete Lagoas	Morro de calcários (30 m). Bem estratificados e laminados (lâminas de silte(?) vermelhas) So: 30/10°. Fraturas 285/75° 280/85° 190/74° 200/84°			
99	0529335/8283492 Alt. 511	Fm. Sete Lagoas	Sucessão de clacissiltitos e calcarenitos com níveis de brechas intraclásticas lamelares. So: 10/12°			1
100	0599829/8345289 Alt. 467	Fm. Sete Lagoas	Calcário bem estratificado. Vista panorâmica com amplas dobras	1		
101	0597756/8380053 Alt. 469	Fm. Sete Lagoas	Calcarenitos (oolíticos?) cinza com níveis de calcirruditos intraclásticos. Estarificação cruzada bidirecional (<i>herringbone</i>)	1		
102	0578159/8381237 Alt. 569	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito esverdeado com níveis margosos. Apresentam disjunção esferoidal. Fraturas: 330/80° 255/85° 265/80° 158/88° 330/80° 355/8° 302/90°			
103	0576888/8379553 Alt. 578	Fm. Serra de Santa Helena	Calcários cinza escuros, bem laminados, intercalados entre siltitos. Os calcários apresentam níveis intraclásticos e possíveis <i>mudcracks</i> . Fraturas: 200/73° 240/83° 195/80° 250/75°			1
104	0573309/8374158 Alt. 571	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos/argilitos na ravina da estrada. Fraturas: 115/75° 110/75° 110/78° 180/80°			2
105	0572540/8372764 Alt. 594	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos esverdeados plaqueados. Fraturas: 200/70° 100/80° 290/82° 68/84° 30/82°			1
106	0567237/ 8371992 Alt. 689	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos e folhelhos esverdeados			
107	0567979/8390132 Alt. 650	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito cinza (levemente margoso) Fraturas: 90/85° 270/85° 295/80° 265/85° 120/83° 84/84° 90/80°			
108	0567380/8391726 Alt. 613	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito e margas. So: levemente para o N Fraturas: 262/75° 85/88°			
109	0567163/8392938 Alt. 607	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito vermelho. Marcas de onda (<i>ripples</i>). Fratura: 305/80° 310/80°	1		
110	0568178/8396784 Alt. 567	Fm. Serra de Santa Helena	Calcário margoso bem estratificado, intercalado nos siltitos. Fraturas: 230/70° 225/75°			
111	0568806/8404196 Alt. 526	Fm. Serra de Santa Helena	Calcários escuros cristalino grosseiro			
112	0568907/8405197 Alt. 502	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos e margas bem estratificados. So levemente para N			
113	0572922/8408930 Alt. 495	Fm. Sete Lagoas	Ritmito calcilito/calcarenito, cor escura, plaqueado (camadas de 2 a 5 cm) So: subhorizontal			1
114	0573088/8410076 Alt. 500	Fm. Sete Lagoas	Calcirrudito dolomitizado, muito duro, brechado com intraclastos e oólitos			1
115	0574413/841904 Alt. 488	Fm. Sete Lagoas	Calcário intraclástico. Afloramento apresenta lapiée. Fratura: 190/70°			1
116	0574413/8410904 Alt. 500	Fm. Sete Lagoas	Calcarenito maciço, fortemente afetado por lapiée. Fraturas preenchidas por calcita branca. 200/160° 245/65°	2		

117	0576304/8412904 Alt. 514	Fm. Sete Lagoas	Calcário cinza maciço. Subida ao morro (a 540 aprox. chega-se aos arenitos Uruçuia)			
118	0562354/8403936 Alt. 547	Fm. Serra de Santa Helena	Calcarenito cinza. Apresenta níveis silicificados e possíveis mudcracks			1
119	0560949/8403746 Alt. 555	Fm. Serra de Santa Helena	Calcarenito cinza escuro, fétido. Apresenta estratificação ondulada e possíveis estruturas hummocky. So: levemente para NE			
120	0559080/8403434 Alt. 556	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito intemperizado (amarelo) e margas. Fraturas: 280/74° 262/80° 15/84° 225/45° 165/85°			
121	0556744/8402306 Alt. 617	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcarenito fétido com níveis sílticos, finamente plaqueado. Fraturas: 130/80° 90/70°			
122	0555713/8405640 Alt. 550	Fm. Lagoa do Jacaré (?)	Ritmito marga/calcário escuro, fétido, bem laminado			
123	0572357/8403970 Alt. 550	Fm. Serra de Santa Helena	Calcarenito plaqueado, capeado por 5 metros de calcarenito maciço (pobremente estratificados)			
124	0577737/8401964 Alt. 574	Fm. Serra de Santa Helena	Afloramento bastante intemperizado de calcários plaqueados (5-30 cm), siltitos, margas So: 10° NE			
125	0582333/8399144 Alt. 536	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito. Duas famílias principais de factura com direções N20°W e E-W			
126	0587493/8399540 Alt. 573	Fm. Sete Lagoas	Seção de aproximadamente 20 m. Da base para o topo: calcarenito cinza (15 m), brecha intraclástica (2 m) dolomito (3 m)	1		1
127	0590697/8393138 Alt. 517	Fm. Sete Lagoas	Morro de calcário. Não pode ser visitado por ser propriedade privada			
128	0591557/8387218 Alt. 485	Fm. Sete Lagoas	Calcarenito oolítico/calcirrudito intraclástico. Lentes silicosas. Podem ser observados dois ciclos granodecrescentes (brecha na base e diminui a granulometria para o topo), tempestitos?. Fratura: 330/86° 325/86°			1
129	598551/8354784 Alt. 473	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos na beira da estrada			
130	0586042/8313961 Alt. 505	Fm. Sete Lagoas	Mina do Fabião. Seção de 30 m. Da base para o topo: calcilutitos, calcarenitos, ritmito calcissiltito/silte, brecha intraclástica, ritmito calcarenito/marga dolomito róseo. So: 320/14			
131	0650299/8277397 Alt. 488	Fm. Serra da Saudade	Siltitos cinza finamente laminados. Duas famílias de fraturas principais, segundo as direções 300/80° 160/85°	1		
132	0651959/8281969 Alt. 500	Fm. Serra da Saudade	Subida à Serra do Jaíba. De 500 a 630 m siltitos cinza (amarelos quando intemperizados)	4	1	1
133	0652847/8282769 Alt. 630	Fm. Serra da Saudade	20 metros de calcários ritmicamente laminados (níveis carbonáticos (brancos) e níveis pelíticos (verdes). Fortemente dobrados e fraturados. Para o topo o calcarenito apresenta aspecto de laminito algal.			

134	0595055/8362720 Alt. 496	Fm. Serra de Santa Helena	Base do morro Maracaia. Siltito amarelo e blocos de calcario rodados.			
135	0594054/8363652 Alt. 490	Fm. Serra de Santa Helena	Excavação para cascalho. Siltitos intemperizados, amarelos. Fraturas: 310/80° 260/88° 180/80° 315/75° 80/80° 75/83° 310/88°	2		1
136	0597652/8362834 Alt. 517	Fm. Serra de Santa Helena	Ritmito de calcários finocristalinos (cinza claro quando intemperizados) e grossocristalinos (+ escuros) Estratificação ondulada. Níveis de brecha (intraclastos de até 10 cm)	1		
137	0596470/8362168 Alt. 484	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos			1
138	0597341/8361998 Alt. 531	Fm. Lagoa do Jacaré	Desde 520 até 620 m (morro Maracaia) calcários calcíticos cinza fino e grossocristalinos, bem estratificados, com níveis de brecha intraclástica lamelar. Marcas onduladas, possíveis <i>hummocky</i> e gretas de ressecamento. So: levemente para ENE			1
139	0589944/8363659 Alt. 530	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos			
140	0589231/8363013 Alt. 600	Fm. Lagoa do Jacaré (?)	Banco de calcarenito preto, fétido, atravessado por lâminas de silte/estilólitos(?)			
141	0587943/8361358 Alt. 526	Fm. Serra de Santa Helena	Calcários impuros (com aspecto margoso). Bancos de calcarenitos com níveis intraclásticos (intraclastos lamelares de até 10 cms de comprimento) Fraturas: 250/80° 252/81°			
142	0583905/8359619 Alt. 622	Fm. Lagoa do Jacaré	Contato entre siltitos e banco de calcarenito fino, cinza, cristalino	1		
143	0590174/8378867 Alt. 520	Fm. Lagoa do Jacaré	Ritmito calcarenito calcissiltito (cristalinos), escuros. Numerosos níveis de brecha intraclástica (intracl. até 15 cm). Estratificação fortemente ondulada, possíveis estruturas tipo <i>hummocky</i> . Os calcarenitos apresentam-se, por vezes, sublinhados por lâminas de silte/estilólitos (?)	1		1
144	0590254/8378745 Alt. 550	Fm. Lagoa do Jacaré	Na subida ao morro de Nhandutiba observa-se três paredões de aprox. 5-7 metros, dando um ressalte topográfico. Esses paredões representam uma sucessão de calcarenitos e calcissiltitos, com estratificação ondulada, níveis intraclásticos, lentes silicosas e abundância de estilólitos. Entre um paredão e outro não observou-se afloramentos pois esses trecho encontram-se cobertos por materiais rodados.	1		1
145	0594941/8353898 Alt. 533	Fm. Serra de Santa Helena (base) / Fm. Lagoa do Jacaré	São João das Missões. Subida que vai para a reserva indígena dos Xacriabás. De 530 até 580 m siltitos com pequenas lentes de calcarenito intraclástico. De 580 até 650 calcarenitos, calcissiltitos e brechas intraclásticas intercalados com camadas de siltitos e margas. Os calcários mostram estratificações onduladas e <i>mudcracks</i> . Fraturas: 181/82° 70/83° 190/83° 250/83°. O topo do morro é constituído pelos arenitos Urucuia, mas não chegou-se até eles (só evidencias de blocos rolados)	1		1

146	0595978/8353923 Alt. 494	Coberturas Terciárias	Conglomerado polimíctico clasto suportado, mal selecionado, matriz vermelha (ox. Fe?). Os clastos são de diversas litologias; calcários cinza, arenitos rosado, gnaisses, e seu comprimento varia de poucos milímetros até 30 cms. Apresenta-se discordante com os siltitos.	1	1	1
147	0596622/8354015 Alt. 509	Fm. Serra de Santa Helena	Pedreira de siltitos verde-amarelos. As duas principais famílias de fraturas possuem as seguintes direções: 220/50° e 295/60°	1		1
148	0524057/8233293 Alt. 533	Fm. Serra de Santa Helena	Calcarenito cristalino, cinza escuro. Nível intraclásticos.			
149	0527366/823118 Alt. 569	Fm. Serra de Santa Helena	Siltitos verdes apresentando laminações truncadas. Camadas com diferente tamanho de grão (sendo as camadas mais espessas, até 10 cm, as de maior tamanho de grão)			
150	0527564/8230954 Alt. 603	Fm. Serra de Santa Helena	3 metros de calcários após os siltitos. Estes calcários são cristalinos (finos e grossocristalinos alternativamente). Acontecem alguns níveis intraclásticos. Fratura: 180/80°			
151	0531648/8231501 Alt. 659	Fm. Serra de Santa Helena	Siltito			
152	0532453/8229965 Alt. 705	Fm. Serra de Santa Helena	Sucessão de 20 metros de siltitos avermelhados com intercalações de lentes de calcilitos e calcissiltitos, por vezes intraclásticos, por vezes nodulosos.			
153	0534738/8225010 Alt. 755	Grupo Uruçuia	Arenito vermelho fortemente silicificados			
154	0546270/8198954 Alt. 642	Fm. Lagoa do Jacaré	Leito do rio Paracatú/Gameleira. Calcarenitos finos cinza escuros, intercalados com siltitos bem estratificados (camdas de 10 cm aprox.)			
155	0527956/8197947 Alt. 630	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcarenitos e calcissiltitos cinza escuros, cristalinos, bem estratificados e finamente laminados. Bancos espessos de até 1,5 m. Níveis intraclásticos	1		
156	0521342/8199104 Alt. 618	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários similares aos do ponto anterior			
157	0518853/8202056 Alt. 565	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcarenitos cinza claro			1
158	0516585/8203568 Alt. 569	Fm. Lagoa do Jacaré	Ravina da estrada. Calcisiltitos com lâminas de silte róseo (seguramente estilólitos)			
159	0515742/8207423 Alt. 630	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários cinza escuro			
160	0519724/8210144 Alt. 644	Fm. Lagoa do Jacaré	8 metros de calcário cinza escuro, cristalino, no leito de um riacho			
161	0519834/8224142 Alt. 518	Fm. Lagoa do Jacaré	Lajedo horizontal de calcarenito cinza			

162	0516891/8221086 Alt. 530	Fm. Lagoa do Jacaré	Siltitos intercalados nos calcários cinza, fortemente recristalizados			
163	0513855/8210360 Alt. 600	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcarenitos e calcissiltitos cinza escuros, bem estratificados, estratificação ondulada			
164	0514406/820743 Alt. 592	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário cinza escuro, estratificação ondulada, abundância de estilólitos	1		
165	0515679/8204487 Alt. 606	Fm. Lagoa do Jacaré	25 metros de calcarenitos e calcissiltitos cinza escuro, fortemente estilolitizados, bem estratificados e laminados, com lentes de material poroso, veios de calcita preta e branca. Apresentam-se dobrados, com direções de mergulhos contrárias (290/10° 95/15° 160/16°), devido, possivelmente, a basculamentos dos blocos	1		2
166	0517204/8202470 Alt. 557	Fm. Lagoa do Jacaré	Margas (reacionam pouco frente à solução HCl 10%)			
167	0519039/8202017 Alt. 554	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários margosos			
168	0518541/8181864 Alt. 615	Fm. Três Marias	Arenitos/Arcósios(?) avermelhados, calcifros, bem estratificados e argilitos finamente laminados			
169	0519523/81800278 Alt. 540	Fm. Serra da Saudade	Desde 600 até o leito do rio Paracatú (540 m), o vale representa uma sucessão monótona de siltitos cinza esverdeados (amarelos quando intemperizados) So: mergulhando para SSE	1		1
170	0518944/8179029 Alt. 550	Fm. Lagoa do Jacaré	Ritmito calcarenito fino calcissiltito. Aspecto noduloso. So: 100/11°. Fratura: 190/90°	2		1
171	0504246/8210782 Alt. 564	Fm. Lagoa do Jacaré	Saída da comunidade de Santos Reis. Calcário cinza escuro cristalino			
172	0522777/8197924 Alt. 595	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários cinza fortemente dobrados (até com dobras fechadas)	1		
173	0515055/8168599 Alt. 614	Fm. Três Marias	Arcósios/Arenitos avermelhados, de granulometria média, So: levemente para SE			
174	0516607/8166983 Alt. 590	Fm. Serra da Saudade	Siltitos avermelhados intemperizados			
175	0506634/8168954 Alt. 530	Fm. Serra da Saudade	Siltitos avermelhados intemperizados			
176	0503240/8182901 Alt. 488	Fm. Lagoa do Jacaré	Calculutito cinza escuro, plaqueado, com cara de siltito (reacionam com HCl 10%)			
177	0537070/8193176 Alt. 644	Fm. Lagoa do Jacaré	Saída da vila de Santa Rosa. Calcário cinza fortemente estilolitizado, cortado por veios subhorizontais de calcita branca. Marcas e onda e possíveis <i>hummocky</i>			1
178	0537270/8193974 Alt. 625	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários cinza finamente estratificados e laminados. Abundantes estilólitos			
179	0529140/8186018 Alt. 653	Fm. Três Marias	Leito do rio Paracatú. Arcósios/arenitos amarelados e avermelhados			1

180	0583980/8359649 Alt. 620	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário calcítico cinza, cristalino, cortado por veios de calcita			
181	0580249/8353339 Alt. 656	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário cinza escuro, cristalino, com concreções de sílica. So: 220/10° Acima dos calcários pacote de siltito			
182	0578033/8352831 Alt. 653	Fm. Lagoa do Jacaré	20 metros de siltitos cinza esverdeados, capeados por 10 m de calcários similares aos do ponto anterior			
183	0575833/8351300 Alt. 670	Fm. Lagoa do Jacaré	Pequeno morro de calcário maciço			
184	0605778/8238479 Alt. 688	Fm. Lagoa do Jacaré	Paredão de siltitos esverdeados. Apresenta planos de xistosidade incipiente. Fraturas: 5/88° 72/83° 222/80° 130/70°			
185	0606128/8240218 Alt. 734	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários cinza com abundância de estilólitos			
186	0604887/8244951 Alt. 791	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcarenito e calcissiltito cinza, cristalinos. Observaram-se, em um bloco deslocado da estrada, estruturas que lembram estromatólitos clunares colunares	1		1
187	0606735/8248729 Alt. 693	Fm. Lagoa do Jacaré	Margas e siltitos bem estratificados. Fraturas: 3/88° 125/85° 260/80°			
188	0604905/8250750 Alt. 674	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcarenitos e calcissiltitos em camadas estratocrescentes. Dobras e mergulhos em diversas direções, por basculamento de grandes blocos			
189	0604492/8251155 Alt. 639	Fm. Lagoa do Jacaré	Vale do rio Arapaim. Calcarenitos e calcissiltitos alternando-se ritmicamente (em camadas centimétricas), mostrando laminação convoluta (compactação), estratificação onduladas, que em alguns locais sugere hummocky. <i>Presença de mudcracks</i> . Fraturas 165/88° 60/85° 198/85°			
190	0620895/8223210 Alt. 623	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários na ravina da estrada			
191	0631432/8211183 Alt. 519	Fm. Lagoa do Jacaré	No leito do rio Verde Grande. Calcários margosos. Apresentam xistosidade segundo a direção 110/ 75° So: 95/18°			
192	0633198/8213356 Alt. 530	Fm. Lagoa do Jacaré	Subida à serra na margem direita do rio Verde Grande. Calcários cinza (sem intercalações observadas de siltitos) com estratificações cruzadas			
193	0612579/8234722 Alt. 700	Fm. Lagoa do Jacaré	Blocos de calcário cinza escuro (não <i>in situ</i> mas próximos da seu posição original)			
194	0607413/8238424 Alt. 710	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcarenito cinza escuro, fétido. Apresenta estratificação ondulada e possíveis estruturas <i>hummocky</i> . So: levemente para NE			
195	0603336/8253043 Alt. 732	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcarenito cinza, cristalino, siltitos e margas. Fratura: 275/88° 210/80°			
196	0605990/8264023 Alt. 782	Fm. Lagoa do Jacaré	Saída da cidade de Varzelândia. Calcários similares aos dos pontos anteriores. Fraturas: 248/80° 198/85°			
197	0658653/8266445 Alt. 514	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcário cinza escuro. So: 105/10°			

198	0650750/8272923 Alt. 482	Fm. Serra da Saudade	Torres de comunicação na entrada de Verdelândia. Siltitos/metassiltitos mal selecionados, com grão de quartzo e micas, visivelmente laminados, variação rítmica centimétrica de níveis mais finos (verdes) e mais grosseiros (amarelos). So: 80/5° Xistosidade: 120/55° Fraturas: 240/76° 175/60° 135/78° 315/75°	1		1
199	0667498/8260541 Alt. 545	Fm. Lagoa do Jacaré	Pedreira Aliança. Calcarenitos e calcissiltitos cinza, cristalinos. A pedreira tem aprox. 20 m de profundidade, mas os funcionários informaram que em estudos de sondagem o calcário atinge uma profundidade maior (dezenas de metros). Os calcários são cortados por numerosos veios de calcita branca e preta, e esparsas fluoritas. So: W/NW. Xistosidade: 295/vertical			
200	0624647/8304496 Alt. 513	Fm. Lagoa do Jacaré	Grandes blocos de calcário cristalinos na beira da estrada			
201	0616900/8305230 Alt. 507	Fm. Lagoa do Jacaré	Serra Azul. Calcários cristalinos cinza escuros			
202	0611309/8309811 Alt. 472	Fm. Lagoa do Jacaré	Calcários cinza escuro, cristalinos, com estilólitos, concreções silicosas e veios de calcita branca e preta. Apresenta níveis muito bem laminados e outros com brechas intraclásticas lamelares			