



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

TESE DE DOUTORADO

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO MACAÚBAS NO
DOMÍNIO MERIDIONAL DA SERRA DO ESPINHAÇO, MINAS
GERAIS**

AUTOR: Lucio Mauro Soares Fraga

ORIENTAÇÃO: Prof. Alexandre Uhlein

Nº 025

**BELO HORIZONTE
DATA (18/10/2013)**

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

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO MACAÚBAS NO
DOMÍNIO MERIDIONAL DA SERRA DO ESPINHAÇO, MINAS
GERAIS**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geologia do Instituto de Geociências (IGC) da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geociências.

Lucio Mauro Soares Fraga

Área de concentração: Geologia Regional.

Orientador: Prof. Alexandre Uhlein

**Belo Horizonte, MG
2013**

F811a Fraga, Lucio Mauro Soares.
2013 Análise estratigráfica do grupo Macaúbas no domínio meridional da Serra do Espinhaço, Minas Gerais [manuscrito] / Lucio Mauro Soares Fraga. – 2013.
vii, 190 f. : il. (algumas color.).

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2013.

Área de concentração: Geologia Regional.

Orientador: Alexandre Uhlein.

Bibliografia: f. 176-190.

Inclui anexo.

1. Geologia estratigráfica – Teses. 2. Carbonatos – Teses. 3. Isótopos – Teses. I. Uhlein, Alexandre. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.7

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar agradecimento especial ao Professor Dr. Alexandre Uhlein pela orientação, amizade e paciência dedicados durante os trabalhos desta tese.

Aos professores do IGC/UFMG: Dr. Luiz Guilherme Knauer, Dr. Wilson Romano, Dra. Karin Elise B. Meyer, Dr. Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves pelo apoio, amizade além de importantes contribuições, críticas e discussões ao trabalho.

Aos funcionários do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC) e do Centro de Geologia Eschwege (CGE) pela compreensão e apoio durante os trabalhos de campo e laboratório.

Aos professores e co-autores dos trabalhos de pesquisa: Dr. Alcides Nóbrega Sial, Dr. Marcio Pimentel, Dr. Adolf Henrich Horn, Dra. Soraya de Carvalho Neves.

Aos alunos e orientandos de graduação: Biólogos Gabriela Luiza Pereira Pires e Adriano Tibães, Geólogos Frederico Lopes Pereira e Guilherme Teixeira de Siqueira e Silva, Geógrafo Felipe Spinoza, Engenheiros Químicos Alexander Santos Clemente, Fernanda de Souza e Arthur Vicari Granato.

Expresso também meus agradecimentos aos colegas professores da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri em Diamantina: Prof. Dr. Pedro Angelo Almeida-Abreu, Dra. Daniella Piuzana, Prof. Dr. Hernando Baggio, Dra. Rosana Cristina. Estendendo os agradecimentos aos técnicos e funcionários: Geóloga Carolina Mota e Engenheiro Florestal Aroldo Luiz.

Agradeço a meus pais Clóvis Roberto Hernandez Fraga e Gladis Soares Fraga e a meus irmãos Fabiano, Clóvis e Cristiano pela confiança e apoio incondicional.

Dedico este trabalho a minha família, a meus filhos Rafael Neves Fraga e Marcela Neves Fraga a minha querida companheira Soraya de Carvalho Neves, aos quais expresso meus maiores agradecimentos.

Agradecimentos são devidos também à Fundação de Amparo e apoio a Pesquisa do estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pelo apoio financeiro no desenvolvimento dos projetos científicos.

RESUMO

Esta tese de doutorado concentra-se na análise estratigráfica sequencial, na quimioestratigrafia isotópica e no estudo de estromatólitos (morfologia e ambientes de sedimentação) das sequências metassedimentares do Grupo Macaúbas, na região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional. Desta forma, a estratigrafia do Grupo Macaúbas na região estudada, compreende três sequências deposicionais: (1) Sequência Duas Barras, subdividida em AF 1 - metarenitos e metaconglomerados depositados em sistema de Fan Delta I; AF 2 - metapelitos com lentes de dolomito estromatolítico depositados em sistema de planície de maré durante um trato transgressivo; (2) Sequência Tijucuçu, constituída pela AF 3 - metarenitos com fragmentos líticos e metarenitos finos depositados em sistema de Fan Delta II e AF 4 - metapelitos carbonáticos e grafitosos, calcarenitos e calcilitos laminados depositados em sistema plataformar durante um Trato de Mar Alto; (3) Sequência Glacial, subdividida em AF Diamictítica, com metadiamicctitos maciços e/ou estratificados, depositados em sistema glácio-continental e glácio-marinho e AF Arenopelítica, constituída por metarritmitos com clastos caídos (*dropstones*) e metarenitos laminados com metapelitos, depositados em sistema glácio-marinho. Nestas rochas a deformação está relacionada ao evento Brasileiro (560-490 Ma), e foi responsável pelos dobramentos assimétricos suaves e pela foliação principal subverticalizada (S1), marcada pela orientação dos planos micáceos além da paragênese metamórfica regional (clorita+epidoto+calcita+biotita±espessartita). Na porção leste da área, ocorre uma clivagem de crenulação espaçada (foliação S2), que deforma os planos S1, representando uma segunda fase de deformação, influenciada pela Zona de Cisalhamento Distensional Chapada Acauã. Nos dolomitos da Sequência Duas Barras (AF 2) foi caracterizada uma associação de estromatólitos colunares cônicos e ramificados (*Conophyton-Jacutophyton*), depositados em ambiente costeiro dominado por marés (planície de maré) e com águas pouco profundas (submaré rasa). O estudo quimioestratigráfico (isótopos de C, O e Sr) apóia-se em amostragem detalhada de dolomitos da AF2, calcários da AF4, dolomitos da Formação Rio Pardo Grande (Supergrupo Espinhaço) e carbonatos do Grupo Bambuí. Os resultados isotópicos de C e O nas rochas carbonáticas do Grupo Macaúbas indicam que a AF 4 foi depositada durante um período climático muito quente e seco, com baixo aporte de sedimentos continentais. As razões de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (0,7072 e 0,7075) em rochas calcárias da Sequência Tijucuçu, abaixo dos pacotes de metadiamicctitos da Sequência Glacial, são semelhantes aos encontrados para o período Criogeniano, pós-Sturtiano (700 a 650 Ma). Nos metarenitos da AF 3, o zircão mais novo encontrado possui idade U/Pb de 1115 Ma inferida como idade mínima para o final da sedimentação da AF 3 da Sequência Tijucuçu. O zircão magmático mais novo encontrado nas rochas intrusivas na AF 1 (Sequência Duas Barras) possui idade U/Pb de 1246 +- 17 Ma. Entretanto, estas rochas são contaminadas por zircões magmáticos herdados e detriticos, perdendo sua referência única de idade de magmatismo.

Palavras Chave: Estratigrafia de sequências; Grupo Macaúbas; carbonatos; estromatólitos; isótopos de C; isótopos de Sr; Neoproterozóico.

ABSTRACT

This doctoral thesis concentrates on sequential stratigraphic analysis, isotope chemostratigraphy (C, O and Sr) and the study of stromatolites (morphology and sedimentary environments) of metasedimentary sequences of Macaúbas Group, in the northeast of the Southern Espinhaço Ridge. Thus, the stratigraphy of the Macaúbas Group in the study area, comprises three depositional sequences: (1) Duas Barras Sequence, further subdivided into the AF 1 – metarenites and metaconglomerates deposited in a Fan Delta I system, AF 2 - metapelites with stromatolitic dolostone lenses deposited in tidal flat system for a transgressive tract, (2) Tijucuçu Sequence, constituted by AF 3 - metarenites with lithic fragments and fine metarenites deposited in a Fan Delta II system and AF 4 - carbonate and graphitic metapelitic rocks, laminated calcarenites and calcilutites deposited on a plataformal system in high system tract, (3) Glacial Sequence subdivided into the AF Diamictítica with massives and/or laminated metadiamictites, deposited in glacio-continental and glacio-marine systems and AF – Areno-pelítica, consisting of metarhytmities with dropstones, laminated metarenites and metapelites deposited in a glacio-marine system. The deformation of these rocks is related to the Brasiliano event (560-490 Ma) and was responsible for asymmetric folds and subverticalized main foliation (S1), marked by the orientation of micaceous plans beyond the regional metamorphic paragenesis (chlorite + epidote + calcite + biotite ± spessartite). In the eastern portion, there is a spaced crenulation cleavage (S2 foliation), which deforms the planes S1, representing the second deformation phase, influenced by ZCDCA (Distentional Shear Zone Chapada Acauã). In the dolostone lenses of Duas Barras Sequence (AF 2) it was characterized an association of branched and conical stromatolites (*Conophyton* - *Jacutophyton*), deposited in a coastal environment dominated by tides (tidal flat) and shallow (shallow subtidal). C and O-isotope chemostratigraphic study performed with detailed sampling of dolostones of AF 2, limestone of AF 4, dolostones of the Rio Pardo Grande Formation (Espinhaço Supergroup) and further carbonates of Bambuí Group. C and O-isotopes in carbonate rocks of the Macaúbas Group suggest that AF 4 was deposited during a very hot and dry climate, with low input of continental sediments. The $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ratios (0.7072 and 0.7075) found in the limestone of Tijucuçu Sequence, below packages of metadiamictites of Glacial Sequence, are similar to those found in the Cryogenian period, post- Sturtian (700-650 Ma). In metarenites of AF 3, the age of the youngest zircon found U/Pb 1115 Ma can be inferred as the minimum age for the ultimate of the sedimentation in AF 3 of Tijucuçu Sequence. The younger magmatic zircon found in the intrusive rocks of AF 1 (Duas Barras Sequence) has U / Pb 1246 ± 17 Ma age. However, these rocks are contaminated with inherited magmatic zircons and detrital zircons, losing their reference age of magmatism.

Keywords: Stratigraphic sequence; Macaubas Group; carbonates; stromatolites; C isotope; Sr isotope; Neoproterozoic

SUMÁRIO

RESUMO	
ABSTRACT	
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
3. OBJETIVOS.....	3
4. METODOLOGIA.....	4
4.1. Mapeamento geológico e análise estratigráfica	4
4.2. Análises isotópicas C, O e Sr	4
4.3. Concentração de minerais pesados e geocronologia SHRIMP	5
4.4. Análises geoquímicas (ICP MS e OES).....	7
4.5. Difractometria de Raio X.....	8
4.6. Microsonda eletrônica	9
5. REVISÃO DA LITERATURA – ESTADO DA ARTE DE TEMAS SELECIONADOS E UTILIZADOS NESTA TESE.....	10
5.1. Estratigrafia de Sequências	10
5.2. Isótopos estáveis de C e O.....	18
5.3. Isótopos radiogênicos de Sr.....	21
5.4. Fluxos gravitacionais em sistemas glaciais.....	23
5.5. Paleontologia de estromatólitos	28
6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE A FAIXA ARAÇUAÍ, GRUPO MACAÚBAS E O SUPERGRUPO ESPINHAÇO	30
6.1. Trabalhos anteriores	30
6.2. Glaciação Macaúbas.....	35
7. GEOLOGIA REGIONAL	39
7.1. Rochas Arqueanas	40
7.2. Supergrupo Espinhaço.....	41
7.3. Suíte Metaígneia Pedro Lessa	45
7.4. Grupo Macaúbas	45
7.5. Grupo Bambuí.....	47
7.6. Evolução do Orógeno Araçuaí e seus estágios colisionais	49
8. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS NO GRUPO MACAÚBAS, NA REGIÃO NORDESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL.	52
8.1. Análise do Mapa geológico da região pesquisada	52
8.2. Perfis estratigráficos detalhados na área de pesquisa.....	56
8.3. Estratigrafia de Sequências Deposicionais e Associações de litofácies.....	62
8.4. Sequência Duas Barras.....	63
8.4.1. Associação Faciológica 1 (AF 1).....	64
8.4.2. Associação Faciológica 2 (AF 2).....	69
8.5. Sequência Tijucuçu	73
8.5.1. Associação Faciológica 3 (AF 3).....	73
8.5.2. Associação Faciológica 4 (AF 4).....	78
8.6. Paleocorrentes	84
8.7. Sequência Glacial.....	86
8.7.1. Associação Faciológica Diamictítica (AF Dmt).....	88
8.7.2. Associação Faciológica Areno-pelítica (AF Aps)	95
8.8. Paleotransporte glacial	102

9. GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO	103
9.1. Geologia Estrutural	103
9.1.1. Cinturão de cavalgamento da Serra do Espinhaço.....	104
9.1.2. Zona de cisalhamento distensional Chapada Acauã.....	108
9.2. Metamorfismo	110
10. ESTROMATÓLITOS COLUNARES NA BASE DO GRUPO MACAÚBAS, NORDESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO (MG): PALEONTOLOGIA E AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO	113
Resumo	113
Abstract	114
1. Introdução.....	115
2. Metodologia de estudo	116
3. Contexto geológico da região nordeste da Serra do Espinhaço	116
4. Descrição da sucessão sedimentar.....	118
5. Descrição paleontológica de estromatólitos do Grupo Macaúbas.....	120
6. Interpretação paleoambiental	123
7. Conclusões.....	124
11. GEOQUÍMICA DE ROCHAS CARBONÁTICAS E METAPELÍTICAS ENCONTRADAS NAS SEQUÊNCIAS BASAIS DO GRUPO MACAÚBAS NA REGIÃO NORDESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL.....	129
11.1. Introdução.....	129
11.2. Localização das amostras analisadas.....	129
11.3. Avaliação geoquímica das rochas metapelíticas	133
11.4. Avaliação Geoquímica das rochas carbonáticas	136
11.5. Mineralogia de metassiltitos grafitosos e manganésíferos da Sequência Tijucuçu	139
12. ESTRATIGRAFIA DE ISÓTOPOS DE C, O E Sr NAS ROCHAS CARBONÁTICAS DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL.....	142
1. INTRODUCTION.....	142
2. GEOLOGIC BACKGROUND	143
3. ANALYTICAL METHODS.....	147
4. ISOTOPE DATA EVALUATION	148
Section 1- Laminated calcarenites and calcilutites (Tijucuçu Farm)	148
Section 2–Lens of dolostone with stromatolites (Domingas Formation).....	150
Section 3- Gray dolostone of Rio Pardo Grande Formation	152
Section 4 - Laminated calcareous rocks with pelitic levels, Bambuí Group	154
5. EVALUATION AND INTERPRETATION OF THE RESULTS	155
ACKNOWLEDGEMENTS	158
13. GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÕES DETRÍTICOS NAS ROCHAS BASAIS DO GRUPO MACAÚBAS DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL.....	163
13.1. Introdução.....	163
13.2. Procedimentos analíticos.....	164
13.2. Rochas metaígneas alojadas na Sequência Duas Barras (amostra LC-22)	165
13.3. Metarenitos da Sequência Tijucuçu (amostra LC-44).....	167
13.4. Metarenitos do Grupo Macaúbas na borda oeste da Serra (amostra LC-45)	170
14. CONCLUSÕES	172
15. REFERÊNCIAS	175

ANEXOS

Anexo I – Mapa geológico da região entre Couto de Magalhães de Minas e Senador Mourão, Alto do Jequitinhonha (MG) em escala 1:50.000 (também em CD-ROM).

Anexo II – Ficha de descrição das unidades mapeadas

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização e vias de acessos a área de estudo, região do Alto Jequitinhonha, Minas Gerais. (BH – Belo Horizonte).....	2
Figura 2- Comparação entre denominações litoestratigráficas e estratigrafia de sequências HST – Trato de sistema de mar alto; TST – Trato de sistema transgressivo e LST – Trato de sistema de mar baixo (modificado de Catuneanu, 2006).....	11
Figura 3- Representação das diferentes características sedimentares das sequências deposicionais nos diferentes Tratos de Sistemas (modificado de Possamentier et al., 1988. Tradução e interpretações do autor da tese).	13
Figura 4- Quadro evolutivo com os diferentes estágios de estiramento litosférico e suas respectivas bacias sedimentares (modificado de Allen & Allen, 1990. Traduzido pelo autor da tese).....	14
Figura 5- Diagrama esquemático de uma bacia rifte, comparando os padrões tectono-sedimentares em períodos de altas e baixas taxas de subsidência. O aumento nas taxas de subsidência/basculamento do bloco baixo provoca o soerguimento do bloco alto da margem falhada (rejuvenecimento do relevo), transgressões e retrogradações de sistemas deposicionais e estreitamento do depocentro ao longo da falha de borda. Já nos períodos de menor atividade tectônica da falha de borda, um rebaixamento do nível de base deposicional (predomínio da erosão) provoca progradações dos sistemas deposicionais, associados à presença de vales incisivos (modificado de Christie-Blick & Driscoll, 1995 in Ubiraci, 2000).....	15
Figura 6- Modelo de sedimentação para lagos tectônicos baseado no balanço entre criação do espaço de acomodação (controlado pelo tectonismo) e as taxas de aporte sedimentar + suprimento de água (controlado pelo clima). Modificado de Carrol & Bohacs (1999) in Ubiraci (2000).	16
Figura 7- Modelo deposicional da Bacia Potiguar (Della Fávera, 2001).	17
Figura 8- Gráfico de distribuição de valores de Sr/Sr em rochas carbonáticas ao longo do Neoproterozóico (Halverson <i>et al.</i> , 2007).	22
Figura 9- Modelo deposicional de fluxos gravitacionais de detritos por ação de geleiras continentais (Drewry, 1986). A espessura (hz) e a extensão da camada de <i>till</i> (L) varia de acordo com o ângulo de inclinação na superfície (α) e na base (β) do fluxo de sedimentos (tradução do autor).....	24
Figura 10- Código de fácies para diamictitos e demais sedimentos glaciais, proposto por Eyles <i>et al.</i> (1983). Tradução do autor.	24
Figura 11- Modelo de Boulton (1979), para a forma de ocorrência dos depósitos de till de alojamento (<i>lodgement</i>) e (B) interação entre as partículas no <i>lodgement</i> com colisão entre clastos ao longo dos planos de cisalhamento.....	25
Figura 12- Processo de deposição e retrabalhamento de <i>lodgement</i> (I e II) e deposição de <i>melt out</i> (III e IV), durante o processo de retração (degelo) de uma geleira na região do Platô do Himalaia (Rupal Valley) in Owen <i>et al.</i> (2000). Ao lado modelo de empilhamento de camadas de diamictitos glaciais (tilitos) de ambiente continental (Einsele, 2000).	26

Figura 13- Modelo deposicional glácio-marinho, relacionando diversas possibilidades de ocorrência de fluxos gravitacionais de sedimentos, sempre retrabalhando os depósitos continentais, num mesmo ambiente glacial (modificado de Martini <i>et al.</i> , 2001).	28
Figura 14- Formas comparativas entre estromatólitos colunares utilizadas para sua classificação (Sallun Filho & Fairchild, 2005).	29
Figura 15- Estratigrafia do Grupo Macaúbas na região de Couto de Magalhães, Itacambira e Carbonita, nordeste da Serra do Espinhaço Meridional. Segundo Hettich (1977).	31
Figura 16- Proposta de correlação entre as bacias Macaúbas e Bambuí de Dardenne & Walde (1979).	32
Figura 17- A Bacia Macaúbas segundo os modelos de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2007) e Alkmim <i>et al.</i> (2007), confinada entre os crátons São Francisco e Congo, precursora do orógeno Araçuaí.	35
Figura 18- Afloramento na região da Serra da Água Fria, região de Jequitaiá, onde foram encontradas estrias de origem glaciogênica (Foto: Caxito <i>et al.</i> , 2011 indicando a direção do avanço do gelo para E).	36
Figura 19- Mapa geológico simplificado da região central da Serra do Espinhaço Meridional (modificado de CPRM-CODEMIG, 2003).	40
Figura 20- Coluna estratigráfica esquemática da base do Supergrupo Espinhaço na porção meridional da serra: ☆- Idades absolutas obtidas em zircões e badeleíta, respectivamente do embasamento e nas rochas básicas intrusivas – vv (Machado <i>et al.</i> (1989), idades modelos obtidas em zircões detríticos na Formação São João da Chapada (Machado <i>et al.</i> , (1989) e na Formação Sopa-Brumadinho (Chemale Jr. <i>et al.</i> , 2011). Modificado de Schöll & Fogaça (1979).	43
Figura 21- Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Conselheiro Mata (modificado de Schöll & Fogaça, 1979). (vv): rochas básicas intrusivas (Machado <i>et al.</i> (1989). ☆- idades geocronológicas mais novas obtidas em zircões detríticos nas formações Santa Rita, Córrego Bandeira e Rio Pardo Grande (Chemale Jr. <i>et al.</i> , 2011).	44
Figura 22- Estratigrafia do Grupo Macaúbas identificada no domínio externo da Faixa Araçuaí (Região oeste) e próximo ao domínio interno (Região leste). Modificado de Caxito <i>et al.</i> (2011) e Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2007).	46
Figura 23- Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí proposta por Dardenne (1978).	48
Figura 24- Mapa geológico simplificado da região entre Couto de Magalhães de Minas e Senador Mourão, nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, com a localização dos perfis descritos para o detalhamento da estratigrafia do Grupo Macaúbas.	54
Figura 25- Coluna simplificada das unidades estratigráficas mapeadas na região NE da Serra do Espinhaço Meridional, região entre Couto de Magalhães de Minas e Senador Mourão. Veja também o mapa geológico da Figura 24.	55
Figura 26- Seção geológica W – E cortando as lentes de dolomito da Fazenda Boqueirão (Associação Faciológica 2 – AF 2) e os afloramentos na calha do Rio Jequitinhonha, até a rodovia BR367. Localização da seção A-B na Figura 25 (Mapa Geológico).	59

Figura 27- Seção geológica W – E na região central da área mapeada, iniciando no distrito de Inhaí, cortando a região central da calha do Rio Jequitinhonha e as rochas calcárias da Fazenda Tijucuçu, até a rodovia BR 367. Localização da seção C-D na Figura 25 (Mapa Geológico).	60
Figura 28- Seção geológica W – E na região sul da área próximo a Maria Nunes, cortando a calha do Rio Jequitinhonha, o município de Couto de Magalhães, até o trevo de acesso a São Gonçalo do Rio Preto na rodovia BR 367. Localização da seção E-F na Figura 25 (Mapa Geológico).	61
Figura 29- Mapa de localização das colunas estratigráficas das sequências Duas Barras e Tijucuçu.	63
Figura 30- Litofácies da Associação Faciológica 1 (AF 1) da Sequência Duas Barras: (A) Metaconglomerado da Fácies Cm interpretado como depósito de fluxo gravitacional encontrados próximo ao contato com o Supergrupo Espinhaço; (B) Metarenitos conglomeráticos com clastos de quartzitos finos; (C) Fotomicrografia de metarenito impuros da Fácies Ab em luz polarizada e (D) luz natural, mostrando granulação fina a média, subarredondada com contato grão a grão.	65
Figura 31- Representação das fácies da Associação Faciológica 1 (AF 1) na região de Maria Nunes (A) e na calha do Rio Jequitinhonha (B), sobrepostas a Associação Faciológica 2 (AF 2). Colunas localizadas no mapa da Figura 29.	66
Figura 32- (A) Afloramento de rocha ígnea gabrítica, intrusiva na Sequência Duas Barras, localizada na região norte da área (B). Fotomicrografia (LP- Luz polarizada e LN- Luz natural) da matriz fanerítica média composta por micrólitos de plagioclásio intensamente saussuritizados e pórfiros de anfibólio esverdeado, piroxênio e biotita.	67
Figura 33- Litofácies da Associação Faciológica 2 (AF 2) da Sequência Duas Barras: (A) Camadas de metassiltitos maciços da Fácies Sm interpretados como tempestitos; (B) metassiltitos laminados encontrados na calha do Rio Jequitinhonha; (C) Fotomicrografia em luz polarizada e luz natural (D) de metassiltito laminado, com crenulação dos planos de mica branca (sericita) e recristalização de quartzo ao longo dos planos de clivagem.	70
Figura 34- (A) Afloramento de dolomito (Fácies Dol) contendo estruturas estromatolíticas colunares encontrado na Fazenda Boqueirão e (B) na calha do Rio Jequitinhonha.	71
Figura 35- Representação das fácies da Associação Faciológica 2 (AF 2) na região da Fazenda Boqueirão/Inhaí (C) e na calha do Rio Jequitinhonha (D). Colunas localizadas no mapa da Figura 29.	71
Figura 36- Litofácies Associação Faciológica 3 (AF 3) na Sequência Tijucuçu: (A) Afloramento de metarenito feldspático rosado da Fácies Ar (ambiente fluvial) encontrado na região da Fazenda Boqueirão; (B) detalhe da textura gradacional nos metarenitos da Fácies Ar; (C) Afloramento de metarenitos grosseiros com estratificações cruzadas tabulares da Fácies At e (D) textura gradacional com níveis de grânulos na base. (E) Afloramentos de metarenito fino com estratificações plano-paralelas da Fácies Af na calha do Córrego do Tomé, sugerindo fácies de praia; (F) detalhe das estratificações cruzadas de baixo ângulo separadas por pavimentos ondulados (<i>ripples</i>), sugerindo ambiente litorâneo.	75

- Figura 37- Afloramento de arenito com fragmentos líticos (At), contendo matacões de rocha maciça de granulação muito fina (metavulcânica), no contato com a Fácies diamictitos estratificados (Dms) da Sequência Glacial, próximo ao distrito de S. G. da Canjica (A e B). Fotomicrografia (luz natural e polarizada) do clasto, mostrando textura ígnea reliquiar, com borda de reação de óxido em torno de minerais prismáticos (C). 76
- Figura 38- Representação das fácies da Associação Faciológica 3 (AF 3) na região de Inhaí (E) e na calha do Córrego do Tomé (F), sobreposta a Associação Faciológica 2 (AF 2). Colunas localizadas no mapa da Figura 29. 77
- Figura 39- Representação das fácies da Associação Faciológica 4 (AF4) na região de Senador Mourão (G), na Fazenda Tijucuçu (H) e na região de Couto de Magalhães (I), sobrepostas a Associação Faciológica 3 (AF3). Colunas no mapa da Figura 29. 80
- Figura 40- Litofácies da Associação Faciológica 4 (AF 4) da Sequência Tijucuçu: (A) Afloramento de calcário laminado da Fácies Clu encontrado nas imediações da Fazenda Tijucuçu interpretados como depósitos plataformais e (B) detalhe de estrutura em *tepee* em calcilito. (C) Fotomicrografia de calcarenitos com grãos sub-poligonizados e (D) laminação de calcilito com textura fina e calcarenito granular. (E) Afloramento de metapelito grafitoso da Fácies Plg, da região de Couto de Magalhães de Minas e (F) detalhe de intercalações pelíticas com níveis manganésiferos. 81
- Figura 41- Resumo das fácies e sistemas deposicionais descritos nas sequências Duas Barras e Tijucuçu..... 84
- Figura 42- Diagrama de direções de paleocorrentes medidas a partir de estratificações cruzadas acanaladas em metarenitos da AF 1 na Sequência Duas Barras..... 85
- Figura 43- Diagrama de direções de paleocorrentes medidas em metarenitos da AF 3 na Sequência Tijucuçu..... 86
- Figura 44- Mapa de localização das colunas estratigráficas que definem a Sequência Glacial..... 87
- Figura 45- Litofácies da Associação Faciológica diamictítica (AF Dms): (A) Afloramento de metadiamictito maciço encontrado na região de Inhaí com clastos de rocha granítica e (B) *clusters* (aglomerados de clastos em contato). (C) Matacão de quartzito rotacionado, envolto por estruturas sin sedimentares de fluidização (*slump*), geradas no final de fluxos gravitacionais densos; (D) Afloramento de metadiamictito estratificado encontrado na região de Couto de Magalhães de Minas..... 91
- Figura 46- Representação da Associação Faciológica Diamictítica e as principais fácies associadas na região de Inhaí (coluna L), na Região de Couto de Magalhães (coluna M), e na região nordeste (coluna J). Metadiamictitos com fragmentos de manganês da região de Couto de Magalhães (Fazenda Gangorra – coluna N) e metaconglomerados carbonáticos gradados da região de Piteiros, extremo leste da área mapeada (coluna K)..... 92
- Figura 47- Representação simplificada das variações faciológicas encontradas na Sequência Glacial. 95
- Figura 48- Litofácies da Associação Faciológica Areno-pelítica (AF Aps) da Sequência Glacial: (A) Afloramento de metarritmito com concentração de clastos na Fácies Pls que dominam na região nordeste e (B) detalhe da laminação argilosa rosada na matriz dos

metarritmitos. (C) Afloramento de metarenito laminado da Fácies Als e (D) clasto subanguloso caído (base para cima) de rocha granítica, interpretado como *dropstone*. 98

Figura 49- Representação da Associação Faciológica Areno-pelítica (AF Aps) e suas principais fácies encontradas na região nordeste próximo a Senador Mourão (O), na região de Couto de Magalhães (Q) próximo a Fazenda Tijucuçu. Na região sudeste ocorrem camadas de xistos verdes em contato com o topo da associação (S). Na região da Fazenda Piteiros (região leste) ocorrem metaconglomerados gradados na base da AF Aps..... 99

Figura 50- Quadro estratigráfico simplificado da Sequência Glacial..... 101

Figura 51- Dobramentos abertos encontrados em arenitos finos (Fácies Af) dentro da calha do Córrego do Tomé (linha de charneira 050/10). 105

Figura 52- Diagramas estereográficos sinópticos (Hemisfério inferior) dos pólos de acamamento primário de quartzitos do Supergrupo Espinhaço (a) e do Grupo Macaúbas (b), da foliação metamórfica principal - S1 (c) e da foliação secundária – S2 (d), encontradas na transição do domínio externo da Faixa Araçuaí. 106

Figura 53- Lineação de estiramento nos clastos achatados dentro dos pacotes de metadiamicritos maciços (AF Dmt), região de Couto de Magalhães de Minas. 107

Figura 54- Afloramento de arenito laminado com marcante clivagem de crenulação (S2) com sentido de mergulho para oeste (270/50)..... 109

Figura 55- Afloramento em corte da rodovia BR367 de camadas de metarenitos pelíticos laminados, mostrando dobra recumbente com vergência para leste. 109

Figura 56- Fotomicrografia de metarenito com grãos de quartzo subpoligonizados e alongados segundo a foliação principal S1 (A). Textura cataclástica em um grão de apatita, gerada pela pressão de fluídos durante o metamorfismo (B). Textura granoblástica em calcarenitos, os planos de biotita ocorrem orientados segundo a foliação principal (C e D). Textura granolepidoblástica com bandamento composicional de quartzo, calcita e mica (clorita e biotita) nos metapelitos carbonáticos (E). Imagem retroespalhada em microsonda, mostrando concentração de granada espessartita (Grt) encontradas dentro dos metapelitos manganésíferos em Couto de Magalhães de Minas. 111

Figura 57- Fotomicrografia da matriz de metadiamicritos maciços, destacando a foliação determinada pela orientação dos planos micáceos (biotita + clorita) e pelo alongamento dos grãos de quartzo, com sombras de pressão..... 112

Figura 58- Mapa geológico simplificado da região leste da área pesquisada, destacando os pacotes de rochas de granulação fina do Grupo Macaúbas e o local de coleta das amostras de calcários e metapelitos para geoquímica. 131

Figura 59- Mapa geológico simplificado da região de Couto de Magalhães de Minas, destacando os afloramentos de metapelitos grafitosos e manganésíferos na periferia de Couto de Magalhães, com os pontos de coleta de amostras para geoquímica. 132

Figura 60- Gráfico de distribuição dos elementos traços das amostras PSL1, 2, 3, 4 e 5; (gráfico A) com relação a sua distribuição na Crosta continental superior (Taylor & McLennan, 1985) e, no gráfico B, comparação entre o padrão de A e as demais amostras de metassiltitos (Amostra PSL7 e amostras PSL8 e PSL9). 135

Figura 61- Gráfico comparativo de ETR nas rochas metapelíticas.....	136
Figura 62- Gráfico de distribuição dos elementos traços nas rochas calcárias do Grupo Macaúbas.....	137
Figura 63- Gráfico de distribuição dos elementos ETR nas rochas calcárias.....	138
Figura 64- Imagens de retroespalhamento identificando cristais hexagonais de granada espessartita (A) e em (B) pseudomorfos de granada sendo alterados em duas fases de dissolução.....	140
Figura 65- Resultados analíticos quantitativos demonstrando as fases de mineralização de manganês encontradas nos metassiltitos manganésíferos (análises de Microsonda eletrônica).....	141
Figura 66- Localização das amostras analisadas dentro das unidades estudadas na borda leste e oeste da Serra do Espinhaço Meridional. Amostra LC 45 (quartzito), amostra LC 22 (rocha metabásica) e amostra LC 44 (quartzito).....	164
Figura 67- Curva da concórdia para zircões detríticos e magmáticos encontrados nas rochas intrusivas da AF 1.....	165
Figura 68- Imagem de catodo luminescência em zircões zonados encontrados nas rochas intrusivas. Os círculos mostram os pontos da sonda SHRIMP e suas respectivas idades U/Pb.....	166
Figura 69- Curva de concórdia destacando os zircões mais jovens e gráficos de distribuição das frequências de idades nos zircões da AF 3.....	168
Figura 70- Distribuição de zircões detríticos nos metarenitos da borda oeste.....	170

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1- Litoestratigrafia do Grupo Macaúbas no Setor Setentrional da Faixa Araçuaí... 33	33
Tabela 2- Colunas estratigráficas comparativas do Grupo Macaúbas na região nordeste da Serra do Espinhaço.....	34
Tabela 3- Resultados das análises de ICP nas amostras de metapelitos e rochas carbonáticas. Os valores dos elementos maiores são dados em porcentagem (%) e os valores de elementos traços são dados em ppm.....	134
Tabela 4- Resultado das análises de difratometria de Raio-X (em %) ao longo da camada de metapelitos, na região de Couto de Magalhães de Minas.....	139
Tabela 5- Resultados das análises de microsonda eletrônica.....	140
Tabela 6- Análise dos zircões encontrados na rocha metabásica (amostra LC-22).....	167
Tabela 7- Resultados das análises de zircões da AF 3 (amostra LC-44).....	168
Tabela 8- Resultados das análises de zircões da borda oeste.....	171

1. INTRODUÇÃO

O Grupo Macaúbas compreende um conjunto de rochas metassedimentares relacionadas à ambientes continentais (metarenitos e metaconglomerados), marinhos (rochas metapelíticas, metapsamíticas e carbonáticas) e uma variedade de rochas diamictíticas relacionadas a ambientes glaciogênicos e gravitacionais, ocupando uma vasta extensão na região do Vale do Rio Jequitinhonha, no NE da Serra do Espinhaço Mineira.

Na região nordeste da Serra do Espinhaço, entre Senador Mourão e Couto de Magalhães de Minas, as rochas do Grupo Macaúbas ocupam uma faixa contínua de direção N-S, sobrepostas em discordância erosiva sobre as rochas metassedimentares do Supergrupo Espinhaço (formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel). As rochas basais do Grupo Macaúbas estão agrupadas litoestratigraficamente na Formação Duas Barras (quartzitos e metaconglomerados) e na Formação Domingas (metassiltitos e dolomitos estromatolíticos), descritos em trabalhos de Noce *et al.* (1997) e Projeto Espinhaço (COMIG, 1996). Em discordância erosiva sobre estas rochas ocorrem pacotes de metadiamicritos maciços (Formação Serra do Catuni) seguido de extensas camadas de metarritmitos com *dropstones* (Formação Chapada Acauã), registrando os efeitos erosivos de um evento glaciogênico (Hettich, 1977; Karfunkel & Hoppe, 1988; Uhlein *et al.*, 2004). Entretanto, mapeamentos geológicos detalhados na região compreendida entre os municípios de Diamantina (distrito de Senador Mourão) e Couto de Magalhães de Minas (Figura 1), permitiram a identificação de calcários estromatolíticos, camadas de calcários laminados, assim como metassiltitos e quartzitos de posição estratigráfica incerta.

Desta forma, a região nordeste foi alvo de estudo estratigráfico detalhado, abrangendo mapeamento geológico complementar (Anexo 1), levantamento de colunas estratigráficas, levantamentos estruturais, descrições petrográficas, análises geoquímicas e geocronológicas. Foram realizados estudos isotópicos complementares (isótopos de C, O, Sr) nas ocorrências carbonáticas descritas e também nas rochas carbonáticas da borda oeste da serra (região entre Conselheiro Mata e Rodeador), para fins de correlação estratigráfica com os afloramentos da região nordeste. Os estromatólitos foram estudados procurando melhor caracterização da morfologia e dos ambientes de sedimentação.

As pesquisas realizadas nesta tese identificaram novos aspectos paleogeográficos da Bacia Macaúbas analisados sob o ponto de vista da estratigrafia de sequências deposicionais. Estes estudos estratigráficos, aliado as análises geoquímicas e isotópicas, resultaram na caracterização da Bacia Macaúbas, inicialmente como do tipo rifte, evoluindo rapidamente para margem passiva, com estágio de deposição em ambiente marinho plataformal, anterior a glaciação continental (Sequência Glacial), que se instalou em toda a região sudeste do Cráton São Francisco.

2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada no NE do estado de Minas Gerais (região do Alto Jequitinhonha), abrangendo parte dos municípios de Couto de Magalhães de Minas (São Gonçalo da Canjica e Tomé) e Diamantina, distritos de Inhaí e Senador Mourão (Figura 1).

Esta região é recoberta pela extremidade de quatro cartas topográficas (escala 1:100.000): SE da Folha Curimataí (SE-23-X-C-VI), SW da folha Carbonita (SE-23-X-D-IV), NE da folha Diamantina (SE-23-Z-A-III) e NW da folha Rio Vermelho (SE-23-Z-A-IV), cobrindo uma área de aproximadamente 750 km².

O acesso a esta região, a partir de Belo Horizonte, é feito através das rodovias BR-040 e BR-135 até o município de Curvelo, de onde se toma a BR-259 em direção ao município de Diamantina (Figura 1). A partir desta cidade, toma-se a rodovia MGT- 367 (antiga BR 367) em direção ao distrito de Mendanha e daí continuando na rodovia percorrem-se toda a região leste da área de estudo, ou ainda, por diversas estradas não pavimentadas partindo da rodovia margeando o Rio Jequitinhonha.

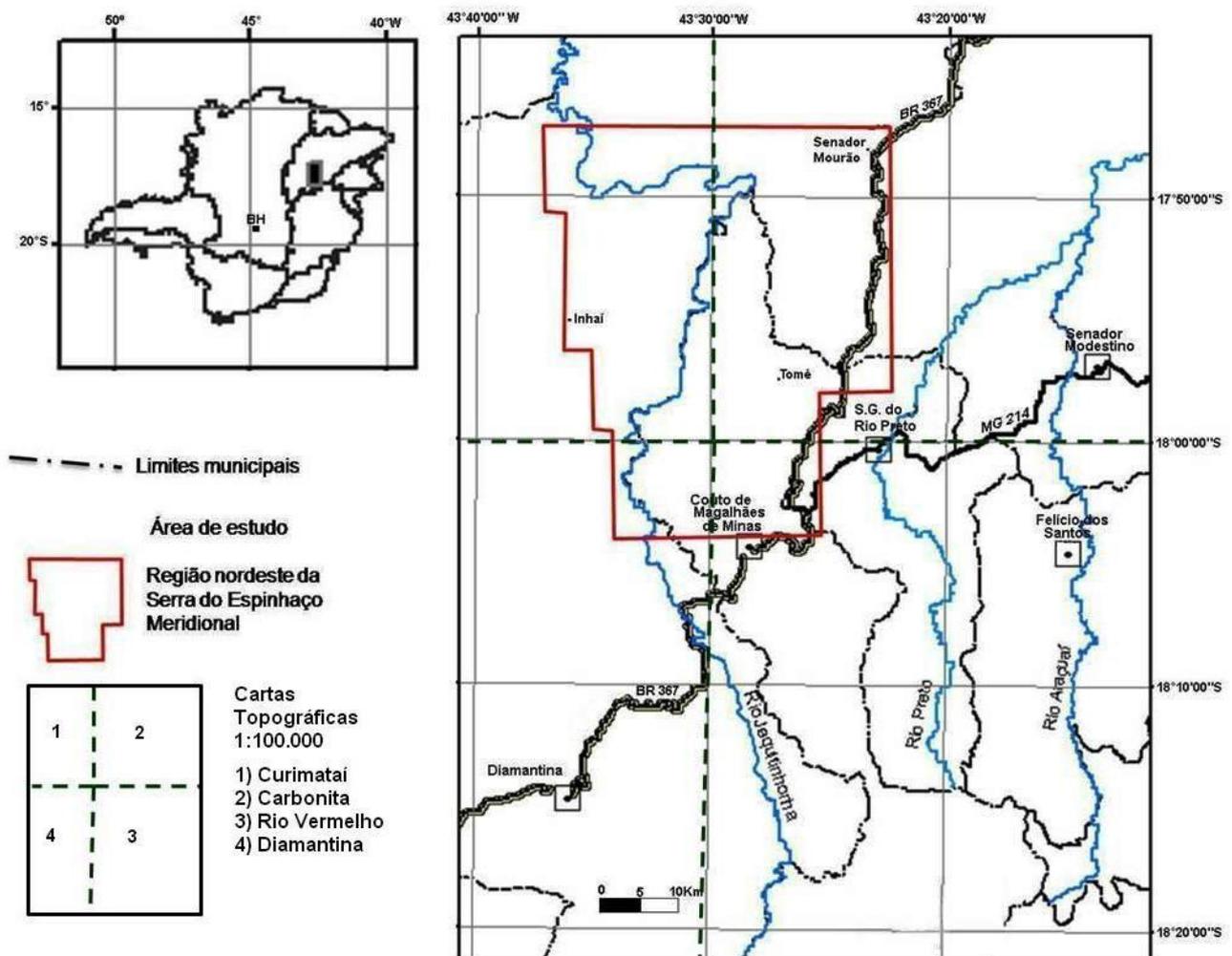


Figura 1- Mapa de localização e vias de acesso a área de estudo, região do Alto Jequitinhonha, Minas Gerais (BH – Belo Horizonte).

3. OBJETIVOS

O objetivo geral desta tese compreende o estudo estratigráfico das rochas metassedimentares basais do Grupo Macaúbas na região nordeste da Serra do Espinhaço, considerando seus aspectos deposicionais, geoquímicos e isotópicos para a caracterização paleogeográfica da bacia no início de sua evolução.

Os objetivos específicos destinados a este estudo incluem:

- 1) Mapeamento geológico de uma área de 750 km² entre Couto de Magalhães de Minas e Senador Mourão (Diamantina) na escala 1:50.000.
- 2) Análise a partir de critérios de estratigrafia de sequências deposicionais, das associações faciológicas e das discordâncias encontradas entre as rochas do Supergrupo Espinhaço e entre as rochas da base do Grupo Macaúbas.
- 3) Levantamentos estruturais e petrográficos.
- 4) Químioestratigrafia isotópica de C, O e Sr na interpretação ambiental e na geocronologia das rochas carbonáticas da região nordeste, auxiliando na correlação estratigráfica com as rochas carbonáticas da borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional (região entre Conselheiro Mata e Rodeador).
- 5) Avaliação do conteúdo paleontológico das rochas dolomíticas do Grupo Macaúbas e descrição dos estromatólitos, estabelecendo sua relação com o ambiente de sedimentação.
- 6) Avaliação geoquímica das rochas carbonáticas laminadas, das lentes dolomíticas e do pacote de metassiltitos grafitosos, hospedeiros da mineralização de manganês na região de Couto de Magalhães Minas.
- 7) Levantamento das características sedimentológicas (estruturas sedimentares e texturas) e dos componentes litológicos dos pacotes de metadiamicritos, identificando os processos glaciogênicos envolvidos na sedimentação.
- 8) Identificar os padrões geocronológicos das diferentes populações de zircões detríticos dos metarenitos da Sequência Duas Barras, através da técnica SHRIMP (método U/Pb) como método auxiliar no estudo de proveniência destes sedimentos.

4. METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos propostos nesta pesquisa, inicialmente foram realizados diversos trabalhos de campo para a complementação do mapeamento geológico existente da região nordeste da Serra do Espinhaço. Foram também realizados perfis estratigráficos na região de Conselheiro Mata - Rodeador, em unidades pós-Espinhaço consideradas correlatas à da área principal de estudo.

A pesquisa bibliográfica concentrou-se em importantes trabalhos científicos que abordam o contexto geológico da Bacia Macaúbas. A tese envolve: estratigrafia de sequências, fluxos gravitacionais em ambientes glaciais, geocronologia de zircões detríticos, geoquímica elementar para análise de proveniência, paleontologia de estromatólitos e quimioestratigrafia isotópica de C, O e Sr.

4.1. Mapeamento geológico e análise estratigráfica

Foi realizado mapeamento geológico da região entre Couto de Magalhães de Minas e Senador Mourão (~750 Km²) na escala 1:50.000, com o objetivo de estudar as relações estratigráficas e tectônicas entre o Supergrupo Espinhaço e as unidades da base do Grupo Macaúbas (Figura 24 – Anexo I).

Foram descritos 1.470 pontos em afloramentos geológicos, incorporando diversas descrições de campo do trabalho de Fraga (1999). Os dados foram descritos em caderneta e diretamente em perfis ou colunas estratigráficas, posteriormente foram dispostos em tabelas e integrados a um banco de dados SIG.

Além do mapeamento geológico, procedeu-se a um levantamento estratigráfico baseado em estratigrafia de sequências, com definição de fácies e sistemas deposicionais.

4.2. Análises isotópicas C, O e Sr

As rochas carbonáticas analisadas isotopicamente foram coletadas em diferentes perfis na região nordeste e na borda oeste da Serra do Espinhaço. Foram selecionados os seguintes perfis: calcários laminados da Fazenda Tijucuçu, dolomitos estromatolíticos da calha do Rio Jequitinhonha, dolomitos da Formação Rio Pardo Grande (Conselheiro Mata) e os calcários da Pedreira de Rodeador (Monjolos).

Foram analisadas 45 amostras de rochas carbonáticas frescas, coletadas com espaçamento vertical entre 1,5 e 2 m. Para as análises de isótopos de C e O as rochas foram perfuradas com furadeira elétrica, no laboratório de Geoquímica/CPMTC e do material

extraído 4 mg foram armazenados em frascos plásticos e enviados para o Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco.

Neste laboratório, as amostras foram tratadas e submetidas à análise por espectrômetros de massa de fonte gasosa, ao qual foram acoplados acessórios que permitem a determinação das razões isotópicas com alta resolução.

O processo de extração de CO₂ das rochas carbonáticas consiste da reação do pó de carbonato com ácido ortofosfórico a 100% a 25° C durante 12 horas para calcita ou 72 horas para dolomita. CO₂ é liberado após a reação $5\text{CaCO}_3 + 3\text{H}_3\text{PO}_4 \rightarrow \text{CA}_5(\text{PO}_4)3\text{OH} + 5\text{CO}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$, em seguida criogenicamente limpo numa linha de extração a vácuo e coletado em frasco de amostras para análises isotópicas (Sial *et al.*, 2000).

Os isótopos de carbono e oxigênio são medidos em relação a um padrão arbitrário medido em laboratório chamado V-PDB (*PeeDee Belemnites*). A calcita encontrada neste abundante cefalópode do Cretáceo, contido na Formação PeeDee da Carolina do Sul, USA, é utilizada para calibrar o espectrômetro de massa (Prothero, 1989).

Para as análises isotópicas de ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr foram selecionadas 19 amostras de rochas carbonáticas frescas, correspondendo às mesmas amostras dos perfis onde foram realizadas as análises de isótopos de C e O. Para estas análises, as rochas foram pulverizadas em moinho de disco e o material extraído (cerca de 100 g), armazenadas em frascos plásticos e enviados ao Laboratório de Geologia isotópica LGI/UFRGS para serem analisadas.

O processo de análise consiste na dissolução química total do pó carbonático com ácido clorídrico, catalização e concentração do elemento Sr da amostra. Uma amostra da solução concentrada em Sr é então submetida ao equipamento ICP-MS, o qual realiza a razão dos isótopos de ⁸⁶Sr e ⁸⁷Sr. A partir da análise dos isótopos foi então calculada a razão isotópica ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr.

4.3. Concentração de minerais pesados e geocronologia SHRIMP

Para as análises de concentrados de minerais pesados e para a geocronologia pelo método U-Pb, foram coletados cerca de 10 kg de rocha por amostra, em 14 pontos da área mapeada. Foram selecionadas amostras de rochas da Formação Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel (Supergrupo Espinhaço), metarenitos com clastos carbonáticos e diques clásticos da região de Conselheiro Mata, metarenitos e metabásicas da Sequência Duas Barras e diamictitos da Sequência Glaciogênica.

As amostras de rocha foram enviadas para o LOPAG (Laboratório de preparação de amostras da UFOP/MG) onde os grãos de minerais pesados foram concentrados. As rochas

foram submetidas à britagem e moagem, separação de frações granulométricas com utilização de peneiras e/ou batéia, separação gravimétrica e magnética dos minerais.

Os concentrados recebidos do laboratório foram fracionados em prova e contraprova, preservando o separado magnético. Parte deste concentrado foi passada no separador Frantz (ângulo de inclinação 10° e amperagem baixa) onde os concentrados com baixa susceptibilidade magnética, principalmente zircões de formatos e tipos variados, foram separados (em média 100 zircões) e descritos em lupa binocular (aumento 30x).

Três amostras de concentrados de zircões detríticos foram analisadas, respectivamente nos metarenitos da região nordeste (Sequência Duas Barras), nas rochas metabásicas intrusivas e nos metarenitos (Nível A) da borda oeste. As amostras foram analisadas no Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra (Austrália), sendo submetidas à datação U-Pb através de uma sonda SHRIMP.

Antes do processo analítico foram realizadas imagens de catodoluminescência (CL) nos grãos, a fim de melhor visualizar a zonação dos cristais, diferenciando suas fases ígneas e metamórficas, além de zonas ricas e pobres em U e Th, bem como defeitos estruturais.

O restante do material concentrado foi destinado ao estudo de proveniência, consistindo principalmente da confecção de lâminas petrográficas e seções polidas para análise em microsonda. Para esta técnica foram utilizados os métodos de proveniência descritos em Remus *et al.* (2008).

A microsonda iônica SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) de forma simplificada, pode ser dividida em cinco compartimentos: Coluna Primária/Duoplasmatron, Câmara Fonte/coluna secundária, analisador eletrostático, magneto e coletor.

O equipamento utiliza um feixe primário de íons de O_2^- , produzido no duoplasmatron, na entrada da coluna primária. O feixe é acelerado, focado, atingindo o alvo com intensidade iônica primária uniforme a um ângulo de aproximadamente 45° e uma corrente tipicamente entre 2 e 4 nA, resultando numa microescavação de 20 a 30 μm de diâmetro no material, a uma taxa de aproximadamente 2 μm por hora.

Parte do material escavado é ionizado e extraído da fonte por um potencial de 10 KeV para transferência via lentes, para a fenda de entrada do espectrômetro de massa. Em seguida o feixe passa por um analisador eletrostático, com cerca de 1,2 m de raio que o filtra de acordo com a energia cinética dos íons. A dispersão de massa é obtida através de

um magneto com 1,0 m de raio de curvatura. A fenda de largura ~80 µm posicionada à frente do coletor é usada para análise de isótopos U-Th-Pb em zircões.

O magneto é calibrado para a leitura da intensidade de nove massas diferentes (Zr_2O^+ , $^{204}Pb^+$, *background*, $^{206}Pb^+$, $^{207}Pb^+$, $^{208}Pb^+$, $^{238}U^+$, $^{232}Th^{16}O^+$, $^{238}U^{16}O^+$). Os picos das massas 196, 206, 238, 248 e 254 são ajustados por computador antes da medida dos respectivos feixes. Os demais picos são medidos com dispersão fixa, usando diferenças de massa derivadas empiricamente a partir dos pesos atômicos 196 ou 206 (Piuzzana, 2002).

O feixe secundário é coletado e medido por um multiplicador de elétrons por contagem de íons. Para melhor acurácia de cada análise, normalmente são realizadas seis leituras das nove massas em cada ponto, perfazendo um total de 20 a 25 minutos por ponto analisado em cada mineral.

Os dados analisados podem ser tratados em macros que funcionam como add-ins do software Excel, denominadas ISOPLOT e SQUID (Ludwig, 2001).

4.4. Análises geoquímicas (ICP MS e OES)

Para análise multielementar o método geoquímico adotado foi a análise de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , MnO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO), menores (Ba, Co, Cr, V, Zn, Sr, Li, Mn, B, Pb entre outros) e elementos terras raras (ETR), através das técnicas de espectroscopia de emissão ótica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES) e, junto com esta, a espectroscopia de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS).

As rochas carbonáticas e pelíticas foram coletadas e enviadas para o Laboratório Lakefield Geosol Ltda, onde foram preparadas e analisadas por ICP MS e ICP OES. A preparação das amostras consistiu de: secagem em estufa (aproximadamente 60°), britagem na malha 2 mm, homogeneização, quarteamento, e pulverização de 1,0 kg de amostra em moinho de aço a 95% - 150 mesh. A abertura das amostras ocorreu via solução de metaborato de lítio ou por decomposição por Água régia.

O ICP-MS é um equipamento constituído por uma fonte de plasma de argônio, com três tubos concêntricos de quartzo, por meio dos quais as correntes de argônio fluem a uma vazão total entre 5 e 20 L/min. O início da ionização da corrente de argônio é através de uma centelha produzida por uma bobina de tesla. Os elétrons e íons resultantes interagem com o campo magnético oscilante, produzido pela bobina de indução e a interação faz com que os íons e os elétrons na parte interna da bobina fluam em caminhos anelares fechados (Sato e Kawashita, 2002).

Na espectroscopia de emissão (ICP-OES), o plasma gera temperaturas de até aproximadamente 8.000 °C. A esta temperatura todos os elementos ficam extremamente excitados e emitem luz em comprimentos de onda característicos. A luz é capturada pelo espectrômetro e passa por uma grade de difração, para que resolva a luz em um espectro de comprimentos de onda da sua magnitude. A luz dentro do espectrômetro é difratada, direcionada por comprimento de onda e amplificada para criar uma medida de intensidade, que pode ser convertido em concentração elementar comparada com os padrões de calibração.

4.5. Difratomia de Raio-X

Amostras de rochas de granulação fina também foram submetidas à análise de difratometria de Raio-X e microsonda eletrônica. Nesta pesquisa, seis amostras de rocha contendo concentrados de manganês foram cortadas, sendo que uma parte da fatia foi pulverizada em moinho de disco e analisada em laboratório de difratometria no CPMTC/UFMG. No restante da amostra foram realizadas lâminas delgadas e seções polidas para análise em microsonda eletrônica no Instituto de Física (FACET/UFMG).

A difratometria de Raio-X corresponde a uma das principais técnicas de caracterização microestrutural de materiais cristalinos, encontrando aplicações em diversos campos do conhecimento, mais particularmente na engenharia e ciências de materiais, engenharias metalúrgica, química e de minas, além de geociências, dentre outros.

Os difratômetros disponíveis no mercado são dominados pela geometria parafocal Bragg-Brentano; seu arranjo geométrico básico pode constituir-se de um goniômetro horizontal ($\theta - 2\theta$) ou vertical ($\theta - 2\theta$ ou $\theta - \theta$).

Num difratômetro de Raio-x, são colocadas as amostras, que podem ser um sólido de superfície plana ou o pó de rochas ou minerais, a fim de se exporem todas as orientações possíveis do cristal ao feixe de Raio-X. Desta forma obtêm-se três valores apropriados de λ , d e θ para ângulo de difração. Os valores constantes de λ são obtidos pelo uso de radiação X filtrada, que é aproximadamente monocromática, o d pode ter qualquer valor consistente com a estrutura cristalina. O θ é um parâmetro variável em função da qual se medem os picos de difração (Rollinson, 1993).

Os planos de difração e suas respectivas distâncias interplanares, bem como as densidades de átomos (elétrons) ao longo de cada plano cristalino, são características específicas e únicas de cada substância cristalina, da mesma forma que o padrão difratométrico por ela gerado.

4.6. Microsonda eletrônica

Os princípios de análise de microsonda eletrônica são muito similares aqueles da Fluorescência de Raio-X, exceto que a amostra é excitada por um feixe de elétrons assim como um feixe de Raio-X. A energia dispersiva na análise por microsonda utiliza energia versus intensidade de espectro (assim como comprimento de onda *versus* intensidade) na determinação dos elementos de interesse. O modo de análise é mais rápido, porém menos prático do que o método de comprimento de onda (Rollinson, 1993).

As análises de microsonda são utilizadas principalmente para determinação dos elementos maiores. Seu principal mérito é que ela possui uma excelente resolução espacial e normalmente empregada com feixe de elétrons entre 1 e 2 μm de diâmetro.

5. REVISÃO DA LITERATURA – ESTADO DA ARTE DE TEMAS SELECIONADOS

5.1. Estratigrafia de Sequências

A estratigrafia de seqüências deposicionais consiste na resposta sedimentar decorrente das mudanças do nível de base e seus conjuntos deposicionais que surgem da interação entre espaço de acomodação e os processos de sedimentação. Desta forma estes estudos fornecem o entendimento de como as unidades estratigráficas, fácies, tratos e seqüências deposicionais se relacionam entre si no tempo e espaço, durante a evolução da bacia sedimentar (Catuneanu, 2006).

A partir do estudo estratigráfico e, principalmente sismoestratigráfico, voltados a prospecção de petróleo em bacia sedimentares fanerozóicas de margem passiva, foram idealizados os principais conceitos de estratigrafia de seqüências (Sloss, 1963; Vail *et al.*, 1977; Mitchum, 1977).

O estudo neste tipo de bacia possibilitou a correlação de diversas seqüências estratigráficas encontradas em diferentes continentes, a um mesmo evento de correlação global (eventos de primeira ordem). Estes eventos de primeira ordem estão relacionados principalmente a variações eustáticas do nível do mar, considerando também que as variações eustáticas podem estar influenciadas pelos períodos glaciogênicos.

A partir da integração estratigráfica entre diversas seqüências deposicionais de bacias do Mesozóico ao Cenozóico, Haq *et al.* (1987) produziram uma carta de ciclos globais onde registram cronoestratigraficamente a história das flutuações do nível do mar durante os últimos 250 milhões.

Os conceitos aplicados na estratigrafia de seqüências foram ampliados para bacias continentais do tipo rifte (Scholz *et al.*, 1990; Catuneanu, 2006), destacando principalmente o que as variações do nível de base produzem na acumulação dos sedimentos fluviais e lacustres. Nas bacias de pequeno volume de água, como nas bacias do tipo rifte, o clima (atmosfera), a subsidência e o suprimento de sedimentos são os principais fatores responsáveis pelas variações do nível do lago e conseqüentemente pelo desenvolvimento das seqüências deposicionais lacustres.

Aplicação da estratigrafia de seqüências em terrenos Proterozóicos

No estudo de rochas sedimentares proterozóicas, a litoestratigrafia é uma opção natural, uma vez que terrenos desta idade mostram uma rara continuidade lateral entre os pacotes sedimentares. Estas rochas também apresentam uma dificuldade natural de

correlação estratigráfica entre as demais bacias desta época, pois muitas sofreram metamorfismo e deformação de diferentes intensidades no final do Neoproterozóico (Ciclo Brasileiro).

Entretanto, a adoção de conceitos de estratigrafia de seqüências para seqüências sedimentares proterozóicas por diversos autores mostrou-se bem eficiente na maneira de interpretar a interação entre o processo sedimentar e a história deposicional (Figura 2).

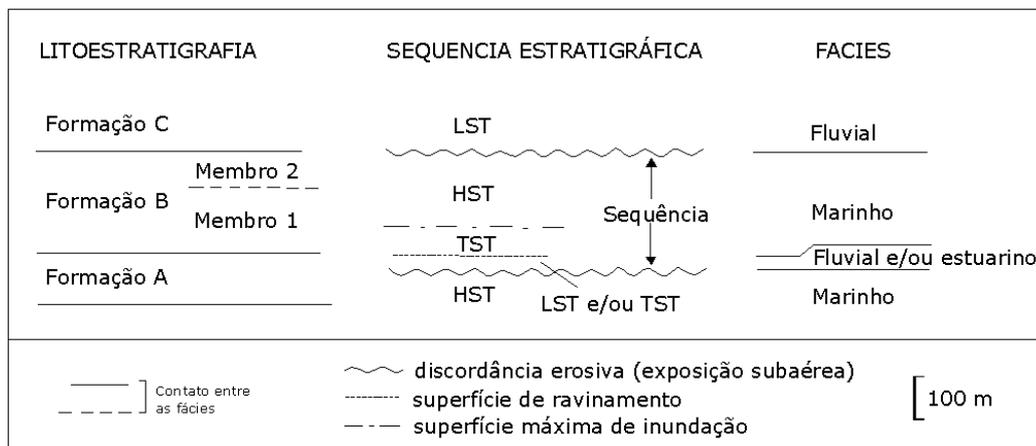


Figura 2- Comparação entre denominações litoestratigráficas e estratigrafia de seqüências: HST – Trato de sistema de mar alto; TST – Trato de sistema transgressivo e LST – Trato de sistema de mar baixo (modificado de Catuneanu, 2006).

Para pacotes sedimentares acumulados em bacias marinhas de idade proterozóica (Meso a Neoproterozóico), considerando as limitadas formas de avaliação da continuidade estratigráfica e a baixa resolução dos métodos bioestratigráficos e radiométricos, requerem métodos estratigráficos de alta resolução para se correlacionar com o arcabouço do registro estratigráfico global.

A partir dos métodos quimioestratigráficos de isótopos de C e O, por exemplo, é possível identificar variações climáticas relacionadas a eventos de aquecimento ou resfriamento global do planeta (efeito estufa e glaciações), influenciando também nas variações eustáticas do nível do mar (Halverson *et al.*, 2007).

Diversos autores (Dominguez, 1993; Martins-Neto, 1998; Martins & Lemos, 2007) têm aplicado conceitos de estratigrafia de seqüência em terrenos proterozóicos, preservados tanto em bacias marinhas de margem passiva quanto em bacias intracratônicas do tipo rifte.

Martins & Lemos (2007) utilizam a estratigrafia de seqüências, auxiliada por dados sísmicos e radiométricos, para interpretar rampas carbonáticas em seqüências neoproterozóicas no Grupo Bambuí. Neste trabalho os autores distinguem a Megasseqüência São Francisco, relacionada com o Grupo Bambuí, dividida em quatro

sequências deposicionais separadas por discordâncias, marcados por descontinuidades faciológicas e fortes quebras isotópicas. Uma anomalia negativa de ^{13}C , marca a deposição de carbonatos na Sequência 2 (Formação Sete Lagoas), sobrepostas a pacotes de sedimentos glaciogênicos da sequência 1 (Formação Jequitaiá).

Os resultados deste trabalho possibilitaram fazer-se um paralelo com os dados isotópicos da curva de variação global do ^{13}C proposta em Kaufman (1998) e desta, a relação com as variações eustáticas do nível do mar durante o proterozóico.

Estratigrafia de Sequências em Bacias de margem passiva

Estudos sismoestratigráficos realizados em plataformas continentais de margem passiva, aplicados a prospecção de petróleo nas décadas de 60 e 70 (Mitchum, 1977, Vail *et al.*, 1977) apontaram que os fenômenos cíclicos responsáveis pelas modificações dos processos sedimentares, estariam relacionados a variações eustáticas de menor duração, superimpostas a variações de maior duração, relacionadas a eventos tectônicos (Della Fávera, 2001).

O modelo conceitual proposto por Vail *et al.* (1987) representa o padrão ideal de refletores sísmicos que deveriam estar contidos em uma sequência deposicional gerada em uma bacia de margem passiva, durante um ciclo completo de subida e descida do nível do mar (Figura 3).

Os limites de sequência são caracterizados por truncamentos e onlap costeiro. Os padrões de refletores *onlap* e *downlap* ocorrem acima das descontinuidades e os padrões de truncamento, toplap e truncamento erosivo ocorrem abaixo destas superfícies (Della Fávera, 2001).

As descontinuidades são geradas a partir das variações eustáticas onde, durante a fase de queda do nível do mar seriam formadas superfícies erosionais e as fases de subida seriam marcadas pela deposição de uma seção condensada terminada por uma superfície de inundação máxima. Esta superfície separa depósitos formados durante os períodos de mar baixo e de elevação do nível do mar, dos depósitos formados em períodos de mar alto.

Estes conceitos permitiram a subdivisão da sequência em tratos de mar baixo, os depósitos formados durante o nível de mar baixo; trato transgressivo, os depósitos formados durante a subida do nível do mar, e trato de mar alto os depósitos formados durante a estabilização no nível de mar alto.

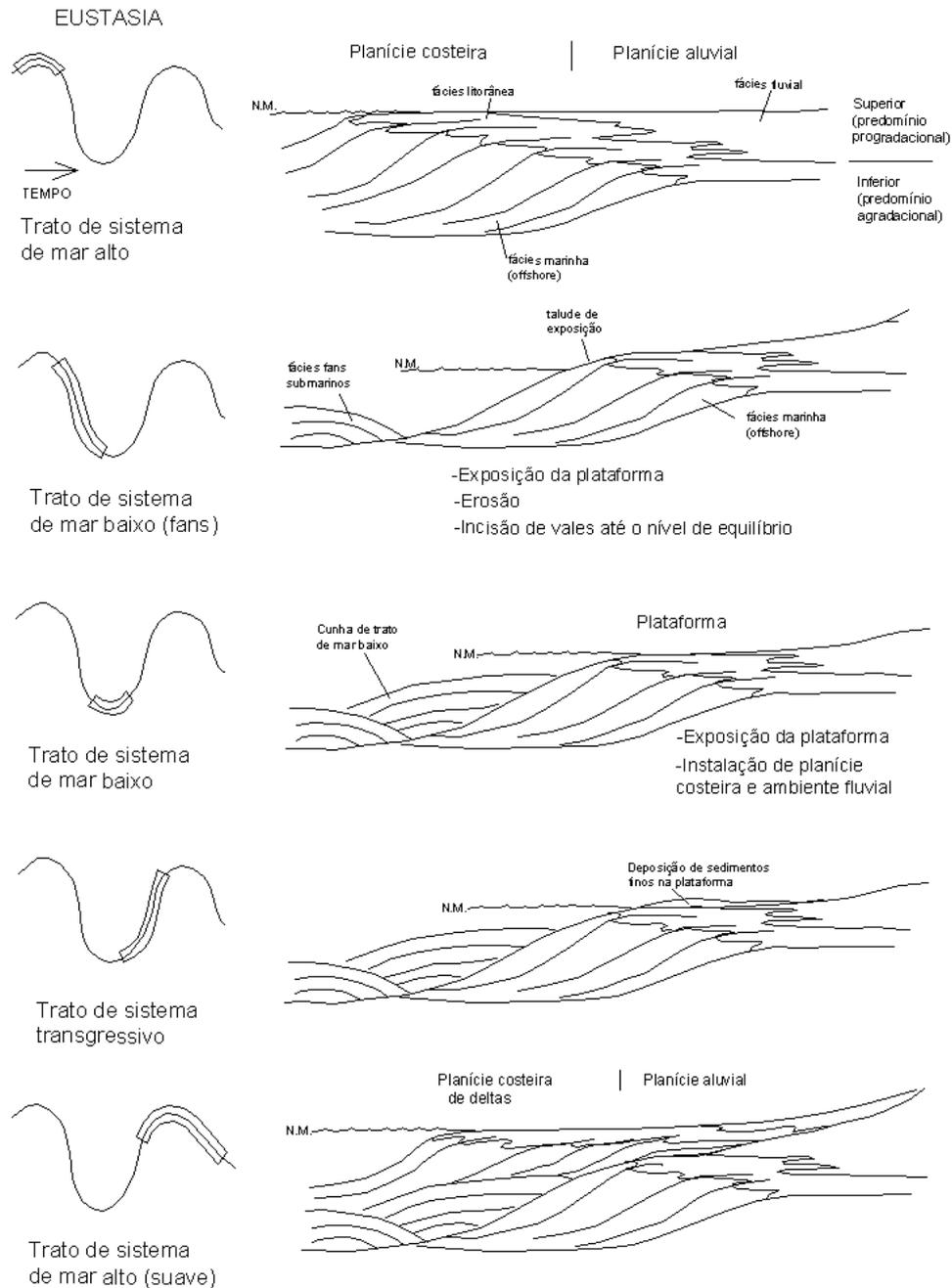


Figura 3- Representação das diferentes características sedimentares das seqüências deposicionais nos diferentes Tratos de Sistemas (modificado de Possamentier *et al.*, 1988. Tradução e interpretações do autor da tese).

Possamentier *et al.* (1988) destacam que a interação entre eustasia, tectônica local e o suprimento de sedimentos determinam o local de deposição e o padrão estratal. Dependendo da entrada de sedimentos numa bacia de margem passiva, a profundidade do nível do fundo do mar pode variar, sem mudança no nível superior da água. Desta forma, a profundidade da lâmina d'água é o espaço de acomodação capaz de se ter certa taxa de deposição sedimentar. Esta taxa é quem determina os diferentes estilos de deposição.

Estratigrafia de Sequências em Bacias Rifte

A aplicação de conceitos clássicos de estratigrafia de sequências em bacias do tipo rift tem sido objeto de recentes estudos e algumas controvérsias. Enquanto que para modelo de margem passiva existe uma valorização da eustasia como principal mecanismo de geração de espaço de acomodação e da deposição de uma sequência (Possamentier & Vail, 1988), na bacia rifte as variações da taxa de subsidência e flutuações climáticas são os principais agentes controladores dos sistemas deposicionais (Ubiraci, 2000).

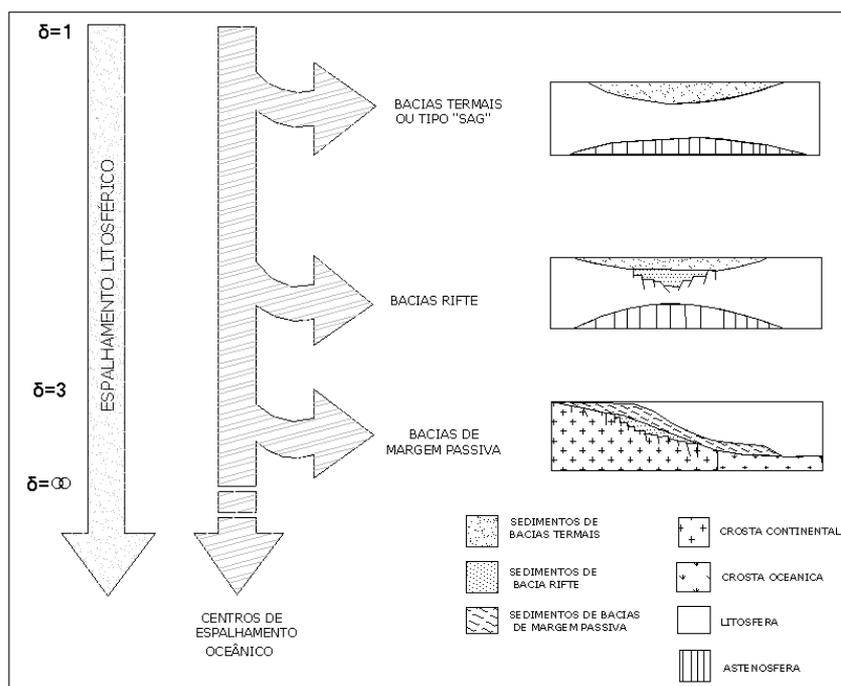


Figura 4- Quadro evolutivo com os diferentes estágios de estiramento litosférico e suas respectivas bacias sedimentares (modificado de Allen & Allen, 1990. Traduzido pelo autor desta tese).

Para Faccini & Paim (2002), a tectônica e o clima são os principais elementos controladores da arquitetura estratigráfica em bacias rifte visto que, em sucessões continentais, a influência das variações eustáticas torna-se secundária. A subsidência tectônica atua no sentido de ampliar continuamente o volume da bacia e, conseqüentemente, forçar a queda do nível dos lagos (Figura 5). A distribuição assimétrica da subsidência causa, concomitantemente, a distribuição de forma assimétrica do espaço de acomodação durante o ciclo tectônico (Chiossi, 1997).

Nas bacias do tipo rifte, a ausência do talude confere uma arquitetura plana de seu fundo gerando um padrão de acomodação de sedimentos plano-paralelo. Entretanto na sua fase inicial podem ocorrer feições semelhantes a taludes associado aos falhamentos normais. Contudo estas feições podem ser soterradas durante a evolução da bacia e seu fundo tende ao aplainamento.

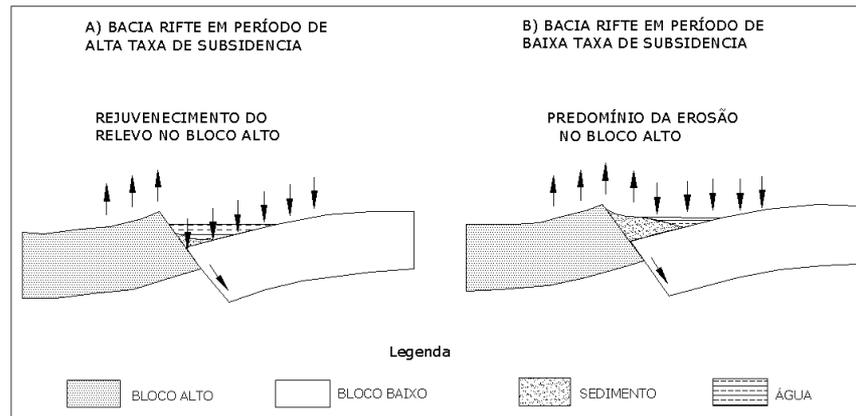


Figura 5- Diagrama esquemático de uma bacia rifte, comparando os padrões tectono-sedimentares em períodos de altas e baixas taxas de subsidência. O aumento nas taxas de subsidência/basculamento do bloco baixo provoca o soerguimento do bloco alto da margem falhada (rejuvenescimento do relevo), transgressões e retrogradações de sistemas deposicionais e estreitamento do depocentro ao longo da falha de borda. Já nos períodos de menor atividade tectônica da falha de borda, um rebaixamento do nível de base deposicional (predomínio da erosão) provoca progradações dos sistemas deposicionais, associados à presença de vales incisivos (modificado de Christie-Blick & Driscoll, 1995 in Ubiraci, 2000).

Scholz *et al.* (1990) elaboraram um modelo deposicional conceitual baseado na estratigrafia de seqüências, no qual subdividiram cada seqüência em tratos de lago alto e trato de lago baixo e relacionando os diferentes depósitos de sedimentos grossos a cada trato.

Nos períodos de lago alto a deposição de sedimentos grosseiros nas regiões profundas da bacia ocorreria através de turbiditos. Nas bordas adjacentes às falhas, o sedimento é transportado na forma de deslizamentos, escorregamentos e fluxo de detritos, sendo que alguns destes fluxos podem evoluir para correntes de turbidez e formarem turbiditos. Fluxos de detritos e escorregamentos adjacentes às falhas formam depósitos de tálus submarino.

Deltas fluviais são inexpressivos, com exceção dos rios que atravessam uma plataforma rasa, os quais podem desenvolver deltas progradaçãoais. No entanto, estes deltas tendem a ser erodidos durante um período de lago baixo (Chagas *et al.*, 2006).

Nos períodos de lago baixo, os sedimentos grossos acumulam-se em canais fluviais nas margens da bacia, em leques deltaicos adjacentes as bordas das falhas e em deltas progradantes, sendo que estes deltas têm maior potencial de preservação do que os formados em condições de lago alto.

Depósitos continentais de praia estão presentes durante toda a evolução do lago, porém tendem a serem erodidos sempre que o nível do lago abaixa. Em condições de

extrema queda do nível do lago, as águas podem tornar-se salgadas e até ocorrer a deposição de evaporitos.

No modelo de sedimentação em bacia rifte o balanço entre a taxa de criação do espaço de acomodação (controlada pelo tectonismo) e as taxas de aporte sedimentar + suprimento de água (controladas pelo clima), determinam a área de ocorrência do lago, bem como a distribuição dos sistemas deposicionais e a arquitetura estratigráfica (Ubiraci, 2000). Baseado neste modelo, os autores admitem o desenvolvimento de três tipos de sistemas lacustres: *overfilled* (superpreenchido), *balanced filled* (preenchimento balanceado) e *underfilled* (pouco preenchido), relacionando a cada um destes uma associação de fácies predominante (Figura 6).

No sistema *overfilled* as taxas de sedimentação + suprimento de água geralmente excedem a taxa de criação do espaço de acomodação. Os lagos de água doce estão fortemente associados a drenagem fluvial, tendo como associação de fácies dominamente flúvio-lacustre (ex Lago Baikal – Rússia). No sistema *balanced filled* a taxa de criação de espaço de acomodação é equivalente as taxas de aporte sedimentar + suprimento de água. Apesar deste equilíbrio, as variações periódicas das taxas de aporte sedimentar e suprimento de água (induzidas pelo clima) levam o nível do lago até a altura da área de descarga (efluente). Isto provoca perda de água do sistema, bem como significativas quedas do nível do lago, fazendo com que as condições hidrológicas do sistema variem de abertas a fechadas (ex. lagos Tanganika e Malawi no Leste Africano).

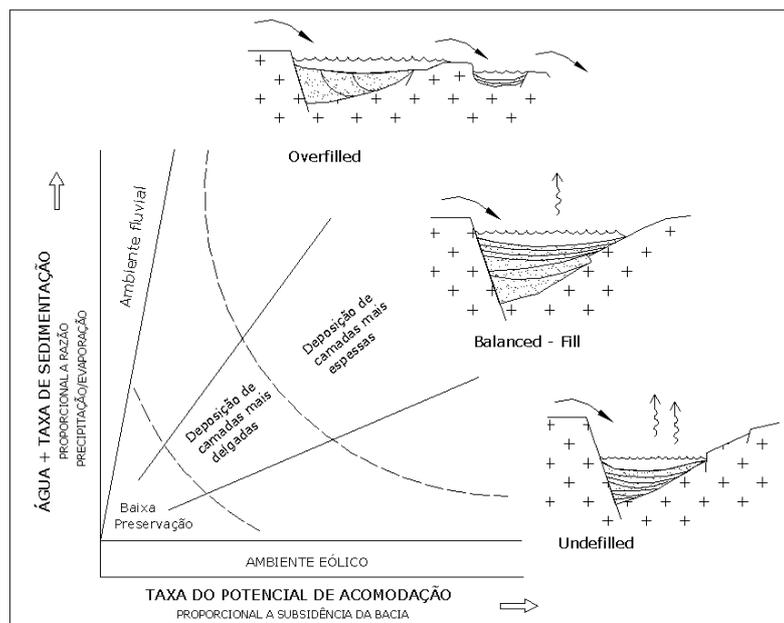


Figura 6- Modelo de sedimentação para lagos tectônicos baseado no balanço entre criação do espaço de acomodação (controlado pelo tectonismo) e as taxas de aporte sedimentar + suprimento de água (controlado pelo clima). Modificado de Carrol & Bohacs (1999) in Ubiraci (2000).

No sistema *underfilled* a taxa de criação do espaço de acomodação excede as taxas de aporte sedimentar + suprimento de água. Mantém o sistema fechado e a associação de fácies dominante é a evaporítica, podendo ter intercalações nas bordas do lago com fácies eólicas e leques aluviais.

Os conceitos de estratigrafia de seqüências em uma bacia rifte podem ser encontrados na interpretação do sistema deposicional da Bacia Potiguar. Esta Bacia foi implantada durante o cretáceo inferior no nordeste setentrional do Brasil sobre o substrato de rochas Pré-cambrianas da Província Borborema (Almeida & Litwinski, 1984; Matos, 1987).

A fase rifte de preenchimento da Bacia Potiguar (Formação Pendencia), foi dividida por Della Fávera *et al.*, (1992) em quatro seqüências deposicionais de 3º ordem (Figura 7). Nas duas primeiras predominam sedimentação lacustre com fluxos gravitacionais de arenitos e conglomerados, vindos da margem falhada e alimentados por fans deltaicos e leques aluviais. Nas seqüências superiores predominam a sedimentação flúvio deltaica, ficando a sedimentação lacustrina reduzida a nichos isolados na bacia.

Com base nestas seqüências deposicionais Della Fávera *et al.* (1994), propuseram os termos trato de nível de Lago Alto, trato de nível de Lago Raso e trato de Lago Assoreado, associando cada trato as distintas fases de subsidência do rifte potiguar, a saber: taxa de aporte sedimentar < taxa de subsidência (trato de Lago Alto) e taxa de aporte sedimentar > taxa de subsidência para os tratos de Lago Raso e Lago Assoreado.

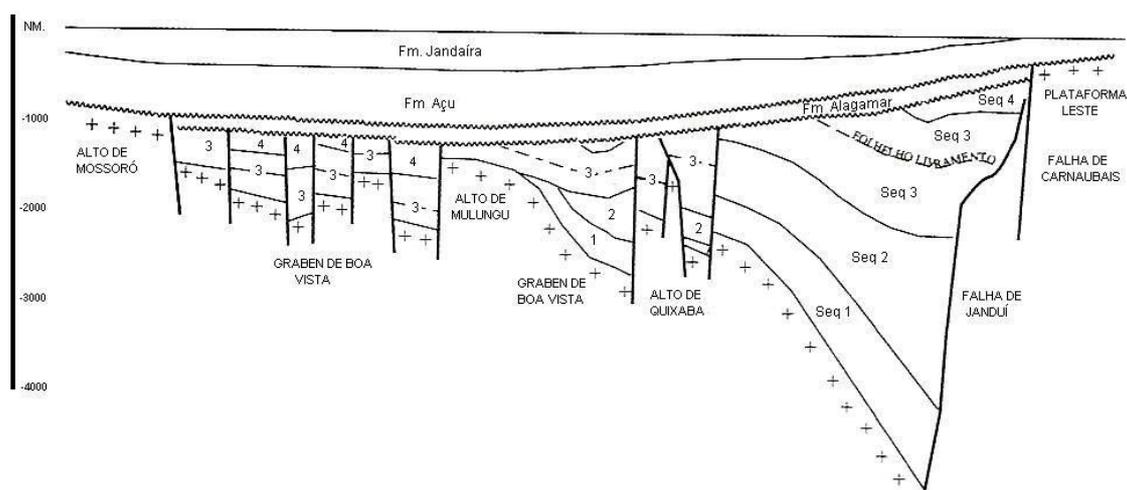


Figura 7- Modelo deposicional da Bacia Potiguar (Della Fávera, 2001).

A fase transicional (Formação Alagamar) é constituída por rochas depositadas em sistema flúvio deltaico e transicional, separados por um intervalo de rochas lacustres constituída por folhelhos pretos e calcilutitos ostracoidais.

A Formação Açú constitui a porção continental da sequência transgressiva Albo-Cenomaniana (Bertani *et al.*, 1990). Vasconcelos *et al.*, (1990) dividiram a Formação Açú em quatro unidades informais da base para o topo de Açú 1, Açú 2, Açú 3, Açú 4. O sistema deposicional predominante na unidade mais basal é o de leques aluviais, enquanto que as duas unidades imediatamente sobrepostas são constituídas por rochas de sistemas fluviais entrelaçados e meandantes. A unidade superior é constituída de rochas formadas pela deposição sedimentar em sistemas costeiros e estuarinos que representam o início do afogamento do sistema fluvio-aluvial. A Formação Ponta do Mel recobre concordantemente os clásticos eo-albianos da Formação Açú, constituindo-se na primeira plataforma carbonática da Sequência Transgressiva. Os sedimentos foram depositados em ambiente de plataforma rasa, tanto em planície de maré quanto em mar aberto.

5.2. Isótopos estáveis de C e O

Apesar de isótopos formados por decaimento radioativo se tornarem importantes, há muitos isótopos que são estáveis e não degradam com o tempo. Estes isótopos tem razões bem definidas no oceano e na atmosfera. Algumas alterações oceanográficas e climáticas influenciam nas suas razões no ambiente, podendo ser mais ou menos abundantes em relação aos outros, devido ao seu fracionamento pelas suas diferenças de peso atômico.

As rochas carbonáticas podem ser usadas como indicadores da composição isotópica dos oceanos. Isso ocorre porque o sistema calcita-bicarbonato apresenta fracionamento isotópico pequeno e é relativamente insensível a mudança de temperatura, preservando desta forma, o registro original.

O registro isotópico de carbono para carbonatos Neoproterozóicos é caracterizado pela ocorrência de importantes excursões de δC^{13} . Considerando o ciclo global do carbono e os principais fluxos e reservatórios relacionados a este período, algumas hipóteses são propostas para explicar essas anomalias. Trabalhos recentes sobre a química isotópica de C e O (Ramos, 2000; Santos *et al.*, 2004; Martins & Lemos, 2007), em calcários da região da Serra do Espinhaço e do Cráton São Francisco, indicam sua correlação com o comportamento da curva isotópica global do período entre o Mesoproterozóico e Neoproterozóico (Kaufman & Knoll, 1995; Iyer *et al.*, 1995; Misi & Veizer, 1998).

Isótopos de oxigênio

A aplicação de isótopos de oxigênio na quimioestratigrafia de rochas pré-cambrianas é um assunto controverso entre alguns autores. Em geral a composição isotópica de oxigênio em carbonatos marinhos alterados são levemente empobrecidos em ^{18}O (V-PDB) em relação aos carbonatos cenozóicos (Veizer *et al.*, 1980), entretanto o significado dos valores caracteristicamente negativos ainda é controverso.

Alguns autores consideram que a composição de $\delta^{18}\text{O}$ nos oceanos se mantém relativamente constante durante o tempo geológico, influenciada pela composição isotópica da crosta oceânica e pelo argumento da invariável composição isotópica de oxigênio dos minerais silicatados em antigos ofiolitos. Baseado nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ encontrados em conchas fósseis bem preservadas e em outros precipitados marinhos, um segundo grupo de autores argumenta que, o $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar tem envolvimento com a história da Terra (Halverson *et al.*, 2010).

O estudo sobre isótopos de oxigênio em rochas neoproterozóicas possibilitam interpretações variáveis em relação à evolução da composição de ^{18}O na água do mar e o clima. Por outro lado, alguns autores também interpretam a assinatura de $\delta^{18}\text{O}$, em termos da influência climática nos diferentes ambientes deposicionais.

O Neoproterozóico é caracterizado por altos valores de ^{18}O (inorgânico) no final do Criogeniano (evento Marinoano). No início do Ediacarano, final das glaciações do Criogeniano, dolomitos de capa são constituídos por valores $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) de -6 até 8‰ (Hoffman & Schrag, 2002), distintamente mais baixos do que os típicos dolomitos neoproterozóicos. Estes baixos valores são interpretados como registro da influência da água de degelo na superfície dos oceanos, durante as transgressões pós-glaciais (Hoffman *et al.*, 2007; Halverson *et al.*, 2010).

Isótopos de carbono

A proporção entre os dois isótopos de carbono estáveis, tipicamente registrada como $\delta^{13}\text{C}$ (relativo ao padrão *PeeDee Belemnites*), é uma das mais importantes ferramentas de quimioestratigrafia para correlação estratigráfica. Por serem pequenos os efeitos de fracionamento induzidos pela temperatura, os isótopos de carbono em carbonatos que foram precipitados por águas oceânicas, são um importante registro da composição isotópica de carbono em antigas águas oceânicas.

As variações no $\delta^{13}\text{C}$ refletem mudanças na razão entre carbono orgânico e inorgânico. A composição isotópica de carbono em carbonatos inalterados, precipitados em

equilíbrio com a água do mar, combina aproximadamente com a composição de carbono inorgânico englobado por esta água.

Para carbonatos marinhos inalterados os valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ são também aproximadamente 0‰. O valor de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos em equilíbrio com águas marinhas superficiais varia de 2‰ a 4‰.

Nos oceanos o ^{12}C é removido dos oceanos através do soterramento de matéria orgânica e da deposição de carbonato sedimentar (Frimmel *et al.*, 2010). Assim sendo, excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ nos sedimentos oceânicos refletem um aumento no soterramento de carbono orgânico em relação ao carbono inorgânico, enquanto excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ indicam o oposto.

Tratando inicialmente das anomalias negativas, cinco mecanismos foram aventados: (a) produtividade biológica reduzida, (b) elevadas taxas de intemperismo, (c) transferência de CO_2 atmosférico para o bicarbonato, (d) liberação de hidrato de metano e (e) estratificação do oceano. Quanto às anomalias positivas de carbono quatro possibilidades são cogitadas para explicar o aumento registrado no período interglacial Neoproterozoico: altas taxas de soterramento de carbono orgânico, aumento do fluxo de carbono nos ambientes superficiais, aumento no coeficiente de fracionamento isotópico entre carbono inorgânico e carbono orgânico e $\delta^{13}\text{C}$ localmente elevados (Frimmel, 2010).

Contínuos debates têm sido feitos sobre como as taxas de isótopos de carbono em carbonatos marinhos do neoproterozoico, particularmente aqueles com alto ^{13}C depletado, reflitam fielmente a composição original da água do mar. Porém é consenso geral em diversos estudos que, no Neoproterozóico, ocorrem altos valores de ^{13}C (inorgânico) e várias anomalias negativas acompanhando eventos glaciais que caracterizam esta era, e são assinaturas reais de pontos de extrema flutuação do ciclo exógeno do carbono (Halverson *et al.*, 2010).

A curva de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ no Neoproterozóico é distinguida por apresentar geralmente altos valores ($\sim +5\%$ durante o final do Criogeniano *versus* aproximadamente 0-1‰ no Mesoproterozóico e Fanerozóico) e altas variações de amplitude. A composição de $\delta^{13}\text{C}$ (inorgânico) apresenta altos valores no Toniano e Criogeniano ($> +5\%$) e variações negativas normalmente associadas com as respectivas glaciações do período. Os altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (inorgânico) são interpretados em termos de um alto balanço fracional de carbono orgânico, porém as anomalias negativas ainda não são bem entendidas.

As anomalias negativas melhor conhecidas são aquelas associadas às últimas três glaciações do Neoproterozóico incluindo a Meso-criogeniana (Sturtiana) a do final do Criogeniano (Marinoana, 635 Ma) e a Meso-ediocarana (Gaskiers). No caso das duas últimas, chamadas anomalias Islay e Trezona, os valores de δC^{13} mudam de $>+6\%$ para $<-6\%$ bem abaixo da superfície sub-glacial, onde os *trends* em direção a valores pouco negativos ou valores sempre positivos anteriores, são as primeiras evidências da glaciação (Halverson *et al.*, 2010).

5.3. Isótopos radiogênicos de Sr

O comportamento da composição de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tende a acompanhar o decaimento radioativo do ^{87}Rb ao longo do tempo geológico da Terra, com seu empobrecimento geral na crosta continental inferior ($0,704 \pm 0,002$). A regra geral é que quanto maior a diferenciação magmática, maior será a razão Rb/Sr. Desta forma a crosta continental superior que possui razão Rb/Sr alta, é caracterizada por altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Mineralizações associadas a crosta oceânica deverão, desta forma, fornecer razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixas, compatíveis com os valores do manto (Ferreira *et al.*, 2000).

A composição isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos modernos oceanos é 0,7092, o qual reflete principalmente uma combinação de isótopos não-radiogênicos, derivados de fluidos hidrotermais da crosta oceânica (0,7035) e isótopos radiogênicos entrando no sistema provenientes do intemperismo continental (0,7120).

Considerando que o tempo de residência do estrôncio na água do mar é longo (~3 a 5 Ma) em relação ao tempo de homogeneização dos oceanos (~1000 anos), considera-se a composição $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como homogênea durante a vida de um oceano (Halverson *et al.*, 2007).

Segundo Ferreira *et al.* (2000), mineralizações singenéticas marinhas formam-se homogeneizadas isotopicamente com as rochas carbonáticas encaixantes e a água do mar, portanto apresentam composição isotópica de Sr similares.

O potencial quimioestratigráfico das análises de isótopos de Sr em rochas carbonáticas, encontra-se principalmente na sua propriedade de homogeneização isotópica nos oceanos, aliado a variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao longo do tempo geológico, de acordo com o decaimento radioativo do ^{87}Rb .

Por este motivo vem sendo continuamente estudado no registro de rochas proterozóicas. Halverson *et al.* (2007) descrevem uma estabilização dos padrões de composição $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no Neoproterozóico, porém argumentam que ocorrem aumentos

sistemáticos com declínios e inflexões claramente relacionados a eventos biogeoquímicos e climáticos, propondo uma correlação entre os registros δC^{13} e a composição de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para todo o Neoproterozóico (Figura 8).

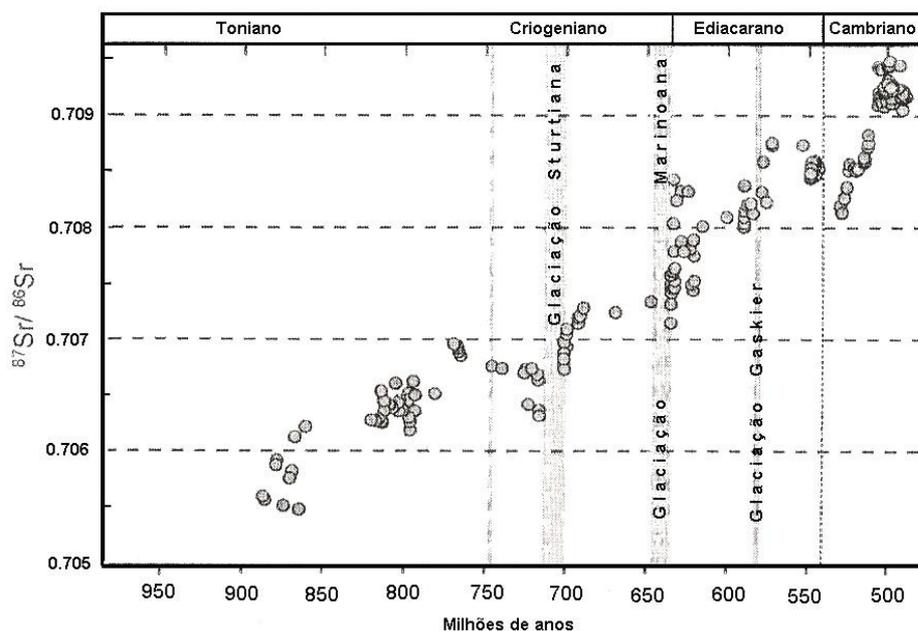


Figura 8- Gráfico de distribuição de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas carbonáticas ao longo do Neoproterozóico (Halverson *et al.*, 2007).

Segundo Halverson *et al.* (2007), os padrões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ encontrados no início do Neoproterozóico (0,7055), na base do Grupo Little Dal, montanhas Mackenzie (NW do Canadá) são os mesmos encontrados no final do Mesoproterozóico do Grupo Lakhanda (leste do Cráton Siberiano). A combinação dos dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para estes períodos apoiam alguns argumentos de que na assembléia do supercontinente Rodínia não foi incorporado nenhum aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, contudo as taxas indicam um declínio para talvez os mais baixos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos últimos 1,5 Ga.

Halverson *et al.* (2007) descrevem análises em rochas carbonáticas do período Criogeniano onde a composição de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar antes da Glaciação Sturtiana possui valores de 0,7068 a 0,7069. Carbonatos de capa relacionados à Glaciação Sturtiana variam de 0,7067 a 0,7069 (Halverson *et al.*, 2007).

Resultados da Namíbia e NW do Canadá apresentados por Halverson *et al.* (2007) indicam valores de 0,7072 para a homogeneização inicial do mar antes da Glaciação Marinoana. Em rochas calcárias da Formação Maieberg, Namíbia, estes autores descrevem um aumento brusco nos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ passando de 0,7072 para 0,7080, possivelmente relacionado a um influxo de estrôncio radiogênico nos oceanos pós-marinoanos.

5.4. Fluxos gravitacionais em sistemas glaciais

A maior parte dos fluxos gravitacionais de sedimentos ocorre por deslizamentos, na maioria das vezes movendo-se como um fluido na sua base. Os fluxos gravitacionais de massa geralmente mantêm uma relativa organização interna dos grãos (fábrica reliquiar), após o transporte. Os deslizamentos possuem baixo grau de deformação, ocorrendo na forma de placas e blocos se deslocando sobre um plano de deslizamento. Os escorregamentos apresentam uma deformação intermediária com o rompimento do pacote de sedimento (conjunto de grãos) em vários pedaços. Os fluxos gravitacionais de sedimentos produzem um espectro de fácies muito amplo, mas geneticamente relacionados, variando desde simples acúmulos de sedimentos, associados a deslizamentos, até depósitos formados por correntes de turbidez, com alto grau de seleção interna.

Entre os fluxos de massa (proximais) e as correntes de turbidez (distais), ocorre uma associação de fácies relacionada aos fluxos de detritos (*debris flow* e *mud flows*), muitas vezes resultado final de depósitos de escorregamentos de detritos incoerentes.

Os fluxos gravitacionais são importantes na sedimentação continental de leques aluviais em ambientes subaéreos, possuem papel fundamental na formação das correntes de turbidez e em leques submarinos e são comuns em ambiente glacial, ocorrendo tanto em ambiente glácio-continental quanto em glácio-marinho.

No ambiente glacial, todo sedimento normalmente está sujeito a mobilização e retrabalhamento e experimentam fluxos gravitacionais semelhantes aos demais ambientes (Drewry, 1986). Suas características serão dramaticamente modificadas e frequentemente experimentarão processos de reciclagem. Sua deposição final tem lugar numa variedade de formas como num lago, estuário ou no oceano aberto.

Os fluxos gravitacionais no ambiente glacial não precisam estar relacionados a grandes abalos na superfície ou fortes precipitações, pois os glaciares em geral movimentam-se como um fluido viscoso, transportando detritos congelados para a zona de ablação. Após este transporte, as partículas finas e grossas, confinadas à massa de gelo, vão sendo gradativamente liberadas pelo descongelamento e inicia-se o seu processo de deposição (Figura 9).

O *till* terrestre é o membro inicial nos processos de fluxos gravitacionais em ambientes glaciais. É a litologia tradicionalmente usada para descrever os sedimentos pobremente selecionados depositados diretamente de geleiras. O *tilito* é a rocha sedimentar originada após a litificação deste material. O termo genético não é muito aplicável, principalmente devido às constantes modificações e a ressedimentação a qual experimentam os sedimentos glaciais.

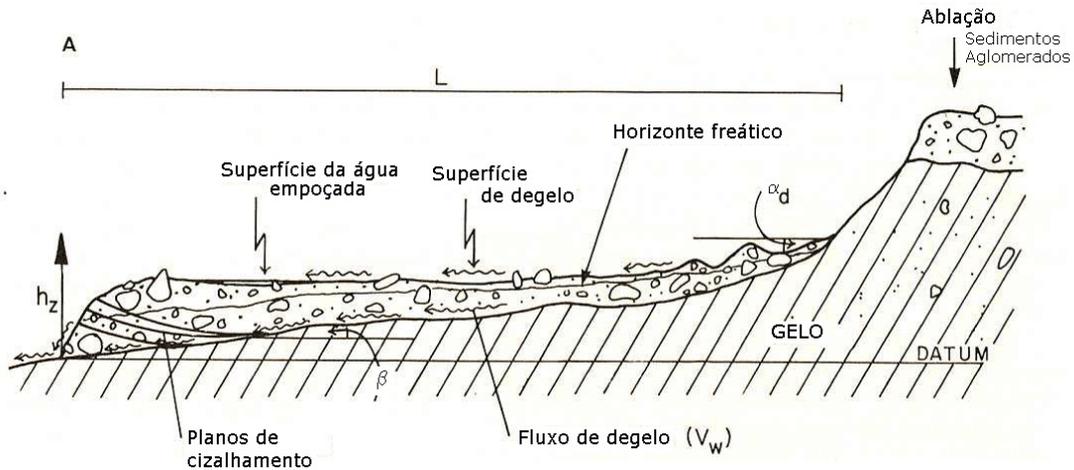


Figura 9- Modelo deposicional de fluxos gravitacionais de detritos por ação de geleiras continentais (Drewry, 1986). A espessura (h_z) e a extensão da camada de *till* (L) variam de acordo com o ângulo de inclinação na superfície (α_d) e na base (β) do fluxo de sedimentos.

Eyles *et al.* (1983) sugeriram uma terminologia não genética com o uso do termo “diamictito” aplicado a estes depósitos glaciais (Figura 10).

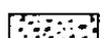
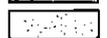
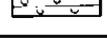
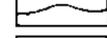
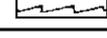
CÓDIGO DE FÁCIES	SÍMBOLOS
D: Diamictito Dm: matriz suportado Dc: clasto suportado D-m: maciço D-s: estratificado Interpretação genética () D (r) ressedimentação D (c) retrabalhado por corrente D (s) cisalhado ou falhado Arenitos S Sr: ripples St: estratificação cruzada Sh: laminação horizontal Sn: maciço Sg: gradado Sd: sedimento deformado Pelitos F Fl: laminado Fm: maciço F-d: com dropstone	<div style="display: flex; align-items: center;">  <div style="margin-left: 10px;">Com o tamanho dos símbolos proporcionais ao tamanho dos clastos</div>  </div> <div style="margin-top: 5px;">  Estratificado </div> <div style="margin-top: 5px;">  Cisalhado ou falhado </div> <div style="margin-top: 5px;">  Cascalho </div> <div style="margin-top: 5px;">  Areia </div> <div style="margin-top: 5px;">  Laminação </div> <div style="margin-top: 5px;">  -Com dropstone </div> <div style="margin-top: 5px;">  -Com clastos de argila e sedimentos </div> <div style="margin-top: 5px;">  -Com estruturas de carga </div> <div style="border-top: 1px solid black; margin-top: 10px; padding-top: 5px;"> <p style="text-align: center;">Contatos</p> <div style="display: flex; align-items: center;">  Erosivo </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-top: 5px;">  Conformidade ou normal </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-top: 5px;">  De carga </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-top: 5px;">  Interestratificado </div> </div>

Figura 10- Código de fácies para diamictitos e demais sedimentos glaciais, proposto por Eyles *et al.* (1983)

Diamictitos então podem ser descritos como um agregado clástico pobremente selecionado, podendo ser de origem glacial ou não.

Depósitos de *till* exibindo efeitos da ressedimentação são muitas vezes relacionados com *till* de fluxo ou *till* aquoso. Quando a ablação, na frente da geleira, termina em um

lago, fiord ou em mar aberto, os processos de ressedimentação do fluxo glacial adquirem as características do novo meio dominante.

Fácies glácio-continentais

Dois mecanismos primários podem ser reconhecidos na deposição de *tills* em ambiente glácio-continental são eles: o *lodgement* e o *melt out* (Drewry, 1986).

Nos depósitos de *lodgement* as partículas são alojadas no lado sotavento de cavidades subglaciais, deixadas pelo avanço do gelo (Figura 11), gerando um agrupamento de clastos com concentração de 40 a 50% do volume do material (Boulton, 1979).

Depósitos maciços de *till* de alojamento (*lodgement*) podem mostrar pronunciada fissilidade, em planos paralelos ao cisalhamento de baixo ângulo, frequentemente ao longo de planos de mudança litológica entre as bandas de silte e/ou arenito grosseiro (Drewry, 1986).

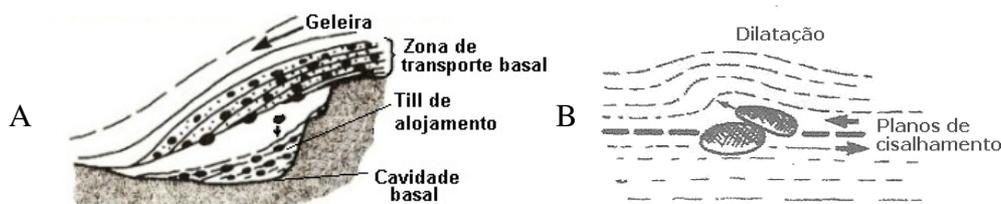


Figura 11- (A) Modelo de Boulton (1979), para a forma de ocorrência dos depósitos de *till* de alojamento (*lodgement*) e (B) interação entre as partículas no *lodgement* com colisão entre clastos ao longo dos planos de cisalhamento.

No mecanismo de *melt-out* os detritos são depositados *in situ* pelo derretimento de gelo basal (liberação de água). Desta forma, os finos podem ser lavados para dentro de vazios, aumentando o contato partícula-partícula e a orientação geral dos clastos pode ser conservada, existindo alguma dispersão sobre um eixo de direção média (liquefação). Estruturalmente formam silte-seixosos e siltes arenosos, originados pelo derretimento com dispersão uniforme do gelo.

Entretanto, se não existir significativo escape de água (fluidização), os atributos físicos do sedimento podem ser fundamentalmente afetados e desta forma o termo *till* de fluxo não é adequadamente usado (Drewry, 1986). No *melt out*, a água pode ser tão saturada de sedimentos permitindo o fluxo sobre seu próprio peso, para taludes abaixo. Nestas circunstâncias o diamictito adquire inteiramente novas características, na qual a distribuição do tamanho de grão está sendo dominado pela seleção e situação do processo durante o fluxo (fábrica relacionada ao fluxo direcional e a interação partícula-partícula) a

estrutura geral e morfologia estão relacionadas com o volume (densidade), velocidade de fluxo e distância de transporte (Drewry, 1986).

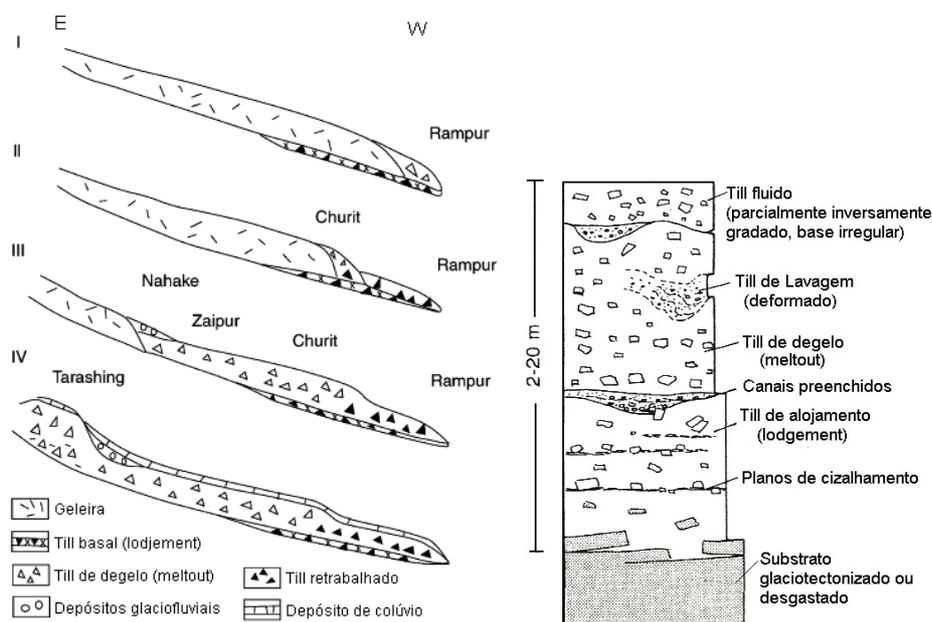


Figura 12- Processo de deposição e retrabalhamento de *lodgement* (I e II) e deposição de *melt out* (III e IV), durante o processo de retração (degelo) de uma geleira na região do Platô do Himalaia (Rupal Valley) in Owen *et al.* (2000). Ao lado modelo de empilhamento de camadas de diamictitos glaciais (tilitos) de ambiente continental (Einsele, 2000).

Quando o processo de fluxo glacial destrói efetivamente as propriedades sedimentológicas do material original, seu novo depósito ressedimentado deve receber o nome de till de fluxo (Lachniet *et al.*, 1999). O aumento da importância do fluxo altamente fluidizado e canalizado inicia naturalmente dentro dos processos flúvio-glaciais, nas planícies de *outwash*. Desta forma uma série contínua de sedimentos especiais de fluxo pode existir, dependendo, sobretudo das propriedades mecânicas dos constituintes materiais, o grau de saturação em água e as condições superficiais (Lawson, 1979).

Na Islândia o *till* é classificado como contendo baixo conteúdo de água, baixo carbono orgânico total e tamanho de grãos mais grossos que os sedimentos glácio-marinhos e, os sedimentos glácio-marinhos tendem a apresentar uma alta percentagem de quartzo, vidros vulcânicos e foraminíferos (Principato *et al.*, 2005).

Fácies glácio-marinhas

Depósitos glácio-marinhos podem estar relacionados direta ou indiretamente a uma geleira. Os sedimentos podem ser acumulados diretamente pelas geleiras continentais ou como sistema deposicional costeiro (glácio-marinhos proximais), onde os sedimentos derivam de um conjunto de drenagens, possivelmente relacionadas com o derretimento da geleira (Martini *et al.*, 2001). A ação de ondas, correntes de densidade, padrões de circulação e muitos outros fatores introduzem novos e mais importantes atributos aquosos (Lowe, 1979).

O sistema deposicional glacial costeiro, inclui os depósitos de plataforma, onde deltas e grande lagos ou mares são sua última bacia de deposição. Na zona proximal deste sistema, ainda ocorrem camadas maciças de cascalhos, cascalho arenoso e areia, alternando lateralmente para arenitos com laminação cruzada, além de silte e argila laminados de vários tipos, formados por regime de fluxo inferior. Estes sedimentos chegam ao mar, seguido de plumas de sedimentos em suspensão, modulados pela maré.

Nos deltas glaciais os depósitos variam de forma dependendo da descarga do rio, da quantidade e tipo de material carregado, do talude da bacia e da intensidade das ondas, correntes ou marés que retrabalham os sedimentos inconsolidados. Nas capas de gelo encontradas nos pólos (a exemplo da Antártica), conjuntos de praia e *shoreface* são raros, porque existe pouco ou nenhuma corrente de água a montante, a costa é quase toda bordejada por gelo ou algumas raras rochas e a plataforma geralmente é profunda (Martini *et al.*, 2001).

Dentre as diversas formas de acumulação de sedimentos glaciais subaquosos encontram-se os leques submarinos e os bancos de morainas, localizados na linha de fundo (Martini *et al.*, 2001). Nos leques da linha de fundo desenvolvem-se jatos de água de degelo e sedimentos (*rockfall*) saindo como um túnel glacial na forma de leques, gerando os depósitos do tipo *outwash subaqueous* (Figura 13).

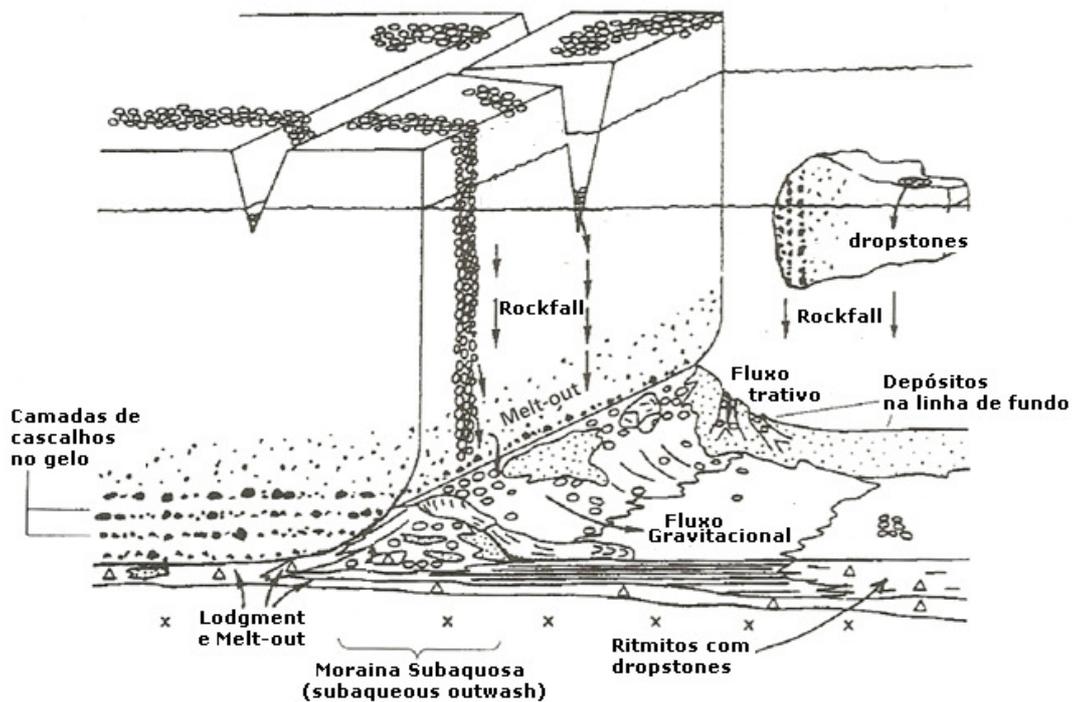


Figura 13- Modelo deposicional glácio-marinho, relacionando diversas possibilidades de ocorrência de fluxos gravitacionais de sedimentos, sempre retrabalhando os depósitos continentais, num mesmo ambiente glacial (modificado de Martini *et al.*, 2001).

5.5. Paleontologia de estromatólitos

Os estromatólitos são estruturas rochosas biossedimentares, formadas através de atividades microbianas (cianobactérias, algas, fungos) nos ambientes aquáticos, preferencialmente em mares rasos e quentes. São consideradas as mais antigas evidências macroscópicas de vida na Terra, encontrados em todos os continentes, principalmente em rochas pré-cambrianas.

Esses organismos em suas atividades cotidianas fixam partículas sólidas de carbonatos em suspensão e/ou precipitam diretamente os carbonatos contidos em solução na água do mar. Desta forma só ocorrem quando há condições favoráveis para seu desenvolvimento: presença de um substrato sobre o qual eles possam se desenvolver; sistema aberto contendo água; presença de componentes químicos que satisfaçam seu metabolismo, fonte de energia (luz e temperatura), além de matéria mineral de pequeno tamanho, que possa ser aprisionada e/ou precipitada em episódios rítmicos (Fairchild *et al.*, 1996).

Os estromatólitos podem ser distinguidos entre 4 grupos fundamentais, com base na forma das estruturas e no seu comportamento espacial (tipo de ramificação): Conophytonida, Kussiellida, Tungussida e Gymnosolenida (Raaben, 1969).

Os estromatólitos são indicadores de antigas linhas de costa, utilizados para interpretações paleogeográficas e paleoambientais, determinação de topo e base de seqüências sedimentares dobradas, utilizados em correlações e, mais raramente, na bioestratigrafia. O valor de estromatólitos como fósseis-guia não tem se confirmado, no entanto, a sua utilização em análise de bacias tem sido significativa, particularmente em correlações dentro da mesma bacia, na caracterização de ambientes deposicionais e associações de fácies e até mudanças eustáticas do nível do mar.

Segundo Sallun Filho & Fairchild (2005), pesquisadores soviéticos estabeleceram um zoneamento bioestratigráfico com base em estromatólitos para o Meso e Neoproterozóico (Rifeano e Vendiano) que permitiu correlacionar várias regiões pré-cambrianas da ex-URSS, da África e da Austrália com sucesso. Porém, o zoneamento mostrou-se muito pouco preciso e de difícil aplicação e aceitação para correlação global.

Em estudo comparativo entre estromatólitos *Conophyton* encontrados na Faixa Ribeira e Faixa Brasília, Sallun Filho & Fairchild (2005) demonstram diferenças morfológicas entre as espécies de *Conophyton cylindricum* e *Conophyton metulum* encontrados nos grupos Vazante e Paranoá, respectivamente. O *Conophyton garganicum* e o *Conophyton metula* se diferenciam principalmente em relação ao grau de herança laminar (Figura 14), formada durante o crescimento dos estromatólitos (Sallun Filho & Fairchild, 2005). Na Faixa Ribeira, os *Conophytons* do Grupo Itaiacoca mostraram tantas semelhanças entre os aspectos da zona axial e da laminação que foi possível classificá-los como *Conophyton garganicum*, com distribuição entre 1.700 e 850 Ma.

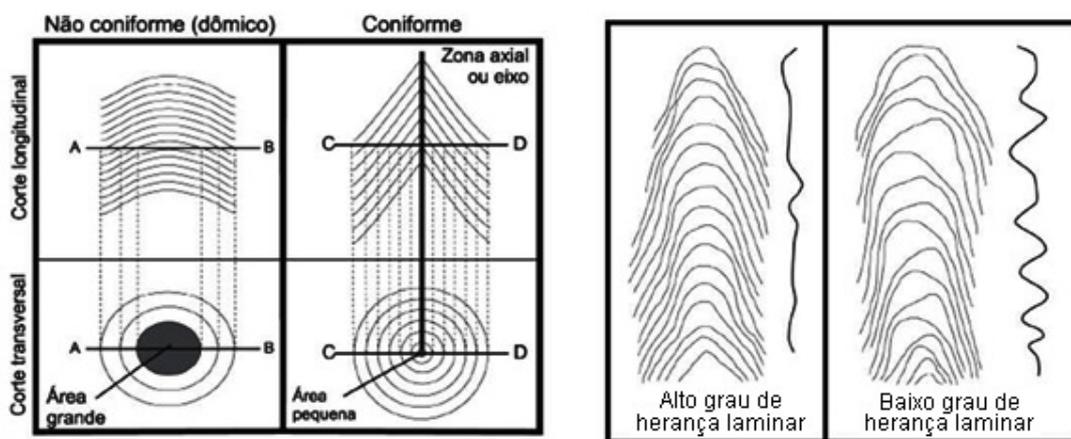


Figura 14 - Formas de estromatólitos colunares utilizadas para sua classificação (Sallun Filho & Fairchild, 2005).

6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE A FAIXA ARAÇUAÍ E O GRUPO MACAÚBAS

6.1. Trabalhos anteriores

Estudos geológicos na região meridional da Serra do Espinhaço remontam do século XVII e XVIII onde W. L. Eschwege (1833) propõe uma primeira classificação para as principais unidades litoestratigráficas de Minas Gerais e Serra do Espinhaço.

Moraes (1928) denominou de Formação Macaúbas as sequências de rochas metassedimentares (filitos, quartzitos e conglomerados) encontrados na região nordeste de Minas Gerais, Serra do Catuni e região do Vale do Macaúbas.

Moraes & Guimarães (1930) agruparam as duas unidades conglomeráticas da Serra do Espinhaço e da Serra do Cabral, o Conglomerado Jequitai e os conglomerados diamantíferos da região de Diamantina, na Formação Sopa que, junto com a Formação Macaúbas, compõem parte da Série Lavras de Derby (1906) na Chapada Diamantina (BA). Guimarães (1931) cita a ocorrência de “varvitos” e denomina os conglomerados de Jequitai como “tilitos”. O autor descreve uma relação genética entre os então “tilitos de Jequitai” e os depósitos conglomeráticos de Itamarandiba (160 km a ESE), descritos por Moraes Rego (1930).

Almeida (1967, 1969, 1977), introduziu o termo Cráton do São Francisco para a região cratonizada após o evento Brasileiro (Neoproterozóico) e estabelece que os limites deste cráton é determinado por faixas de dobramentos do ciclo Brasileiro (Araçuaí e Brasília), além das faixas Rio Preto (Inda e Barbosa, 1978), Riacho do Pontal e Sergipana (Brito Neves *et al.*, 1979). Pflug & Renger (1973), em estudo sobre a estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton São Francisco, denominaram de Supergrupo São Francisco todos os sedimentos que se depositaram após o soergimento da cadeia Minas, englobando então, o Grupo Macaúbas na base e, lateralmente dominando acima dos diamictitos a oeste, o Grupo Bambuí.

Isotta *et al.* (1969) descrevem um pavimento estriado e polido, parcialmente sobreposto por um diamictito, a 10 Km ao SE de Jequitai, região da Serra da Água Fria, tornando-se desta forma o principal marco de evidência da origem glacial destas rochas.

Hettich (1977) em estudo na região nordeste da Serra Negra (entre Carbonita e Itamarandiba), descreve a estratigrafia e gênese daquelas rochas, subdividindo o Grupo Macaúbas em seis unidades litoestratigráficas (A, B, C, D, E e F), dentro do triângulo Couto de Magalhães-Itamarandiba-Carbonita (Figura 15), a saber: A- quartzitos micro-conglomeráticos com intercalações de conglomerados, aflorando em discordância angular

sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço; B- metagrauvaca com seixos; C- alternância de filitos, metassiltitos e quartzitos com seixos esporádicos; D- quartzitos finos a médios, as vezes com estratificações cruzadas; E- xistos verdes (tufos básicos); F- quartzitos de granulação fina a média.

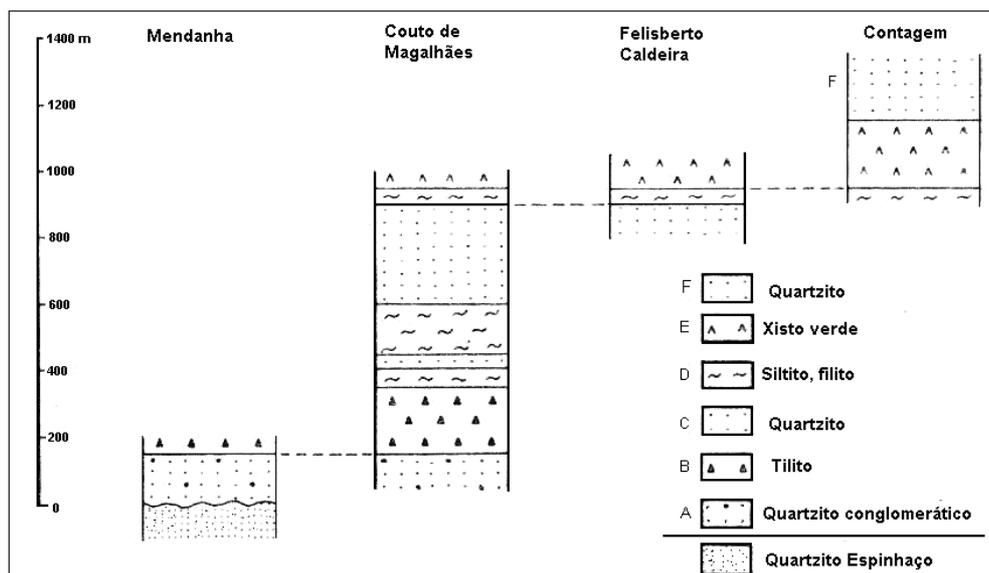


Figura 15- Estratigrafia do Grupo Macaúbas na região de Couto de Magalhães, Itacambira e Carbonita, nordeste da Serra do Espinhaço Meridional. Segundo Hettich (1977).

Karfunkel & Karfunkel (1976), em estudo petro-faciológico na região de Terra Branca-Grão Mogol propõem uma divisão litoestratigráfica (da lapa para a capa) em formações: Californe (base) - quartzitos imaturos com intercalações de conglomerados (nível A de Hettich, 1977); Terra Branca - tilitos, quartzitos e metassiltitos, distinguindo nesta as fácies Jequitaí, Caçaratiba e Turmalina; e Formação Carbonita (topo) - quartzitos, metassiltitos e filitos com intercalações de xistos verdes.

Viveiros & Walde (1976) verificaram a ausência das unidades superiores do Grupo Macaúbas, nas bordas da Serra do Cabral (MG), aflorando somente a grauvaca conglomerática (tilito), limitada, às vezes, por uma camada pouco espessa de quartzito.

Schöll (1976) descreve a ocorrência de estromatólitos em uma intercalação carbonática das unidades inferiores do Grupo Macaúbas próximo a Mendanha (restos de *Conophyton metula*), cuja época de proliferação foi entre 950 e 1350 Ma, levando a considerar uma idade mínima de cerca de 1000 Ma para este grupo.

Dardenne & Walde (1979) destacam uma bipolaridade dos aportes detríticos e, sobretudo a existência de um paleorelevo na altura da Serra do Espinhaço (Figura 16), permitindo a individualização dos grupos Bambuí e Macaúbas em duas bacias sedimentares contemporâneas.



Figura 16 - Proposta de correlação entre as bacias Macaúbas e Bambuí de Dardenne & Walde (1979).

Viveiros *et al.* (1979) dividiram as rochas clásticas da região dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria em duas formações: Rio Peixe Bravo (filitos e quartzitos) e Nova Aurora (diamictitos, diamictitos hematíticos, quartzitos e filitos).

Karfunkel *et al.* (1981), subdividiram o Grupo Macaúbas em três formações genéricas, centralizadas no evento glaciogênico: Inferior (Pré-tilito), Média (Tilito) e Superior (Pós-tilito). Karfunkel *et al.* (1985) publicam uma revisão do conhecimento sobre o Grupo Macaúbas em Minas Gerais. A partir de 1986 diversos trabalhos de mapeamento geológico foram realizados pelo Centro de Geologia Eschwege (CGE/UFMG) destacando-se Uhlein & Chaves (1989) com mapeamento da região entre Mendanha e São Gonçalo do Rio Preto, borda nordeste da Serra do Espinhaço.

Uhlein (1991) divide a faixa de dobramentos Araçuaí em domínios estruturais, considerando uma faixa de deformação monocíclica de idade brasileira e caracteriza os ambientes deposicionais da Bacia Macaúbas dentro do domínio interno da Faixa Araçuaí. Pedrosa-Soares *et al.* (1992) dividem a Bacia Macaúbas no contexto da Faixa Araçuaí, em três formações: Terra Branca, Carbonita e Salinas. Neste mesmo trabalho apresentam datação Sm/Nd de 816+-70 Ma e assinatura geoquímica oceânica para a Fácies Ribeirão da Folha (Formação Salinas).

Noce *et al.* (1997) publicam a estratigrafia do Grupo Macaúbas, adotada durante a realização do Projeto Espinhaço (UFMG/COMIG), separando seus sítios de ocorrência em setores Ocidental, Centro-Meridional e Oriental e definem o Grupo Macaúbas como uma sequência progradante representada por rochas que exibem variações verticais e laterais dos seus litotipos. O Setor Oriental abrange toda faixa do Grupo Macaúbas a leste da Serra do Espinhaço (formações Domingas, Duas Barras e Serra do Catuni), incluindo as formações Rio Peixe Bravo, Nova Aurora, Chapada Acauã e Salinas.

Tabela 1- Litoestratigrafia do Grupo Macaúbas no Setor Setentrional da Faixa Araçuaí (segundo Noce *et al.* 1997).

Formação	Fácies	Rochas Típicas
Salinas	Ribeirão da Folha	Metassedimentos químicos, orto-anfibolitos Quartzo-mica xistos ricos em biotita, bandados
Chapada Acauã		Alternância de xistos finos e quartzitos
	Lagoa Nova	Quartzitos e protoquartzitos
	Mato Grande	Metadiamictitos, quartzitos, metapelitos
Nova Aurora	Riacho dos Poções	Metadiamictitos hematíticos
		Metadiamictitos e quartzitos
Serra do Catuni		Metadiamictitos
Rio Peixe Bravo		Quartzitos e quartzo filitos
Duas Barras		Quartzitos, metaconglomerados
Domingas		Metadolomitos, filitos carbonáticos

Fraga (1999) descreve as diferentes fácies do Grupo Macaúbas para a região de Inhaí e Domingas, nordeste da Serra do Espinhaço, reconhecendo um sistema deposicional fluvial entrelaçado para os quartzitos da Formação Duas Barras e um sistema deposicional glacial representado por pacotes de metadiamictitos isolados em pequenos afloramentos, alinhados próximo ao contato com o Supergrupo Espinhaço.

A partir de dados U/Pb obtidos pelo método SHRIMP em zircões detríticos da Formação Salinas, Lima *et al.* (2002) determinaram a idade de 568 Ma como idade máxima de sua sedimentação. Neste mesmo trabalho encontra-se proposta de coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas dividida em Setor Proximal e Setor Distal (Formação Ribeirão da Folha), esta última como representante da margem passiva neoproterozóica, anteriormente tratada como Membro Ribeirão da Folha (Noce *et al.*, 1997).

Uhlein *et al.* (2004), demonstraram que a sedimentação do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí foi concomitante com o desenvolvimento de falhamentos normais ativos nas bordas do que foi o Rife Araçuaí. Uhlein *et al.* (2004), com base em estudos geocronológicos sugerem relacionar a glaciação Macaúbas com o evento Criogeniano-Sturtiano (800 e 700 Ma), modelo defendido também por outros autores, entre eles Pimentel *et al.* (2002) e Cukrov *et al.* (2005).

Gradim *et al.* (2005) descrevem os xistos verdes aflorantes em São Gonçalo do Rio Preto, Alto Jequitinhonha, como relacionados a um vulcanismo toleítico básico ocorrido durante o afinamento crustal, no início da fase *rift* da Bacia Macaúbas.

Tabela 2- Colunas estratigráficas comparativas do Grupo Macaúbas na região nordeste da Serra do Espinhaço.

Hettich (1977)	Karfunkel Karfunkel (1977)	Viveiros <i>et al.</i> (1979)	Karfunkel <i>et al.</i> (1981)	Pedrosa -Soares <i>et al.</i> (1992)	Noce <i>et al.</i> (1997)	Fraga (1999)	Lima <i>et al.</i> (2002)	Gradim <i>et al.</i> (2005)		
F	Carbonita		Superior (Pós-tilito)	Salinas	Capelinha		Ribeirão da Folha			
E	Terra Branca		Média (Tilito)		Salinas	Ribeirão da Folha				
D	Califorme		Inferior (Pré-glacial)	Carbonita	Chapada Acauã		Chapada Acauã	Chapada Acauã	Mb Rio Preto	
C		Nova Aurora				Nova Aurora				
B		Rio Peixe Bravo				Serra do Catuni	Serra do Catuni	Serra do Catuni	Serra do Catuni	
						Rio Peixe Bravo		Rio Peixe Bravo	Rio Peixe Bravo	
A				Terra Branca	Duas Barras	Domingas	Duas Barras	Duas Barras		
					Domingas	Duas Barras				

Martins (2006) na região da bacia do Rio Macaúbas interpreta os metarenitos maciços e ferruginosos da Formação Duas Barras, como relacionados a um ambiente marinho raso, com deposição química dos níveis de óxido de ferro durante a abertura da Bacia Macaúbas.

Alkmim *et al.* (2006, 2007) destacam a existência do Orógeno Araçuaí na região central do Paleocóntinente Gondwana e Pedrosa-Soares *et al.* (2007) consideram a Bacia Macaúbas como uma bacia tipo *rift*, evoluindo de margem passiva para bacia oceânica, iniciada por volta de 880 Ma, precursora do sistema Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental com início de convergência (zona de subducção com formação de arco magmático) por volta de 630 Ma, através do mecanismo de “Quebra-Nozes” (Figura 17).

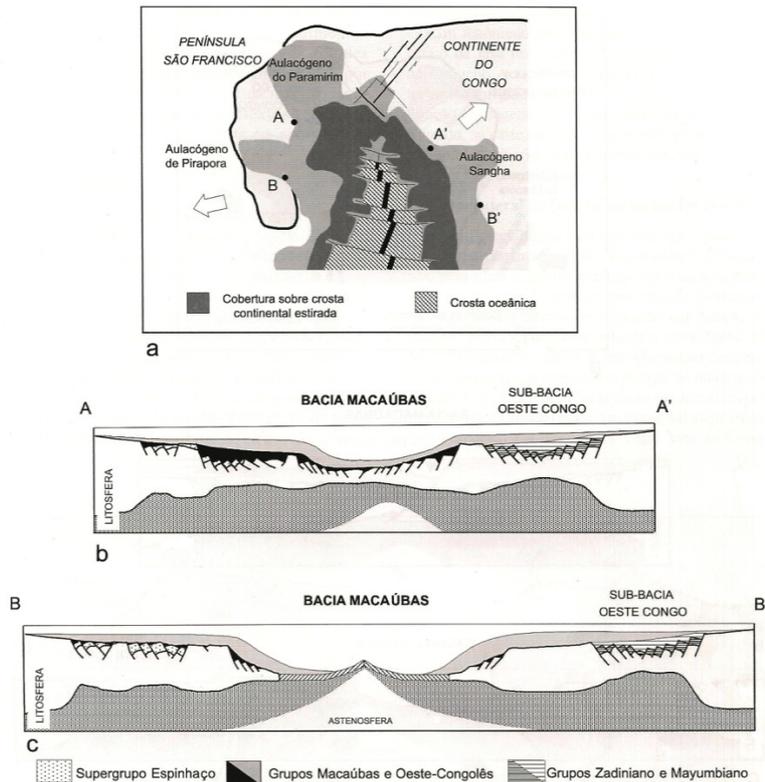


Figura 17- A Bacia Macaúbas segundo os modelos de Pedrosa-Soares *et al.* (2007) e Alkmim *et al.* (2007), confinada entre os crátoms São Francisco e Congo, precursora do orógeno Araçuai.

6.2. Glaciação Macaúbas

A paleogeografia da glaciação neoproterozóica registrada nas rochas do Cráton São Francisco têm sido motivo de debate por diversos autores. Os depósitos sedimentares relacionados à este evento são encontrados tanto nas regiões internas do Cráton do São Francisco (Formação Jequitai – bordejando a Serra do Cabral e Serra da Água Fria), quanto na sua borda sudeste (Grupo Macaúbas, formações Serra do Catuni, Chapada Acauã e Nova Aurora).

A continuidade lateral entre a Formação Jequitai e o Grupo Macaúbas é sugerida por diversos autores (Karfunkel & Karfunkel, 1976; Karfunkel & Hoppe, 1988 e Uhlein *et al.*, 1999) baseada na distribuição geográfica de fácies, nas variações de espessura e nas raras indicações de abrasão glacial deixadas nas rochas.

Dentro dos pacotes de diamictitos da Formação Jequitai ocorrem pavimentos estriados, moldados em inter-tilitos (camadas de tilitos sobrepostas, marcadas por ação do gelo) encontrados dentro do Sítio Geológico e Paleontológico da Serra da Água Fria e vizinhanças/MG (SIGEP 23, Karfunkel *et al.*, 2003). As estrias estão orientadas na direção ENE - WSW sugerindo um paleo-fluxo das capas de gelo de oeste para leste (Isotta *et al.*,

1969; Hettich e Karfunkel, 1978; Rocha-Campos e Hasui, 1981; Karfunkel & Hoppe, 1988).



Figura 18- Afloramento na região da Serra da Água Fria, região de Jequitaiá, onde foram encontradas estrias de origem glaciogênica (Foto: Caxito *et al.*, 2011 indicando a direção do avanço do gelo para E).

Características sedimentares glácio-continentais podem também ser encontradas na forma de clastos facetados e estriados compondo camadas maciças de tilitos, além de argilitos laminados compondo pacotes de varvitos. Estes últimos encontrados na borda leste da Serra do Cabral (Walde, 1976; Dupont, 1996) próximo ao município de Joaquim Felício (MG).

As rochas glaciogênicas do Grupo Macaúbas ocupam uma franja descontínua, contornando a borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional (Formação Serra do Catuni) com extensão para o interior da Faixa Araçuaí, onde são encontradas as maiores espessuras (até milhares de metros) e sua limitação lateral com as demais unidades deste grupo.

A Formação Serra do Catuni ocorre em profunda discordância erosiva sobre as rochas do embasamento (Supergrupo Espinhaço). Nela foram depositados pacotes de diamictitos maciços contendo clastos (seixos e matacões) de quartzitos, granitóides e gnaisses, calcários e dolomitos, quartzo de veio, filitos e xistos, variando de poucos metros a milhares de metros de espessura, podendo conter intercalações de arenitos e ritmitos. Muitos clastos duros (quartzitos e granitóides), na forma de “ferro de engomar”, facetados e polidos ocorrem juntamente com fragmentos de rochas moles (xistos e filitos).

A Formação Chapada Acauã estende-se para leste e sobrepõe lateralmente a Formação Serra do Catuni. É constituída por espessos pacotes de ritmitos com seixos e

arenitos laminados com seixos, tipicamente com *dropstones* de quartzitos e rochas granitóides.

A idade do evento glaciogênico também tem sido motivo de debates por diversos autores. Karfunkel & Hoppe (1988) com base na extensão da ocorrência das rochas glaciogênicas no sudeste, centro-leste e parte central do Brasil propuseram que essa região foi afetada por glaciação continental em 1000 Ma. Porém a ausência de dados geocronológicos na época impossibilitava uma melhor avaliação da idade.

D'agrela-Filho *et al.* (1990), a partir de estudos paleomagnéticos em diques máficos que cortam a porção sudeste do Cráton, descrevem a passagem desta região entre paleolatitudes de 45° a 65° N em torno de 1050 Ma o que teria, segundo os autores, determinado a ocorrência do evento glacial.

A partir da técnica SHRIMP, pelo método U/Pb em zircões detríticos encontrados na Formação Duas Barras, unidade logo abaixo da Formação Serra do Catuni, Pedrosa-Soares *et al.* (2011) sugerem uma idade máxima para a deposição da base da sequência glacial em torno de 900±2 Ma (Babinski *et al.*, 2011). Zircões detríticos encontrados na Formação Serra do Catuni, balizaram sua idade máxima de deposição em torno de 933 ±1 Ma (Babinski *et al.*, 2007).

Pedrosa-Soares *et al.* (2000) identificam zircão detrítico subarredondado na porção superior da Formação Chapada Acauã, com idade U/Pb em torno de 850 Ma (864 ±30 Ma) sugerindo assim a idade máxima de sedimentação desta unidade.

Análises geocronológicas pelo método Pb/Pb em carbonatos do Grupo Bambuí (Formação Sete Lagoas) que recobrem os diamictitos da Formação Carrancas na região de Belo Horizonte e Pedro Leopoldo, mostram idade Pb/Pb de 740±22 Ma (Babinski *et al.*, 2003). Estes calcários são caracterizados pelo comportamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ muito negativos na base (-4‰), semelhante a carbonatos de capa (Hoffman & Schrag, 2002) que evoluem rapidamente para valores muito positivos (até 10‰) nas sequências carbonáticas sucessivas (Vieira *et al.*, 2007).

A partir de dados geocronológicos iniciais e dados isotópicos de C, uma segunda proposta relaciona este evento a uma glaciação continental ocorrida no Criogeniano, evento Sturtiano entre 800 e 750 Ma (Pimentel *et al.*, 2002; Uhlein *et al.*, 2004; Cukrov *et al.*, 2005). Esta hipótese foi baseada principalmente no estudo de zircões detríticos com idades mínimas de 900 Ma encontrados em diamictitos da Formação Jequitai e também na datação de carbonatos da Formação Sete Lagoas.

Dados isotópicos em carbonatos do Grupo Bambuí (porção oeste da bacia, região de Arcos) e zircões detríticos, encontrados em fina camada de diamictito maciço logo abaixo, sugerem que os diamictitos possuem gênese relacionada a processos glácio-continentais (tilitos de alojamento), tendo como fonte principal de sedimentos o próprio embasamento local (Kuchembecker, 2011). As unidades carbonáticas sobrepostas representam verdadeiros carbonatos de capa relacionados a uma das grandes glaciações do Neoproterozóico.

Uma terceira hipótese para a idade da glaciação foi apresentada por Caxito *et al.* (2012) baseada em dados isotópicos de C, O e Sr em carbonatos da base da Formação Sete Lagoas e dados isotópicos em clastos de carbonatos dentro dos metadiamictitos comparados com a curva global Neoproterozóica do Sr. Estes dados sugerem que a glaciação Macaúbas ocorreu no final do Criogeniano (Marinoano) em torno de 630 Ma.

De maneira geral, a origem dos diamictitos da Formação Jequitaí é interpretada como decorrente de acumulação de tilitos em ambiente glácio-continental (Karfunkel & Hoppe, 1988; Dardenne & Walde, 1979; Martins-Neto, 1998) ou então, a partir da acumulação de diamictitos depositados como fluxos gravitacionais gerados em ambiente glácio-marinho proximal (Uhlein *et al.*, 2004; Cukrov *et al.*, 2005). Os pavimentos estriados são considerados como a fase continental dessa glaciação, devido a abrasão pelo gelo, característicos da região norte da Serra da Água Fria (Isotta *et al.*, 1969; Uhlein *et al.*, 2004; Alvarenga *et al.*, 2007).

Sobre o Grupo Macaúbas existem também diferentes contextos deposicionais envolvendo a geração dos diamictitos. Para alguns autores, especialmente em trabalhos nas décadas de 1970 até 2000, os diamictitos do Grupo Macaúbas são sempre interpretados como tilitos, depositados em contexto glácio-continental. Mais recentemente, surgiram trabalhos que interpretam os diamictitos como gerados por fluxos de detritos subaquosos, em parte relacionados a escarpas de falhas normais de abertura de uma bacia rifte (Danderfer, 2000; Uhlein *et al.*, 1999).

Nesta concepção, os sedimentos glaciais teriam sido depositados em sistema glácio-marinho sobre o cráton (Formação Jequitaí) e retrabalhados por fluxos gravitacionais em suas bordas (Grupo Macaúbas), devido a falhas normais de abertura de uma bacia rifte.

Desta forma as sequências glaciais do Grupo Macaúbas são interpretadas como resultado da ressedimentação de material glacial, depositado por fluxos de detritos subaquosos e correntes turbidíticas (Uhlein, 1991; Pedrosa-Soares *et al.*, 1992), sugerindo que os verdadeiros tilitos foram localizadamente depositados e subsequentemente erodidos.

Atividades tectônicas, próximo as falhas do *rift* podem ter acionado os grandes deslizamentos e as correntes turbidíticas (Uhlein *et al.*, 1999; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001).

Uhlein *et al.* (2007) com base na análise de fácies glaciais descritas para os pacotes de diamictitos e turbiditos que ocorrem na bacia Macaúbas, propõem duas associações faciológicas: Associação de diamictitos, presentes nas formações Serra do Catuni e Nova Aurora e Associação de turbiditos, presentes nas formações Chapada Acauã e Salinas. A Associação de diamictitos constitui uma cunha subaquosa de material clástico, gradando lateralmente para a fácies turbidíticas distais com a ação de correntes de turbidez.

7. GEOLOGIA REGIONAL

O contexto geológico desta Tese compreende a região sudeste do Cráton São Francisco, domínio transicional com a Faixa Araçuaí (Neoproterozóico), nordeste da porção meridional da Serra do Espinhaço, onde ocorrem as rochas da base do Grupo Macaúbas (Figura 19).

O Grupo Macaúbas na região nordeste da Serra do Espinhaço é constituído por rochas que marcam a evolução tectônica e sedimentar do início ao fim do Neoproterozóico. Pedrosa-Soares *et al.* (2007) associam esta depressão como a bacia precursora do sistema Orógeno Araçuaí, inicialmente do tipo *rift* evoluindo para margem passiva até uma estreita bacia oceânica, situada mais a leste, região central da Faixa Araçuaí.

A seguir serão descritas em ordem evolutiva, os eventos e produtos que culminaram na estruturação geotectônica e sedimentar do Grupo Macaúbas, desde a formação do embasamento cratônico São Francisco-Congo (Arqueano/Paleoproterozóico), até a estruturação final do Orógeno Araçuaí, final do Neoproterozóico ao início do Cambriano (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; 2007).

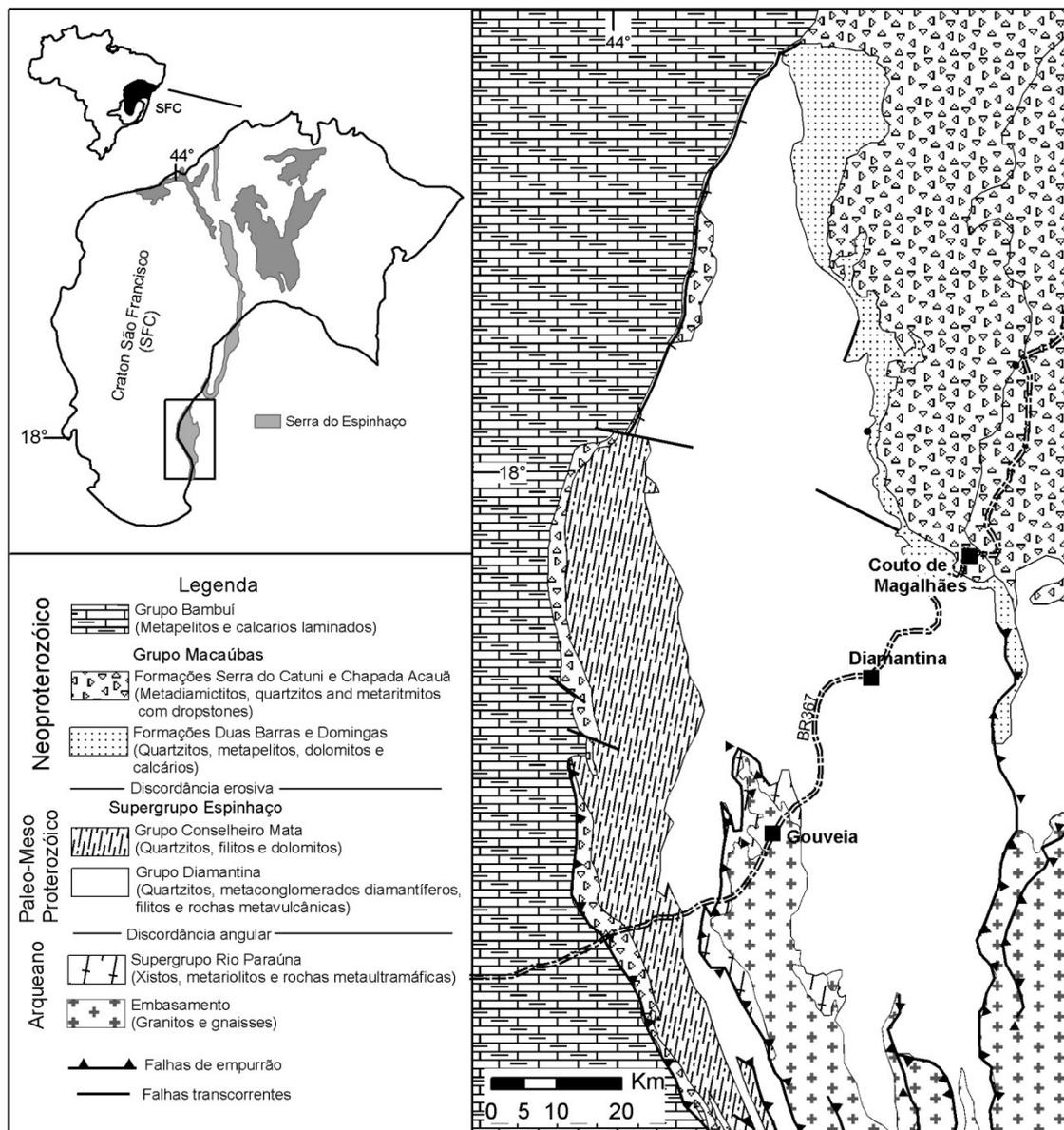


Figura 19- Mapa geológico simplificado da região central da Serra do Espinhaço Meridional (modificado de CPRM-CODEMIG, 2003).

7.1. Rochas Arqueanas

O embasamento cristalino da região sudeste do Cráton do São Francisco compreende principalmente, rochas gnáissicas e migmatíticas (complexos TTGs e *greenstone belts*) de idade Arqueana/Paleoproterozóica (~3,0 a 2,0 Ga), compondo uma extensa plataforma continental. Nesta região ocorrem rochas que registram a aglutinação de blocos crustais, consolidados durante um processo orogenético Paleoproterozóico ocorrido entre 2,2 e 2,0 Ga (Noce *et al.*, 2007).

Dentro do cinturão de cavalgamento da Serra do Espinhaço Meridional, ocorrem rochas graníticas (Granito Gouveia) circunscritas por rochas gnáissicas e migmatíticas

mais antigas (Grupo Congonhas - Hoffman, 1983), com idade de 2834 ± 14 Ma (Machado *et al.*, 1989).

O embasamento cristalino no domínio da Bacia Macaúbas é representado por gnaisses e migmatitos TTG do Complexo Guanhães, datados em 2676 Ma e 2711 Ma e corpos granitoides de idade 2710 Ma (Noce *et al.*, 2000; 2007).

Sobre este conjunto de rochas arqueanas afloram rochas supracrustais do Supergrupo Rio Paraúna (Fogaça *et al.*, 1984), correspondendo na base (Grupo Pedro Pereira), por rochas metamáficas, ultramáficas e metariolitos com intercalações de metassedimentares de origem química (BIF's e metacherts) com idade Arqueana de 2971 ± 16 Ma (Machado *et al.*, 1989).

A unidade superior do Supergrupo Rio Paraúna (Grupo Costa Sena), é representado por uma espessa sequência de sericita-xistos com quantidades variadas de quartzo e cianita, lazulita, turmalina e hematita, além de metaconglomerados e quartzitos micáceos contendo *red beds* da Formação Bandeirinha (Fogaça *et al.*, 1984), reagrupada no topo do Grupo Costa Sena (Knauer, 2007).

7.2. Supergrupo Espinhaço

O embasamento Arqueano é submetido a uma tectônica extensional conduzindo ao adelgaçamento da litosfera continental, seguido da ruptura e fraturamento da crosta frágil. Em consequência disto ocorreram processos de *rifting* ensiálicos e meridianos, onde se instalaram os sedimentos do Supergrupo Espinhaço (Dussin & Dussin, 1995).

Durante a fase extensional, ao norte, são registradas intrusões graníticas no embasamento pré-espinhaço na região de Paramirim-Caetité-Lagoa Real (BA), conhecidos como Granitos São Timóteo ou Complexo Gnáissico Lagoa Real, em parte constituída por ortognaisses mineralizados em urânio, com protólito datado em 1746 Ma (Pimentel & Fuck, 1992). No sul ocorrem intrusões de magmas graníticos nas bordas da bacia, representada pelos Granitos Borrachudos, intrudidos no embasamento a sudeste da Faixa Araçuaí, com idade de 1729 ± 12 Ma (Dussin *et al.*, 1995).

As fases de abertura do Rifte Espinhaço registram uma contínua atividade magmática, indicando vulcanismo precoce que esteve ativo durante a sedimentação e ocorreu na forma de diques e derrames de lavas com intercalações de tufos vulcânicos. Datação Pb/Pb realizada em monozircão encontrado em corpo de hematita filito, na base da Formação São João da Chapada, indica idade de cristalização de 1710 ± 12 Ma (Dussin

et al., 1995), idade interpretada como período inicial da deposição do Supergrupo Espinhaço (Figura 20).

Almeida-Abreu & Pflug (1994) propõem uma subdivisão litoestratigráfica para o Supergrupo Espinhaço, com base nas características tectonossedimentares de deposição, agrupadas em nove formações: Bandeirinha, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira, Rio Pardo Grande.

A Formação Bandeirinha aflora em estreitas faixas isoladas no interior da serra e é constituída, predominantemente, por quartzitos finos a médios, raramente grosseiro, com lentes ocasionais de metaconglomerados polimíticos de espessuras métricas (Silva, 1994). O Grupo Diamantina de Dossin *et al.* (1984), sem a Formação Bandeirinha como proposto em Knauer (2007), reúne as três primeiras formações do Supergrupo Espinhaço (São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel), representando a maioria das rochas que compõem a Serra do Espinhaço Meridional e a Serra do Cabral.

A Formação São João da Chapada é constituída, na sua porção basal, por metabrechas monomíticas (intraformacionais) ou lentes de conglomerados polimíticos sobreposta por pacotes de filito hematítico (Knauer & Schrank, 1993) e xistos verdes. No topo desta formação ocorrem quartzitos finos a médios com estratificações cruzadas e plano-paralelas. Silva (1994) descreve sua deposição relacionada a fluxos de detritos proximais e sistema fluvial entrelaçado.

A Formação Sopa-Brumadinho encontra-se em discordância angular ou conformidade relativa, cobrindo tanto a Formação São João da Chapada quanto os xistos do Supergrupo Rio Paraúna ou ainda, diretamente sobre o embasamento cristalino. É constituída na base por quartzitos e filitos seguido de pacotes de metaconglomerados de origem diversa, contendo diamantes. Os metaconglomerados ocorrem na forma de barras de cascalhos relacionados a ambiente fluvial, depósitos de fluxos gravitacionais em ambiente lacustre ou ainda, como leques aluviais formando espessos pacotes associados a camadas de quartzitos.

Chemale Jr. *et al.* (2011), a partir de estudo geocronológico em zircões detríticos nos metaconglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho na região de Curralinho (Diamantina), obtiveram diversas idades, a maioria relacionadas aos eventos Jequié (~ 2,7 Ga) e Transamazônico (~1,7 a 2,1 Ga). O grupo de zircões mais jovens encontrado na Formação Sopa-Brumadinho corresponde a zircões magmáticos de origem

vulcânica, com idades entre 1192 ±16 e 1240 ±20 Ma, balizando desta forma a idade máxima de deposição desta formação (Figura 20).

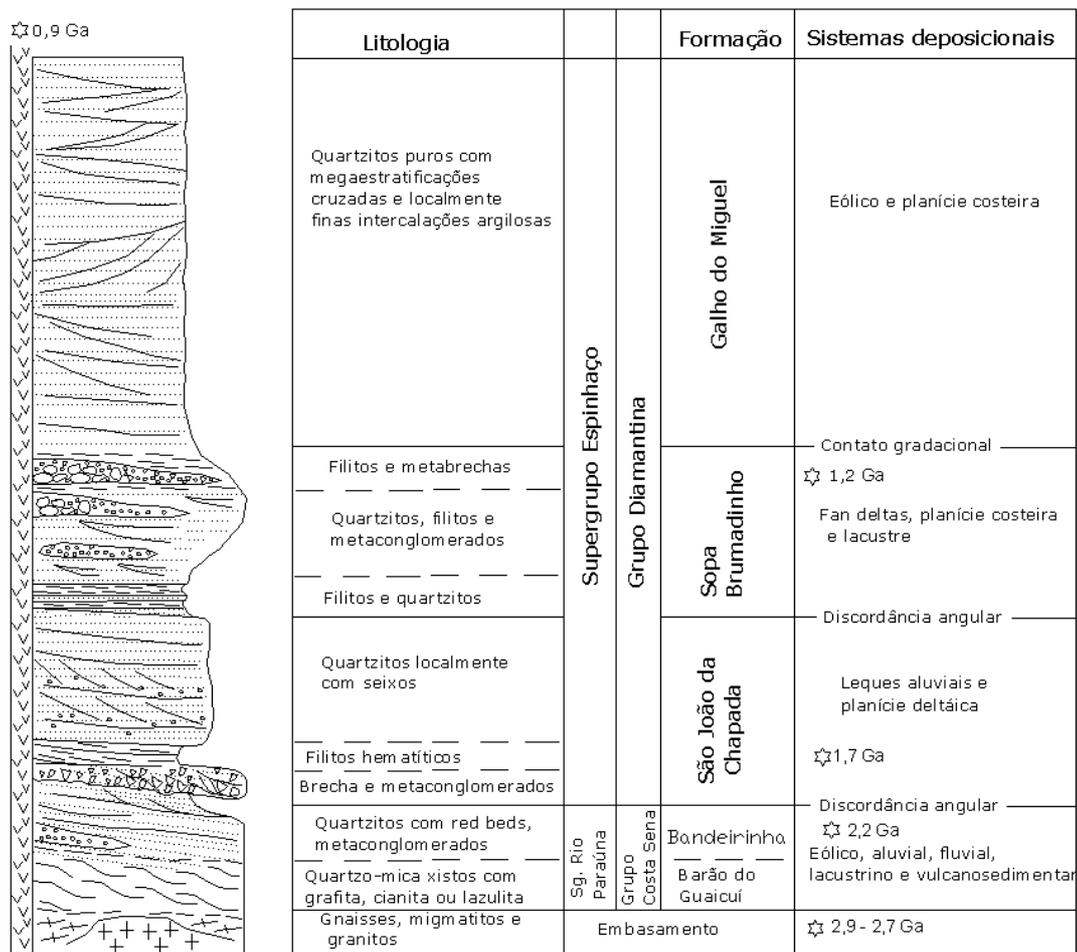


Figura 20- Coluna estratigráfica esquemática da base do Supergrupo Espinhaço na porção meridional da serra: ☆- Idades absolutas obtidas em zircões e badeleíta, respectivamente do embasamento e nas rochas básicas intrusivas – vv (Machado *et al.* (1989), idades modelos obtidas em zircões detríticos na Formação São João da Chapada (Machado *et al.*, (1989) e na Formação Sopa-Brumadinho (Chemale Jr. *et al.*, 2011). Modificado de Scholl & Fogaça (1979).

A Formação Galho do Miguel é constituída por quartzitos puros, de granulação fina a média e bem selecionada, com alto grau de maturidade. Destacam-se estratificações cruzadas de grande porte (10 a 20 metros de altura e extensão de até 200 metros), indicando registro de depósitos eólicos costeiros. Também depositada em condições de quiescência tectônica e com alargamento do sítio deposicional. Martins-Neto (1998) descreve esta formação como representada pela sedimentação durante o período de máximo rebaixamento (*flooding*) devido ao retrabalhamento eólico da planície costeira.

A fase pós-*rift* do Supergrupo Espinhaço é marcada por uma fase *sagging* decorrente da subsidência térmica e flexural do conjunto sedimentar e magmático inicial (Uhlein, 1991). O afundamento da bacia para oeste, como consequência do reajuste crustal

e diminuição do gradiente térmico (Dussin & Dussin, 1995), possibilitou a formação de um ambiente marinho raso onde se depositaram as rochas do Grupo Conselheiro Mata.

As cinco formações superiores do Supergrupo Espinhaço têm ocorrência restrita a oeste da serra, incluindo a Serra do Cabral. Sua deposição está relacionada a três sequências marinhas transgressivas-progradantes superpostas (Dupont, 1995). Os filitos e quartzitos micáceos da Formação Santa Rita encontram-se interdigitados com os quartzitos puros da Formação Galho Miguel.

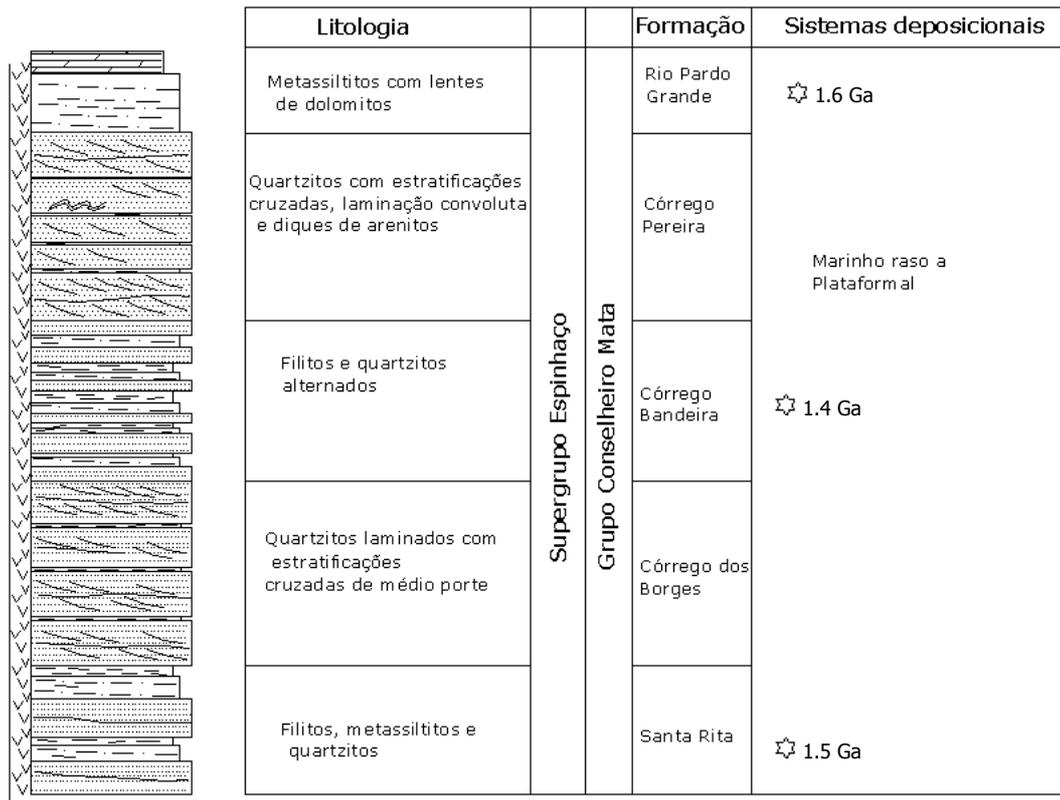


Figura 21- Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Conselheiro Mata (modificado de Schöll & Fogaça, 1979). (vv): rochas básicas intrusivas (Machado *et al.* (1989). ☆- idades geocronológicas mais novas obtidas em zircões detríticos nas formações Santa Rita, Córrego Bandeira e Rio Pardo Grande (Chemale Jr. *et al.*, 2011).

A Formação Córrego dos Borges é constituída por quartzitos finos, micáceos, com laminações plano-paralelas. A Formação Córrego Bandeira é formada por filitos, metassiltitos e quartzitos finos e a Formação Córrego Pereira por quartzitos finos, às vezes feldspáticos com estratificações cruzadas tabulares (Dussin *et al.*, 1984). A Formação Rio Pardo Grande é representada por uma sucessão de metassiltitos e filitos com intercalações de quartzitos. No topo desta formação ocorre pacote de dolomito cinzento maciço seguido de camadas com estruturas estromatolíticas.

7.3. Suíte Metaígneia Pedro Lessa

Termo introduzido por Knauer (1990) para as rochas de composição basáltica e textura holocristalina, fanerítica fina às vezes gabróica, geralmente pouco metamórfica, ocorrendo na forma de diques, sills e *stocks* encaixados em rochas do Supergrupo Espinhaço.

Os diques aparecem orientados principalmente nas direções NW-SE e E-W enquanto os *stocks* alojam-se na interseção de lineamentos estruturais, especialmente no embasamento. A deformação é ausente ou incipiente, exceto nos contatos com as encaixantes, ou em pequenos corpos onde podem ocorrer como clorita-xistos. No limite sudeste da serra estas rochas mostram-se anfibolitizadas, sem feições de protólito e, na região central da serra, elas mostram texturas faneríticas de diabásios ou gabros.

Dentre as feições ígneas podem ser encontradas textura ofítica a sub-ofítica, predominando anfibólitos (actinolita/tremolita), piroxênios (geralmente uralitizados) e plagioclásios. Secundariamente ocorrem biotitas e como acessórios ocorrem titanita, apatita, badeleíta e opacos.

Afloramentos de rocha fresca são raros, ocorrendo geralmente na forma de matacões dentro de solo vermelho escuro, geralmente coberto por densa vegetação.

Estudos geoquímicos feitos por diversos autores (Biondi, 1979; Hoppe *et al.*, 1983; Uhlein, 1991) indicam uma filiação toleítica para estas rochas, gerada por magmatismo basáltico intraplaca (Dussin & Dussin, 1995).

Uma datação radiométrica pelo método U/Pb em badeleíta, revelou idade de 906 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1989) em amostra da região de Pedro Lessa, indicando que este magmatismo ocorreu no início do Neoproterozóico.

7.4. Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas é constituído por rochas que marcam a evolução tectônica e sedimentar do início ao fim do Neoproterozóico, na borda sudeste do Cráton São Francisco. Constitui em quase toda sua extensão, uma sequência progradante com variações verticais e laterais dos litotipos (Noce *et al.*, 1997).

A Formação Duas Barras é constituída por pacotes de metaconglomerados seguidos de metarenitos com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte amalgamadas, caracterizando sedimentos fluviais em uma planície de canais entrelaçados (*fluvial braided*), com fluxo progradacional preferencialmente para NE (Fraga, 1999; Lindenberg *et al.*, 1997). Na região do vale do rio Macaúbas, Martins *et al.* (2008) descreve brechas,

conglomerados monomíticos e arenitos grosseiros agrupados dentro da Formação Matão, na base do Grupo Macaúbas, relacionados ao início da abertura do *rift* Araçuaí.

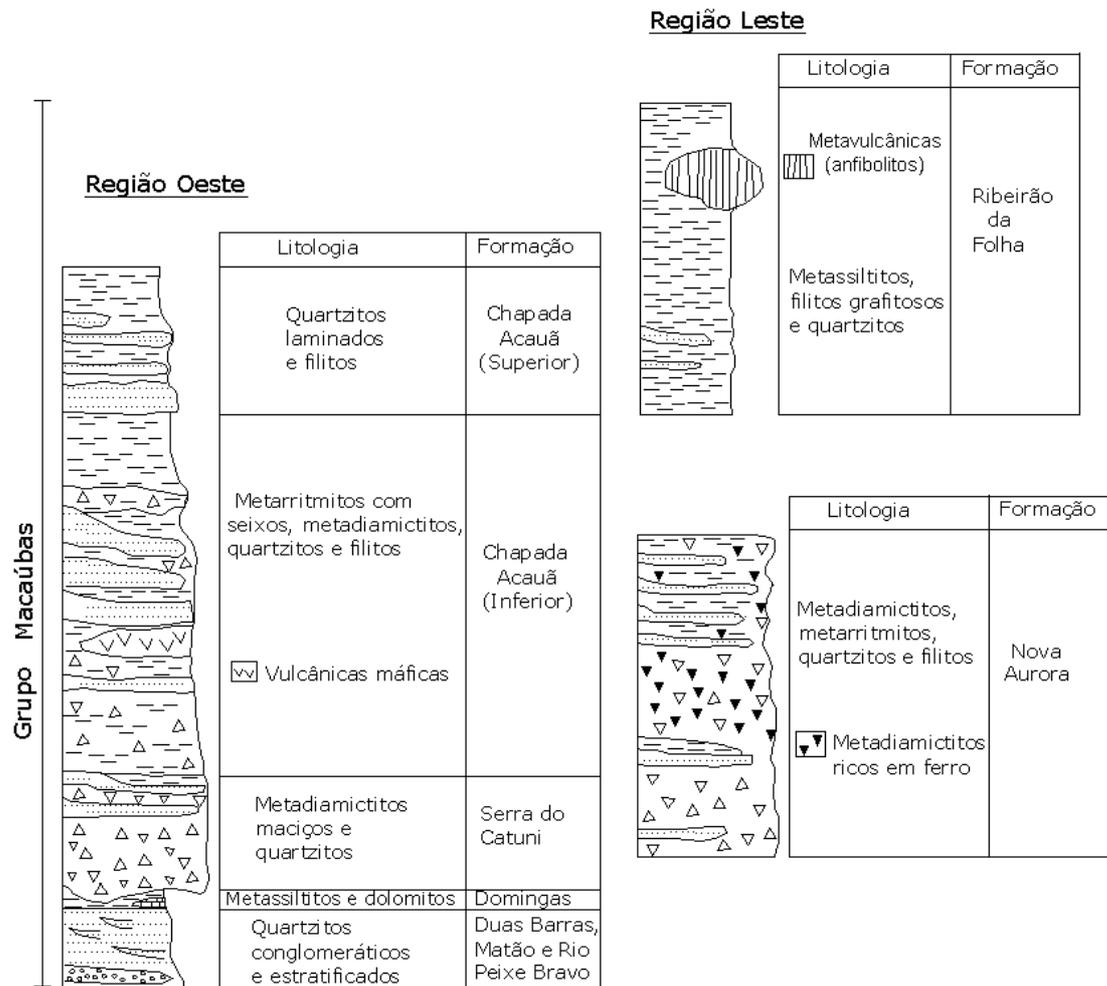


Figura 22- Estratigrafia do Grupo Macaúbas identificada no domínio externo da Faixa Araçuaí (Região oeste) e próximo ao domínio interno (Região leste). Modificado de Caxito *et al.* (2011) e Pedrosa-Soares *et al.* (2007).

Noce *et al.* (1997) interpretaram os depósitos correlacionados as formações Duas Barras e Rio Peixe Bravo como registros de deposição na fase sin-rifte durante abertura da Bacia Macaúbas. A Formação Rio Peixe Bravo é constituída por metassedimentos rudito-arenosos e pelíticos e ocorre somente contornando o embasamento do Complexo Porteirinha, região setentrional da serra. A Formação Matão (Kafunkel *et al.*, 1981, Pedrosa-Soares *et al.*, 2010) é constituída por pacotes de quartzitos grosseiros e finos, aflorando ao longo da bacia do Rio Macaúbas.

A Formação Serra do Catuni ocorre em profunda discordância erosiva com as rochas da sequência basal da Bacia Macaúbas, depositada inclusive sobre rochas do Supergrupo Espinhaço. Na sua maior exposição, bordejando a Serra do Espinhaço Meridional, é constituída por camadas de diamictitos maciços de diferentes espessuras,

com intercalações subordinadas de metarenitos e metassiltitos. Os diamictitos maciços contêm clastos de: quartzito, quartzo, rocha carbonática, gnaiss, granitóide e filito; variando a granulometria de grânulo a matacão, sendo muito comuns pequenos seixos imersos em uma matriz pelítica ou arenosa.

A Formação Nova Aurora é constituída de pacotes espessos de metadiamictitos e subordinadamente por: quartzitos, metaconglomerados e metapelitos. Ocorre na região norte bordejando o Complexo Porteirinha e sobreposta aos sedimentos arenosos da Formação Rio Peixe Bravo (Viveiros *et al.*, 1979).

A Formação Chapada Acauã é constituída por diamictitos estratificados, ritmitos com seixos, arenitos laminados com seixos, tipicamente com fragmentos maiores de rochas graníticas ou quartzitos com estruturas de carga nos sedimentos de granulação fina (*dropstones*). As rochas desta formação estão relacionadas ao retrabalhamento das sequências de diamictitos anteriores, esta recorrência de pacotes de diamictitos, em níveis estratigráficos diferentes, reflete as movimentações tectônicas de falhas normais, na borda da bacia (Uhlein *et al.*, 2007).

Estes sedimentos distribuem-se para leste, na forma de cunhas clásticas geradas por fluxos de detritos em leques submarinos associados a período de atividade tectônica. Na porção distal desta formação ocorre pacote de xistos verdes e rochas vulcanoclásticas intercaladas com diamictitos e arenitos estratificados, este conjunto de rochas foi denominado por Gradim *et al.* (2005), como Membro Rio Preto.

As unidades estratigráficas do Grupo Macaúbas, relacionadas ao estágio final de abertura da bacia (margem continental passiva distal) são constituídas por camadas de turbiditos areno-pelíticos com intercalações de pelitos grafitosos e rochas ofiolítica (anfíbolitos e metaultrabasitas), agrupadas na Formação Ribeirão da Folha.

Uma coluna ofiolítica que aflora na região de Ribeirão da Folha, representando a sucessão vulcano-sedimentar do assoalho oceânico, é constituída por quartzo-mica xistos, xisto peraluminoso, xisto grafitoso, metacherts, formações ferríferas bandadas e diopsiditos (Queiroga *et al.*, 2006). Orto-anfíbolitos bandados que hospedam veios de plagiogranitos, foram datados em 660 ± 29 Ma (Queiroga *et al.*, 2007), indicando a idade de cristalização magmática do ofiolito da Formação Ribeirão da Folha (Figura 22).

7.5. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí corresponde a uma sequência pelito-carbonática que ocupa vasta superfície no Brasil Central possuindo espessura aproximada de 800 até 1000 metros em

alguns locais. Esta sequência de rochas marca uma fase transgressiva marinha generalizada sobre o Cráton do São Francisco, seguido de mudanças no compartimento sul, servindo de sítio receptor de sedimentos provenientes de áreas soerguidas e finalizando como uma bacia de ante-país (Dardenne, 2000; Alkmim e Martins-Neto, 2001)

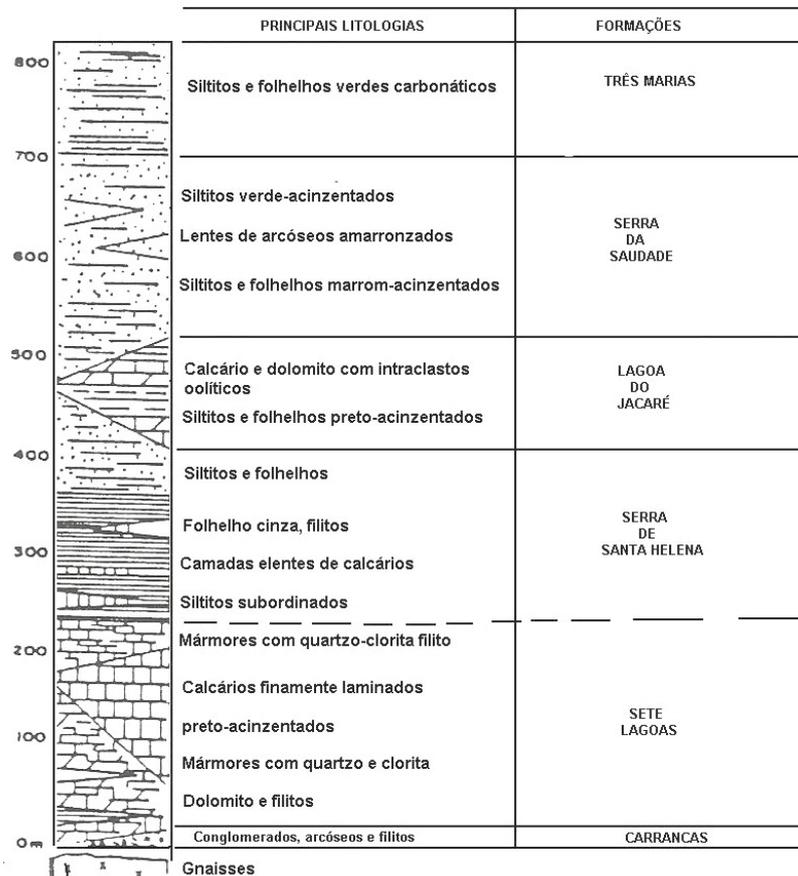


Figura 23- Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí proposta por Dardenne (1978).

A Formação Sete Lagoas constitui uma sucessão de argilitos, margas e ritmitos marinhos de águas profundas ricos em matéria orgânica, além de calcarenitos e calcilitos cinzas escuros de águas rasas portadores de estromatólitos. A Formação Serra de Santa Helena é constituída predominantemente por folhelhos (ardósias) com camadas de siltitos e intercalações de lentes e camadas silto-arenosas. Na Formação Lagoa do Jacaré ocorrem tipicamente camadas de calcarenitos oolíticos e oncolíticos e a Formação Serra da Saudade é predominantemente constituída por intercalações de camadas pelíticas, com acreções de silte e areia (Figura 23).

Dardenne (2000) individualizou o Grupo Bambuí em três megaciclos regressivos, cada um representando um período de transgressão, seguido de subsidência da bacia e, por fim, uma regressão marinha. O primeiro megaciclo inclui a Formação Sete Lagoas com

características de deposição em ambiente marinho calmo de rampas carbonáticas proximais, típicos de uma bacia intracratônica.

O segundo megaciclo depositado sob influência de ondas de tempestades (sucessões de *shallowig-upward*) é marcado pela deposição da sequência pelítica da Formação Serra de Santa Helena e pelos calcários oolíticos da Formação Lagoa do Jacaré. A interdigitação pelítica entre a Formação Serra da Saudade que passam gradualmente para os siltitos e arcóseos da Formação Três Marias, marca o último megaciclo deposicional do Grupo Bambuí. Martins & Lemos (2007) utilizando conceitos de estratigrafia de sequências, reconhecem três períodos de deposição, marcados por discordâncias e agrupa as litologias do Grupo Bambuí na Megasequência São Francisco. A Megasequência São Francisco foi então dividida em quatro sequências deposicionais: Sequência 1 de origem glácio-marinha (Formação Jequitaí), Sequência 2 de rampa carbonática escarpada (base da Formação Sete Lagoas); Sequência 3 de rampa homoclinal (topo da Formação Sete Lagoas até o topo da Formação Lagoa do Jacaré) e Sequência 4 de plataforma rasa progradacional (formações Serra da Saudade e Três Marias).

O magmatismo básico ocorrido na Serra do Espinhaço (~900 Ma) marca o limite inferior de deposição para o Grupo Bambuí, pois não corta as rochas deste grupo.

7.6. Evolução do Orógeno Araçuaí e seus estágios colisionais

Os processos de subducção e consumo da crosta oceânica com geração de arco magmático na borda sudeste do Cráton, relacionados à Orogênese Araçuaí, iniciou entre 630 e 580 Ma (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; 2007).

Os estágios tectônicos que sucederam o fechamento da bacia Macaúbas são descritos como sequências de eventos compressivos em resposta ao tectonismo do Ciclo Brasileiro, no final do Neoproterozóico (560-490 Ma).

A análise das estruturas brasileiras na Faixa Araçuaí indica a existência de diferentes vetores de *stress*, que resultaram provavelmente no reajustamento de blocos continentais em resposta a um evento tectônico maior (Dussin & Dussin, 1995).

Pedrosa-Soares *et al.* (2007) caracterizam os eventos que culminaram na geração da bacia precursora (Bacia Macaúbas) até a subducção e seus produtos litológicos sedimentares e magmáticos como componentes geotectônicos e estágios evolutivos do Orógeno Araçuaí. Também agrupa os estágios orogenéticos em quatro fases colisionais descritas abaixo:

a) A fase pré-colisional ocorrida entre 630 a 580 Ma, compreende a fase de subducção da litosfera oceânica ativa e a geração do arco magmático cálcio-alcálico. O arco é representado pela suíte G1, constituída de tonalitos e granodioritos com fácies dioríticas, portadores de xenólitos de rochas metassedimentares e rochas vulcânicas do Grupo Rio Doce.

b) O estágio sin-colisional é marcado pela deformação e metamorfismo regionais, além de uma extensiva granitogênese do tipo S, ocorrido entre 582 e 560 Ma. Os eventos convergentes desta fase de amalgamação cratônica, marcaram profundamente as rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Macaúbas. Neste estágio foram impressas as feições relacionadas aos dobramentos e empurrões rumo a oeste (dobras assimétricas com vergência para oeste, xistosidade principal S1), em direção ao Cráton do São Francisco.

Este metamorfismo regional mostra aumento de temperatura crescente de Oeste para Leste e de norte para sul, registrando paragêneses da fácies xisto verde baixo, junto ao limite cratônico e paragêneses de fácies anfíbolito e granulito nas rochas do núcleo do orógeno.

c) O estágio tardi-colisional é marcado por uma tectônica tangencial cessante, escapes laterais e geração de granitos tipo S por fusão parcial sob descompressão adiabática. A granitogênese do tipo S é representada pela Suíte G3. Esta é constituída por leucogranitos (com granada e cordierita) pobre em micas e livre da foliação regional, indicando idade de cristalização magmática no intervalo de 545 a 520 Ma (Silva *et al.*, 2002).

d) No estágio pós colisional ocorrem processos deformacionais e plutonismo relacionado ao colapso gravitacional (extensional – S2) do orógeno (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001). Neste estágio formam-se as suítes G4 e G5, na forma de plútons intrusivos, livres de foliação regional. O mecanismo de sobrearca da crosta aquecida gerou um sistema de falhas de cisalhamento normais representada pela zona de cisalhamento Chapada Acauã (ZCCA) e demais estruturas extensionais observadas ao norte e centro da área orogênica (Alkmim *et al.*, 2007).

A Suíte G4, constituída por granitos tipo S, a duas micas com veios pegmatóides ou raízes de biotita granito, hospedadas principalmente nas formações Ribeirão da Folha e Salinas. As idades de 535 a 500 Ma demonstram que estes granitos são contemporâneos da Suíte G3, destacando uma composição mais hidratada do magma (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007).

A Suíte G5 representa um plutonismo tipo I e A2 de composição cálcio-alcálica rica em K e Fe. As intrusões G5 são constituídas por biotita granitos e charnockitos com termos enderbíticos e noríticos com diferentes evidências de misturas (*mingling* e *mixing*) de magmas e fluxo ígneo bem marcado. Possui idades entre 520 e 490 Ma denotando sua origem híbrida como produtos de magmas mantélicos e crustais intrudidos por decompressão adiabática (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000a).

Uhlein *et al.* (1995) com base nas estruturas regionais e trabalhos de detalhamentos estruturais, dividiram a Faixa Aracuaí nos domínios externo e interno. O domínio externo é constituído pelo embasamento remobilizado (anticlinório de Gouveia e Complexos Porteirinha e Guanhões), o cinturão de cavalgamentos do Supergrupo Espinhaço (Setor Meridional) e as unidades metassedimentares que ocupam a Bacia Macaúbas. Neste domínio predomina o metamorfismo da fácies xisto verde a anfibólito e a deformação é refletida nas dobras assimétricas separadas por zonas de cisalhamento dúctil, na xistosidade principal denominada S1 orientada N-S com mergulhos de 20 a 50° leste e na lineação de estiramento E/20 a 50° leste, indicando o transporte tectônico para oeste.

O domínio interno engloba a porção norte da Faixa Araçuaí, representada por rochas do Complexo Jequitinhonha (Almeida & Litwiski, 1989). Este é constituído pelos produtos magmáticos descritos nos estágios pré a tardicolisionais e gnaisses kinzigíticos de alto grau de metamorfismo.

Marshak *et al.* (2006) estudando a porção central da Faixa Araçuaí, descrevem três domínios distintos pelas características tectônicas. O domínio externo, correspondendo ao cinturão da Serra do Espinhaço envolvendo o embasamento e rochas supracrustais, em um sistema de empurrões e dobras vergentes para oeste (S1).

O domínio mediano, situado a leste do anterior, corresponde a zona de cisalhamento distensional da Chapada Acauã (ZCDCA), marcando um sistema de dobras de segunda geração com falhas extensionais para leste (S2). O domínio interno é separado do mediano pela zona de dobramentos e transcorrência de Turmalina, sistema tranpressional dextral de direção NE-SW.

8. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS NO GRUPO MACAÚBAS, NA REGIÃO NORDESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL.

8.1. Apresentação do Mapa geológico da região pesquisada

O substrato rochoso da área pesquisada é representado por rochas do Supergrupo Espinhaço (quartzitos e metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho e quartzitos finos da Formação Galho do Miguel). Estas ocorrem preferencialmente na porção oeste da área, onde estão assentadas, em discordância erosiva sobre as rochas metassedimentares basais do Grupo Macaúbas. Grande parte das rochas basais do Grupo Macaúbas na região nordeste, foram agrupadas na Formação Duas Barras (metassedimentos siliciclásticos) ou na Formação Domingas (metapelitos e dolomitos), caracterizadas em trabalhos anteriores do Projeto Espinhaço (Folha Curimataí - Noce *et al.*, 1997).

Fraga (1999) realizou mapeamento parcial (1:25.000) da região de Inhaí e Domingas, depois complementado com mais trabalho de campo entre 2009 até 2013, resultando no mapa geológico da Figura 24 (Anexo I). Durante os trabalhos de mapeamento, identificaram-se ocorrências de diferentes tipos de metarenitos, camadas de metapelitos e camadas de rochas calcárias, cujas denominações litoestratigráficas anteriores (formações Duas Barras e Domingas), não correspondem em grande parte às descrições obtidas em campo.

Por este motivo, a organização dos metassedimentos basais do Grupo Macaúbas neste trabalho, será apresentada em sequências deposicionais que, por sua vez, são compostas por várias Associações Faciológicas (AFs) que caracterizam os diversos sistemas deposicionais (Figura 25). Desta forma, na região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, o Grupo Macaúbas será representado pela **Sequência Duas Barras**, subdividida em: Associação Faciológica 1 (AF 1) constituída por metarenitos e metaconglomerados, e Associação Faciológica 2 (AF 2) constituída por pacotes de metapelitos com lentes de dolomito; **Sequência Tijucuçu**, constituída pela Associação Faciológica 3 (AF 3) de metarenitos com fragmentos líticos e metarenitos finos e Associação Faciológica 4 (AF 4), constituída por metapelitos carbonáticos e grafitosos, calcarenitos e calcilitos laminados. Rochas metaígneas de caráter básico cortam os pacotes de metarenitos estratificados da AF 1 na base da Sequência Duas Barras.

A **Sequência Glacial** (englobando as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã - Noce *et al.*, 1997) será subdividida em Associação Faciológica Diamictítica (AF Dms: fácies metadiamictito maciço e fácies metadiamictitos estratificado) e Associação

Faciológica Areno-pelítica (AF Aps: Fácies metarritmitos com clastos, metarenito com clastos e pelitos). As denominações faciológicas para a Sequência Glacial, utilizadas neste trabalho, foram baseadas em trabalhos de Eyles *et al.* (1983), Eyles & Eyles (1992), Brodzikowski & Van Loon (1987) e Miall (1996).

De maneira geral, as rochas metassedimentares basais do Grupo Macaúbas afloram numa faixa alongada no sentido norte da área, com variação lateral de fácies se desenvolvendo no sentido leste (Figura 24). A Sequência Duas Barras encontra-se estratigraficamente numa posição mais proximal em relação à borda da paleobacia Macaúbas, onde predominam os afloramentos de metarenitos conglomeráticos da AF 1. Camadas de metassiltitos maciços e lentes de dolomitos (AF 2) podem ser encontradas na porção central da área pesquisada.

A Sequência Tijucuçu sobrepõe em discordância erosiva os metassedimentos da Sequência Duas Barras. Na porção central e ao longo da calha fluvial do Rio Jequitinhonha ocorrem camadas de metarenitos grosseiros e feldspáticos (AF 3), recobrando as camadas de metassiltitos e dolomitos da AF 2.

A AF 4 é representada por pacotes de metapelitos grafitosos e manganésíferos, predominando na porção sul nos arredores do município de Couto de Magalhães e rochas carbonáticas laminadas (calcarenitos e calcilitos laminados), com ocorrência restrita na região centro-leste nas imediações da Fazenda Tijucuçu.

Uma profunda discordância erosiva corta e erode grande parte das unidades basais do Grupo Macaúbas. As camadas superiores, assentadas sobre esta discordância, foram agrupadas na Sequência Glacial. Afloramentos de metadiamicititos maciços ocorrem isoladamente na região oeste e central da área. As rochas da AF Dmt se tornam gradativamente estratificadas, com espessamento das camadas no sentido leste, onde predominam camadas de metarritmitos com seixos e metarenitos laminados.

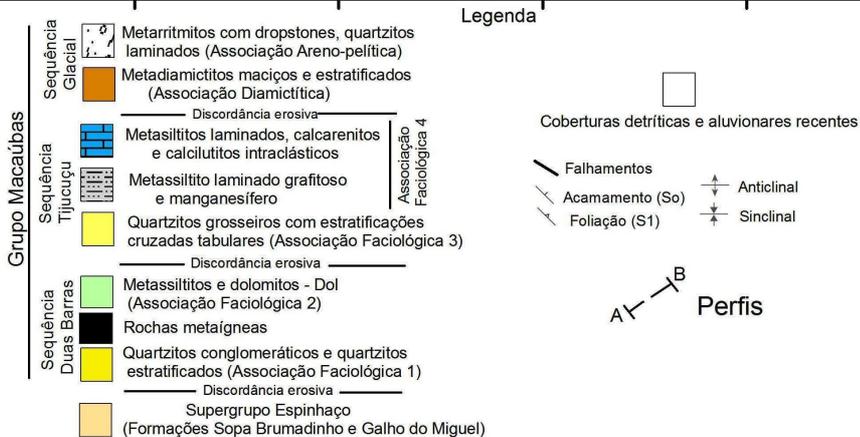
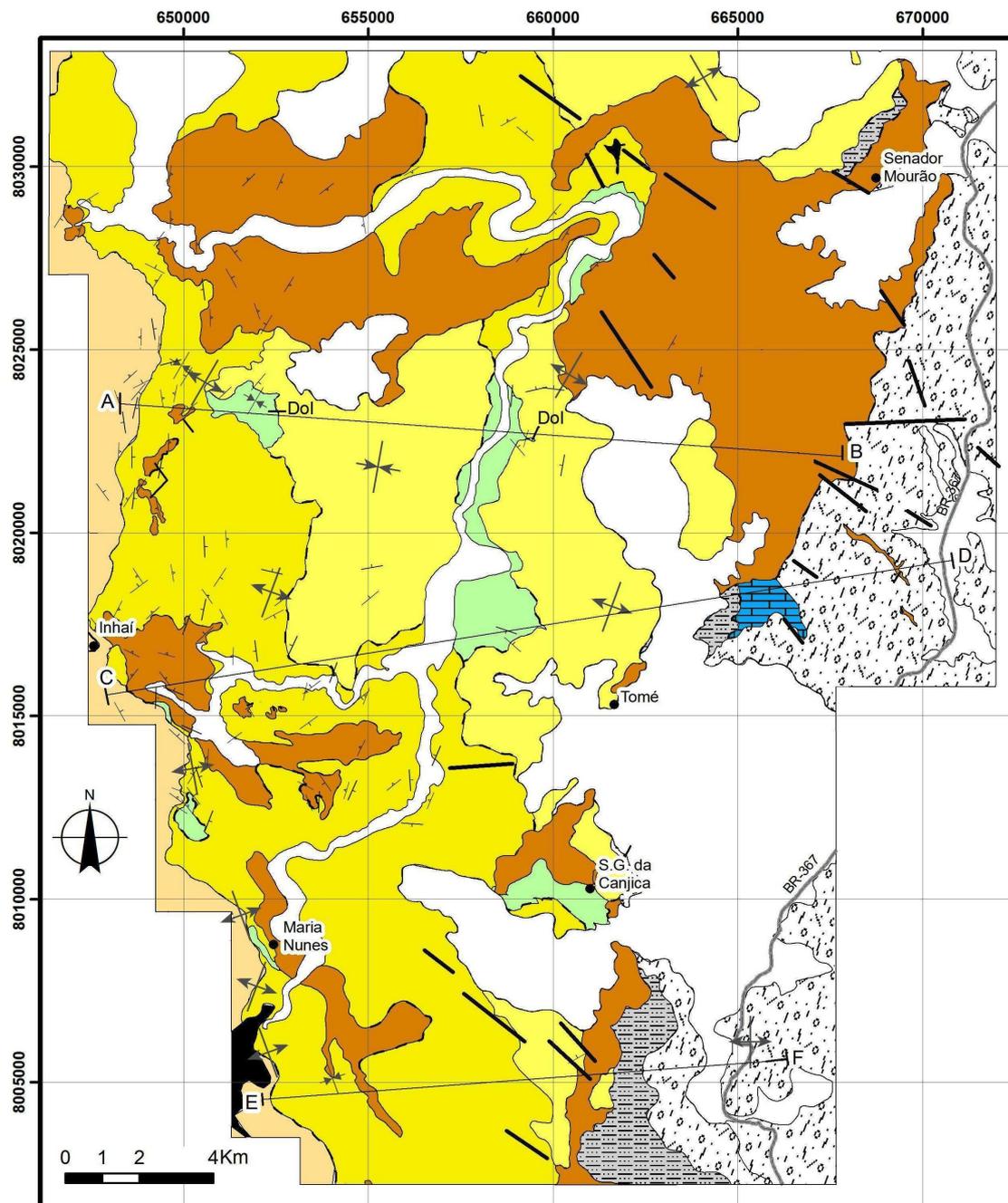


Figura 24- Mapa geológico simplificado da região entre Couto de Magalhães de Minas e Senador Mourão, nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, com a localização dos perfis descritos para o detalhamento da estratigrafia do Grupo Macaúbas.

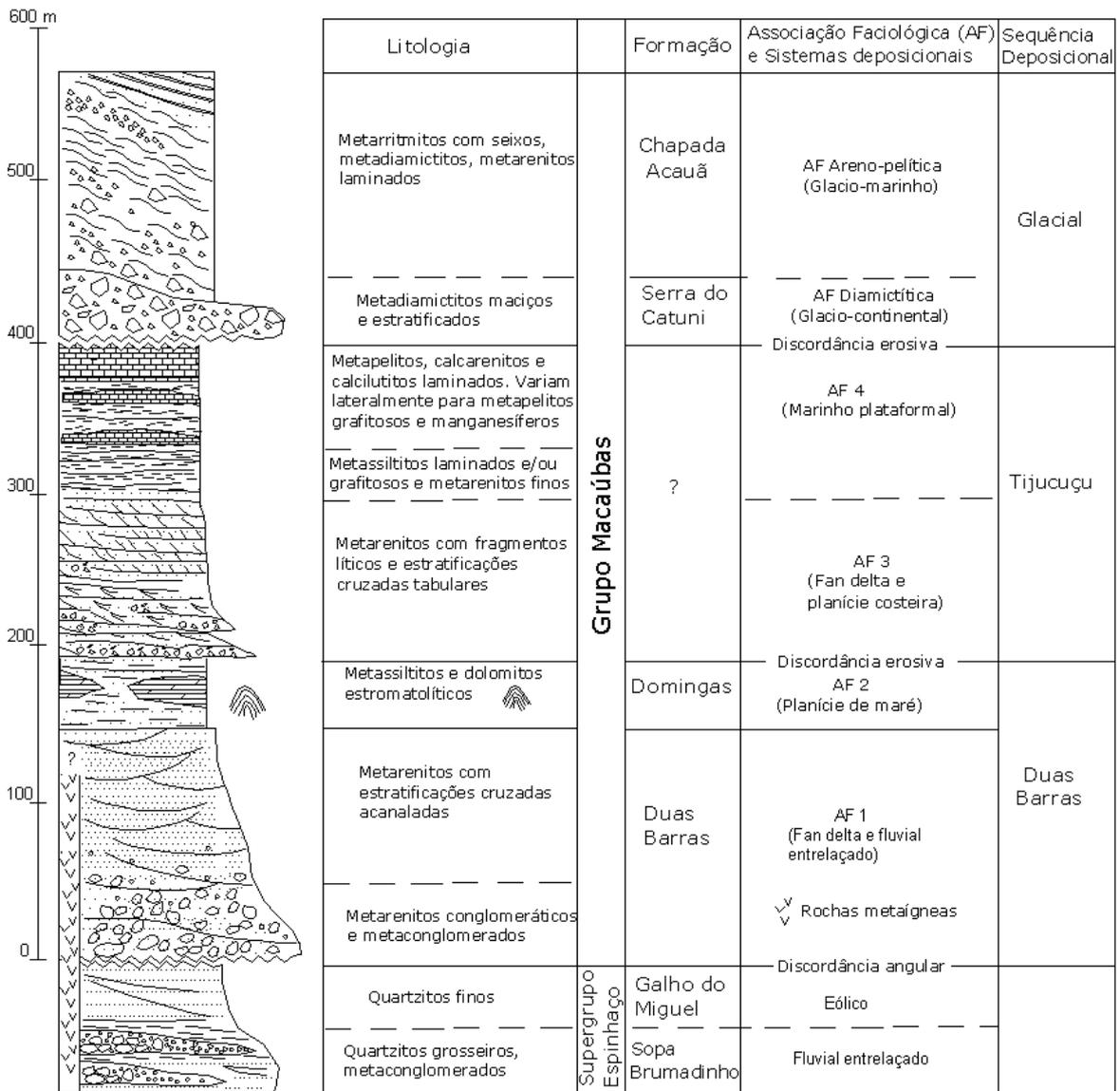


Figura 25- Coluna simplificada das unidades estratigráficas mapeadas na região NE da Serra do Espinhaço Meridional, região entre Couto de Magalhães de Minas e Senador Mourão. Veja também o mapa geológico da Figura 24.

8.2. Perfis estratigráficos detalhados na área de pesquisa

Na seção geológica A-B iniciada na região de Inhaí, de direção W-E (Figura 26), observam-se as camadas de metarenitos finos a médios da AF 1 em discordância erosiva sobre o embasamento (quartzitos da Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço). Nesta localidade, ocorrem pequenos corpos de metadiamicititos maciços (Dmm) isolados, sobrepostos a AF 1. Na região da Fazenda Boqueirão ocorrem metassiltitos laminados da AF 2 na forma de camadas suavemente dobradas. No sinclinal de uma dobra observa-se lentes isoladas de dolomitos estromatolíticos, associados ao pacote de metassiltitos laminados. Nesta região, os metassiltitos da AF 2 são sobrepostos em discordância erosiva, por espesso pacote de metarenitos líticos rosados, subarcoseanos, contendo estratificações cruzadas acanaladas (Fácies Ar da AF 3).

Na calha do Rio Jequitinhonha, aflora novamente a camada de metassiltitos da AF 2, onde são encontradas outras lentes de dolomito estromatolítico (descrito em Schöll, 1976). Em discordância erosiva sobre as camadas da AF 2, ocorrem camadas tabulares de metarenitos grosseiros da AF 3 contendo *sets* com estratificações cruzadas tabulares.

Próximo ao distrito de Tomé ocorre discordância erosiva sobreposta por espesso pacote de metadiamicititos maciços da AF Dmt. Os metadiamicititos maciços transicionam gradativamente para metarritmitos arenosos com seixos da AF Aps. Sobre as camadas da AF Aps, extremo leste da área, predomina metarenitos laminados amarelados contendo seixos e *dropstones* (predominam clastos “caídos” de rochas graníticas e de quartzitos).

Na seção geológica C-D (Figura 27), iniciada próximo ao distrito de Inhaí, um pacote de metadiamicitito maciço encontra-se assentado, em discordância erosiva, no contato entre as rochas do embasamento (Formação Sopa-Brumadinho – Supergrupo Espinhaço) e os metarenitos finos a médios da AF 1. A leste, os metarenitos rosados da AF 3 sobrepõem em discordância erosiva os metassiltitos da AF 2. Na calha do Rio Jequitinhonha, afloram camadas suavemente dobradas de metassiltitos maciços (Fácies Sm) da AF2, sobrepostos em discordância erosiva por metarenitos grosseiros da AF 3.

Na calha do Córrego do Tomé, os metarenitos grosseiros da AF 3 são gradativamente sobrepostos por camadas de metarenitos finos (Fácies Af), com estratificações plano-paralelas e estratificações cruzadas de baixo ângulo, geralmente separadas por pavimentos ondulados (*ripples*). Próximo a localidade de Tomé, ocorre afloramento de metarenitos grosseiros da AF 3 sobreposto por camadas de metapelitos arenosos da AF 4. Na Fazenda Tijucuçu, aflora pacote de metapelitos laminados, alternados com lentes de calcarenitos cinzentos (Fácies Pcl) da AF4. No topo deste pacote ocorre camada de calcarenito e calcilito laminado (Fácies Clu) cinzento, contendo

estruturas intraclásticas e níveis de *tepee*. Neste mesmo local ocorrem blocos isolados de *chert* laminado, associado a pacote de brecha carbonática silicificada.

A região da Fazenda Tijucuçu se encontra numa depressão topográfica, cujo substrato é constituído de pacote de calcário laminado da AF 4. As camadas de calcários da Fácies Clu (AF 4) é sobreposta, em profunda discordância, de um lado por metadiamicritos maciços da AF Dmt e de outro, sobreposto por metarritmito com seixos da AF Aps.

Na região da Fazenda Piteiros, extremo leste da área, na base do pacote de metarritmitos com seixos (Fácies Aps) ocorre camada de paraconglomerado carbonático gradado com camadas de rocha calcária laminada com níveis arenosos. Nas camadas de conglomerados (com 1 a 2 metros de espessura) ocorre, além dos clastos do arcabouço dos metadiamicritos maciços (quartzitos, granitóides e filitos), seixos e blocos de calcário cinzento laminado. A matriz é predominantemente carbonática e laminada, contendo níveis arenosos e níveis micáceos envolvendo os clastos menores. Alternando com as camadas de conglomerados ocorrem camadas (de 0,5 a 1 metro de espessura) de rocha finamente laminada, com níveis cinzentos de calcarenitos e níveis brancos de arenito muito fino, com raros seixos. A partir das características gradacionais destas camadas, este pacote de rochas foi interpretado como calciturbiditos, contendo o material proveniente da destruição da plataforma carbonática instalada na AF4 (Fácies Clu), durante o rebaixamento do nível do mar quando da instalação do ambiente glacial, desta forma, sendo agrupado dentro da AF Dmt.

A seção geológica E-F na direção W-E (Figura 28), realizado na região sul da área, mostra a ocorrência de metarenitos conglomeráticos (Fácies Ac) da AF1 em contato direto sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço (Formação Sopa-Brumadinho). O perfil demonstra a evolução no grau de seleção dos sedimentos arenosos em direção a região leste. Na região de Mendanha (distrito de Diamantina) ocorrem afloramentos isolados de metadiamicritos maciços (Dmm), assentados em discordância erosiva sobre os metarenitos da AF 1. A partir do desnível paleotopográfico, encontrado entre os diferentes afloramentos destes metassedimentos, estima-se que a erosão glacial escavou o substrato, em alguns locais, com desníveis superiores a 200 metros.

Na região de Couto de Magalhães de Minas, camadas de metarenitos grosseiros da AF 3 sobrepõem em discordância erosiva os metarenitos selecionados da AF 1. Na estrada para São Gonçalo da Canjica, no topo dos metarenitos da Fácies At, ocorrem fragmentos (blocos e matações) de rocha vulcânica de granulação muito fina. Sobre esta camada de rocha ocorre nova discordância erosiva, sobreposta por pacote de metadiamicritos

estratificados, contendo estruturas de *slumps* e níveis de metarenitos. Nesta porção (sul) da área, as dobras encontram-se mais apertadas e os metadiamicítos da Fácies Dm-s encontra-se posicionados na porção sinclinal destas dobras.

Na posição anticlinal destas dobras, os metarenitos finos da Fácies Af (topo da AF 3), transicionam gradativamente, para camadas de metassiltitos laminados da Fácies S1 (AF 4) e, no topo desta camada, dominam a Fácies Plg, constituída por metassiltitos grafitosos enriquecidos com níveis manganésíferos.

Uma notável discordância erosiva, separando a Sequência Tijucuçu da Sequência Glacial, aflora na média encosta, seguindo por estrada secundária na direção leste do perfil. Sobre esta discordância afloram as camadas de metarritmitos com seixos da Fácies Pls (AF Aps). Estes depósitos gradam para as camadas de metarenitos pelíticos da Fácies Apl (AF Pls) que, em corte na rodovia BR 367, afloram intercalados com finas lentes de metadiamicítos. As camadas de metarenitos pelíticos da Fácies Apl correspondem às camadas de rochas mais novas encontradas na área.

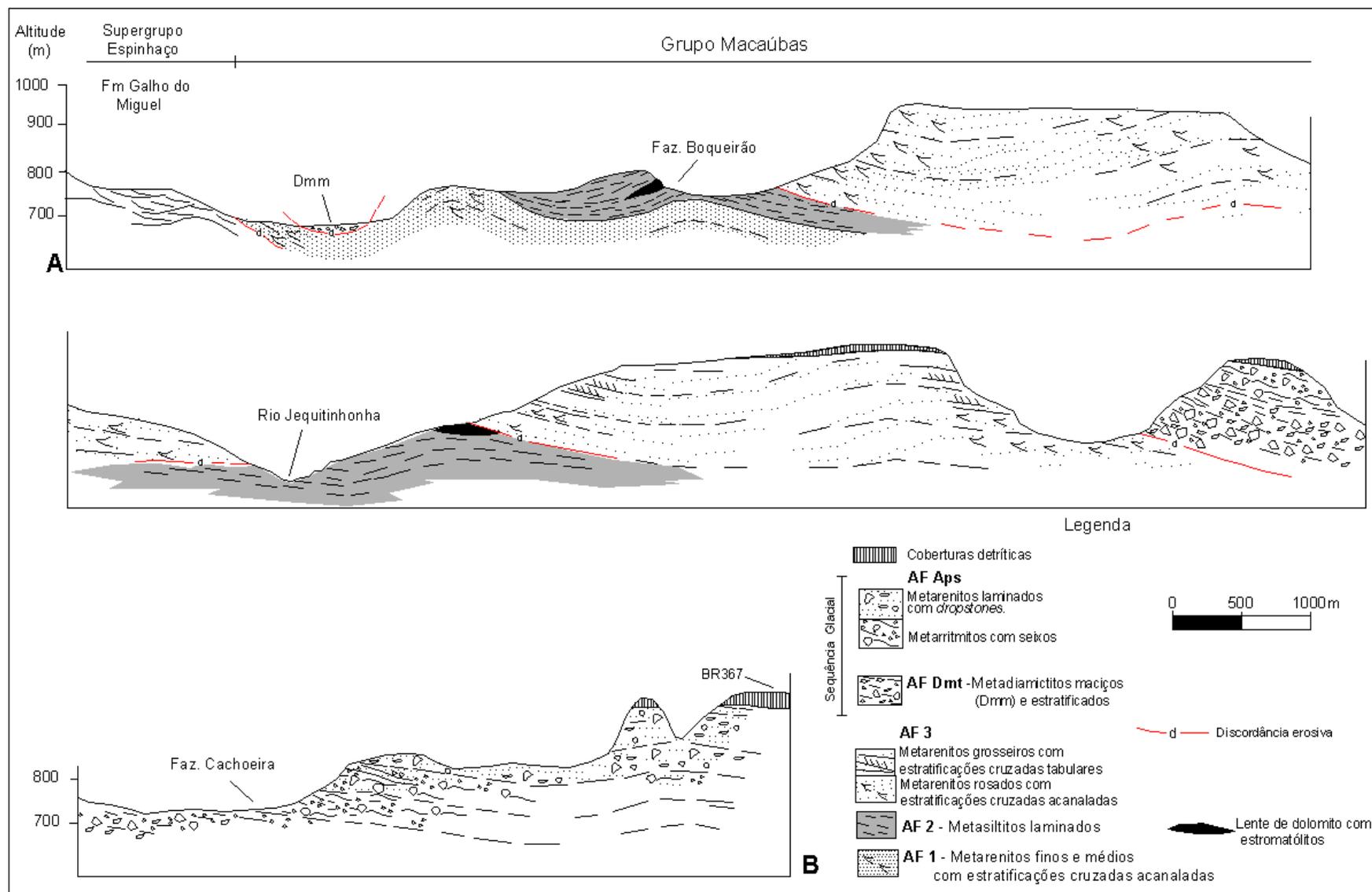


Figura 26- Seção geológica W – E cortando as lentes de dolomito da Fazenda Boqueirão (Associação Faciológica 2 – AF 2) e os afloramentos na calha do Rio Jequitinhonha, até a rodovia BR367. Localização da seção A-B na Figura 24 (Mapa Geológico).

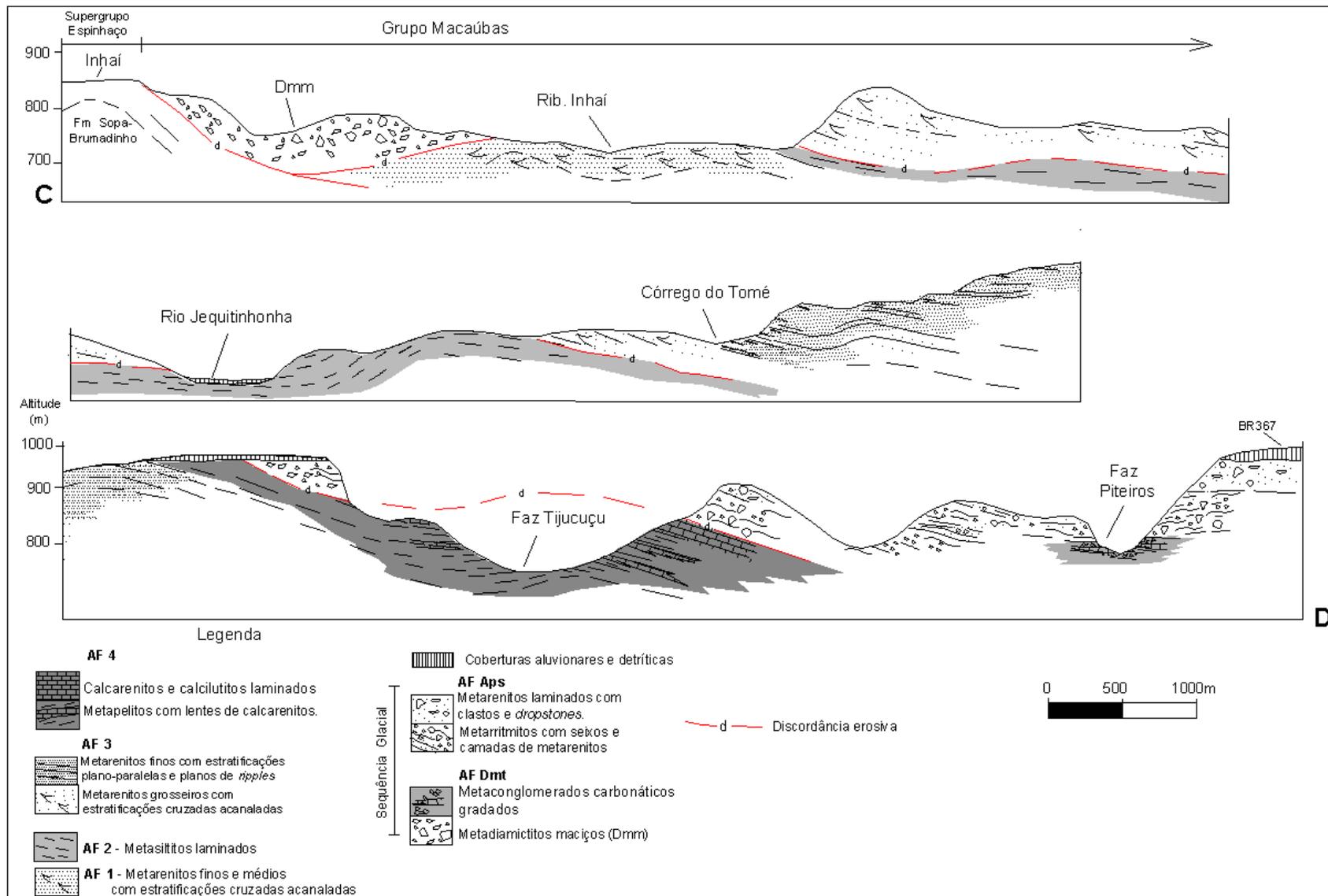


Figura 27- Seção geológica W – E na região central da área mapeada, iniciando no distrito de Inhaí, cortando a região central da calha do Rio Jequitinhonha e as rochas calcárias da Fazenda Tijucuçu, até a rodovia BR 367. Localização da seção C-D na Figura 24 (Mapa Geológico).

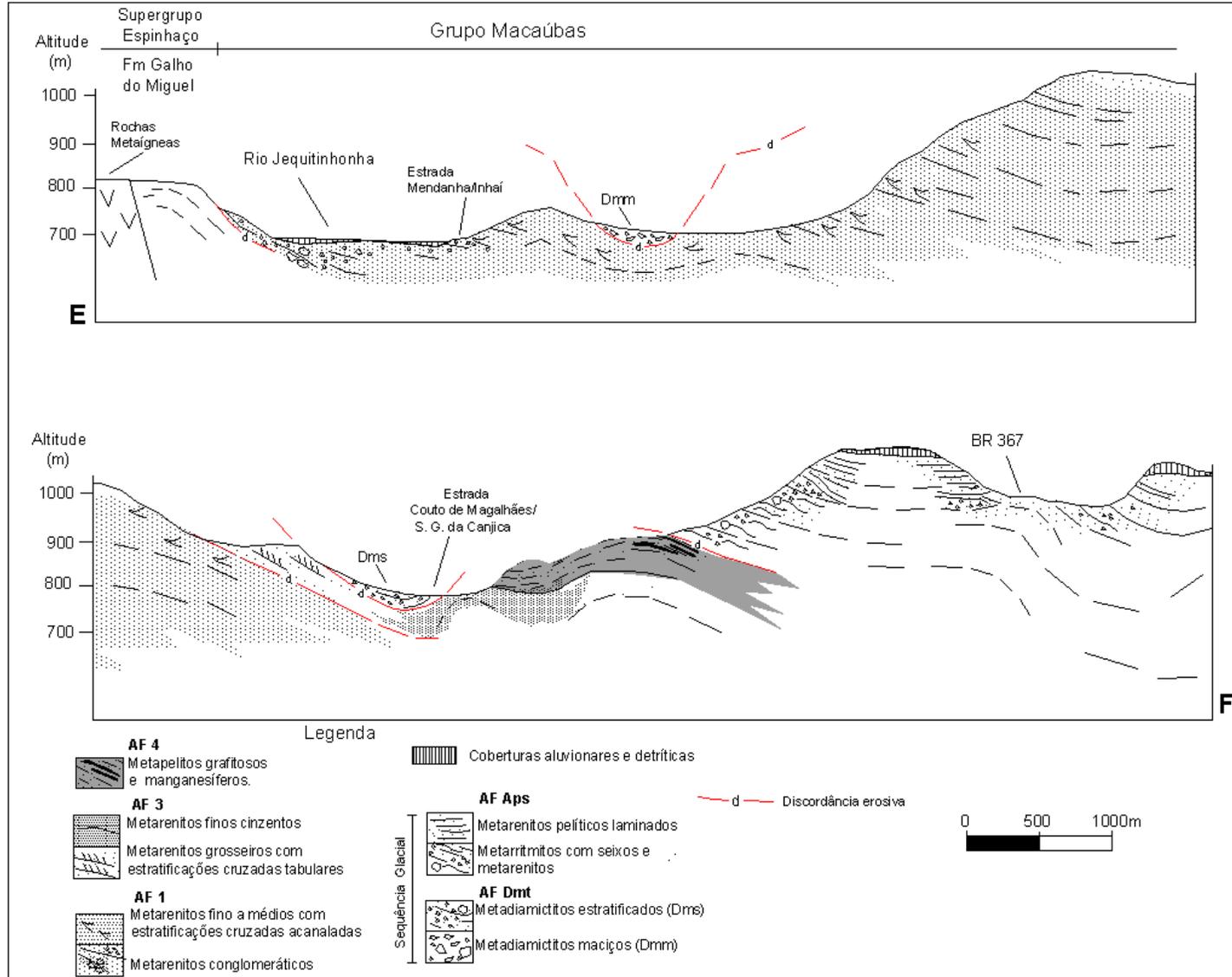


Figura 28- Seção geológica W – E na região sul da área próximo a Maria Nunes, cortando a calha do Rio Jequitinhonha, o município de Couto de Magalhães, até o trevo de acesso a São Gonçalo do Rio Preto na rodovia BR 367. Localização da seção E-F na Figura 24 (Mapa Geológico).

8.3. Estratigrafia de Sequências Depositionais e Associações de litofácies

Considerando que as rochas sedimentares são o produto litológico de um sistema deposicional e que os ambientes sedimentares, que produzem as mudanças de fácies, ocorrem em associações naturais, pode-se adotar, no sentido ambiental, a denominação de “Fácies” e “Associação de Fácies” para designar rochas e feições características de um sistema deposicional (Reading, 1986; Walker, 1984).

Assim sendo, dentro da Bacia Macaúbas, como em qualquer bacia sedimentar, foram depositados diversos estratos contemporâneos ou geneticamente relacionados. Estes conjuntos de estratos contemporâneos, quando limitados por discordâncias erosivas e suas concordâncias relativas podem ser denominados de “Sequências deposicionais” (Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1988; Della Fávera, 2001).

Neste trabalho, as rochas metassedimentares do Grupo Macaúbas encontradas na região nordeste, foram agrupadas em Sequências Depositionais que, por sua vez, estão subdivididas em Associações Faciológicas (AF), onde são encontradas as principais fácies sedimentares e estruturas sedimentares primárias preservadas, de onde são interpretados seus respectivos sistemas deposicionais.

A estratigrafia de sequências do Grupo Macaúbas na região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (Figura 25), é representada pela **Sequência Duas Barras**, subdividida em: Associação Faciológica 1 (AF 1) e Associação Faciológica 2 (AF 2) e **Sequência Tijucuçu**, constituída pela Associação Faciológica 3 (AF 3) e Associação Faciológica 4 (AF 4). Uma profunda discordância erosiva, cortando as rochas do embasamento (Supergrupo Espinhaço e as sequências basais do Grupo Macaúbas) marca o início da sedimentação glacial dentro da bacia Macaúbas (Karfunkel & Karfunkel, 1975; Karfunkel & Hoppe, 1989; Uhlein *et al.*, 2004). A **Sequência Glacial** (englobando as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã - Noce *et al.*, 1997) será subdividida em Associação Faciológica Diamictítica (AF Dmt) e Associação Faciológica Areno-pelítica (AFAs).

Como as rochas aflorantes na região estão quase que invariavelmente pouco deformadas e metamorfizadas, preservando muitas vezes suas feições primárias, durante a descrição das fácies nas associações faciológicas utilizar-se-á o termo original seguido do prefixo “meta” para descrever as respectivas rochas sedimentares, facilitando o entendimento sobre os ambientes e processos deposicionais que geraram estas rochas.

8.4. Sequência Duas Barras

A **Sequência Duas Barras** corresponde ao primeiro pacote de metasedimentos encontrados na bacia sedimentar Neoproterozóica Macaúbas. É constituída por camadas de metarenitos grosseiros e metaconglomerados, descritos na Formação Duas Barras (Noce *et al.*, 1997) e, neste trabalho, agrupados na Associação Faciológica 1 (AF 1).

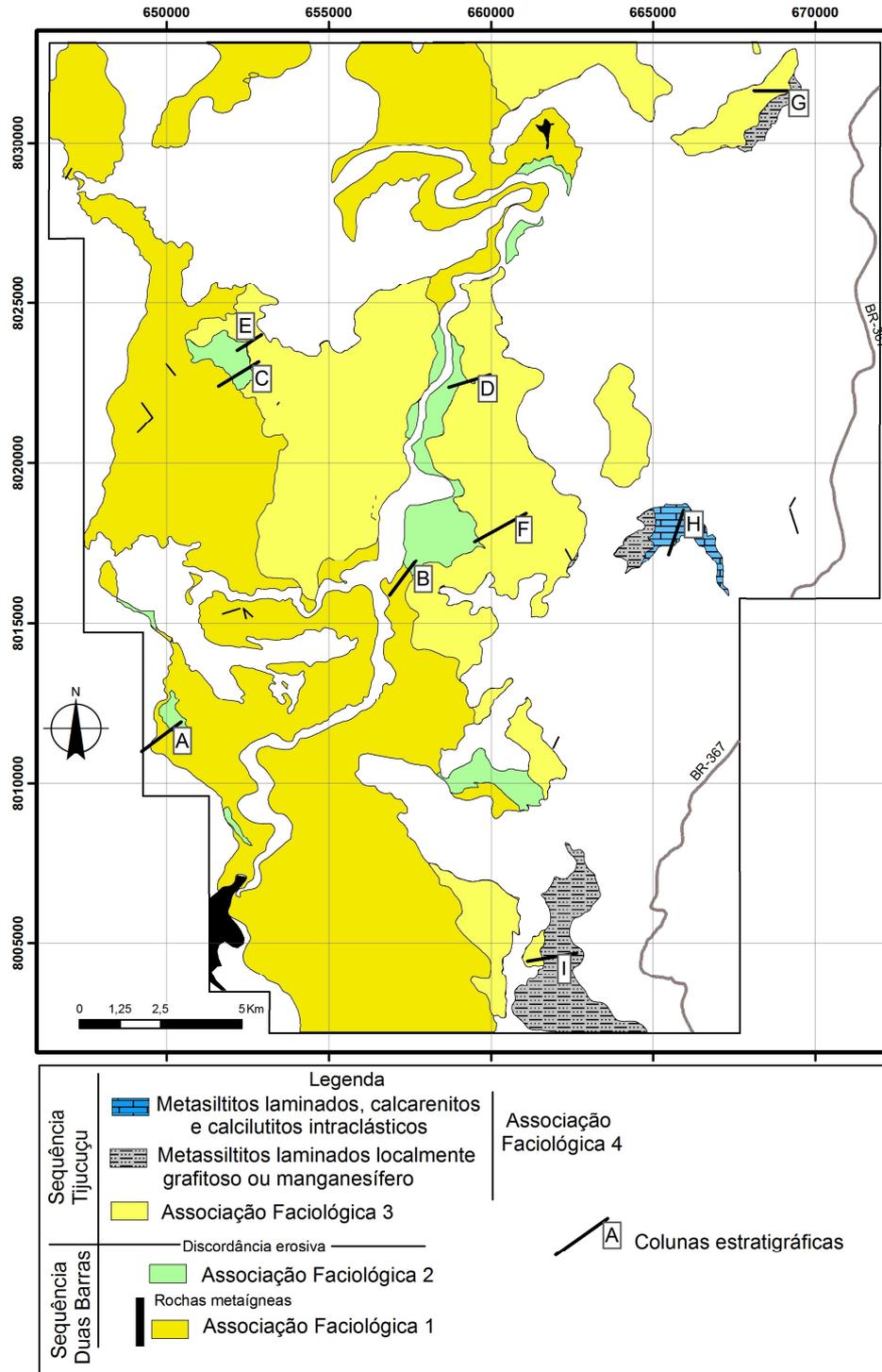


Figura 29- Mapa de localização das colunas estratigráficas das sequências Duas Barras e Tijuçu.

Sobre esta associação assentam-se pacotes de metapelitos maciços e laminados, contendo lentes de dolomitos estromatolíticos, descritos na Formação Domingas (Noce *et al.*, 1997) e agrupados na Associação Faciológica 2 (AF 2). Estreitas intrusões de rocha gabróica (rochas metaígneas), geralmente com feições de contaminação por rochas da encaixante, cortam as camadas da AF 1 na Sequência Duas Barras (Figura 29).

8.4.1. Associação Faciológica 1 (AF 1)

Corresponde ao primeiro conjunto de metassedimentos de composição siliciclástica depositados acima da superfície de truncamento erosional sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço (Figura 31). As rochas desta associação afloram numa estreita faixa, acompanhando o contato com o edifício principal da Serra do Espinhaço.

Fácies Cm: Consiste de pacotes de metaconglomerados maciços, sustentados por uma matriz arenosa grosseira e imatura, com raras estratificações. Os clastos são angulosos a subangulosos, predominando os tamanhos seixo e calhau, constituídos por clastos de quartzitos, filitos e quartzo de veio. Clastos maiores (matações) constituídos por quartzitos estratificados podem ser encontrados isolados ou ainda orientados, na base de grosseiras estratificações cruzadas acanaladas.

Fácies Ac: Em torno das lentes conglomeráticas ocorrem camadas de metarenitos conglomeráticos cinzentos ou amarelados, fracamente estratificados em estruturas cruzadas acanaladas. Estes metarenitos grosseiros são ricos em clastos angulosos a subangulosos (seixos e calhaus) de quartzitos finos e de quartzitos estratificados, além de clastos de filitos com matriz de grão de quartzo fino a médio, mal selecionados. Esta fácies domina, principalmente, nas regiões próximas ao contato com as rochas do Supergrupo Espinhaço.

Fácies Ab: Correspondem a camadas de metarenitos com estratificações cruzadas acanaladas, ocorrendo na região intermediária ao contato com as rochas do Supergrupo Espinhaço. Os metarenitos são relativamente selecionados e pouco imaturos, ocorrendo na forma de camadas tabulares de 1 a 2 metros de espessura. As estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo são alternadas com camadas plano paralelas, em *sets* de 0,5 a 0,7 metros de espessura.

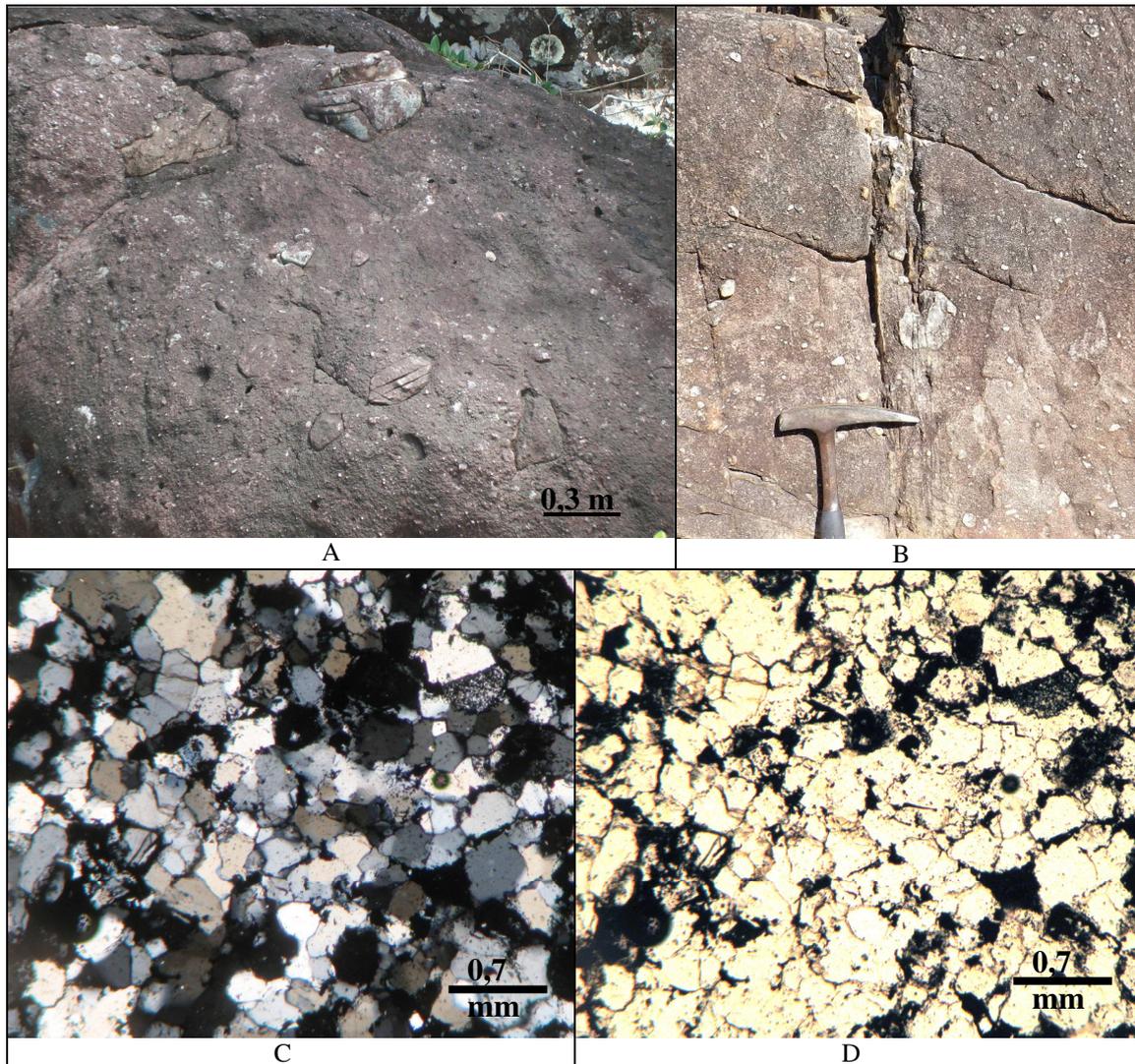
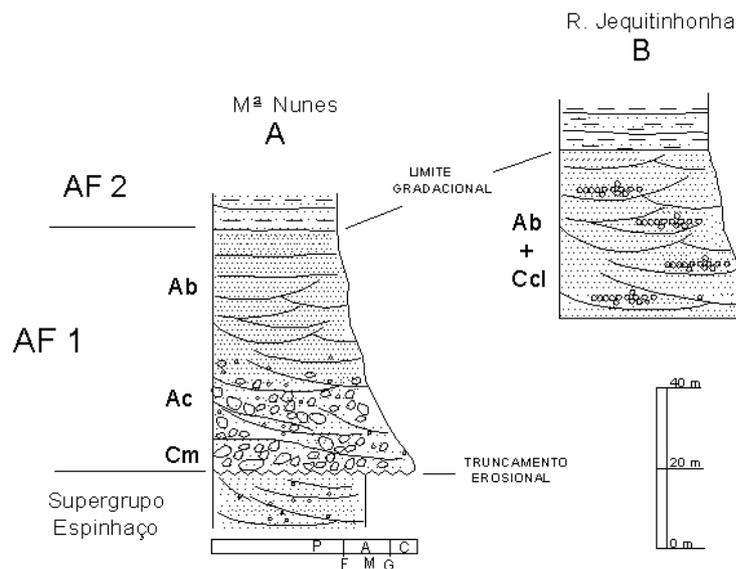


Figura 30- Litofácies da Associação Faciológica 1 (AF 1) da Sequência Duas Barras: (A) Metaconglomerado da Fácies Cm interpretado como depósito de fluxo gravitacional encontrado próximo ao contato com o Supergrupo Espinhaço; (B) Metarenitos conglomeráticos com clastos de quartzitos finos; (C) Fotomicrografia de metarenito impuro da Fácies Ab em luz polarizada e (D) luz natural, mostrando granulação fina a média, subarredondada com contato grão a grão.



Código	Litologia	Estruturas	Interpretação
Ab	Arenitos fino a médios	Estratificações cruzadas acanadas e plano-paralelas	Dunas subaquosas em canais entrelaçados, por fluxo em regime inferior e superior
Ac	Arenitos conglomeráticos	Estratificações cruzadas acanaladas e tabulares	Depósitos formados por correntes fluviais (<i>stream flow</i>).
Cm	Lentes de conglomerado matriz-suportado	Estratificação grosseira, Maciço	Depósitos proximais (<i>debris flow</i>), barras longitudinais de cascalhos

Figura 31- Representação das fácies da Associação Faciológica 1 (AF 1) na região de Maria Nunes (A) e na calha do Rio Jequitinhonha (B), sotopostas a Associação Faciológica 2 (AF 2). Colunas localizadas no mapa da Figura 29.

Rochas metaígneas: Ocorrem como estreitos e alongados corpos discordantes com os pacotes metassedimentares, distribuídos sobre a região mapeada. Cortam as rochas do Supergrupo Espinhaço e também as rochas da AF 1 (Grupo Macaúbas). As áreas ocupadas por estas rochas são dominadas por solos residuais espessos ou pavimentos lateríticos com concentrações de ferro e manganês. Na região norte (Figura 24), próximo a Fazenda Caveirinha, ocorre rocha de textura holocristalina (gabróica) verde escura. Quando alterada, forma matacões de rocha maciça, com esfoliação concêntrica e coloração fortemente avermelhada (Figura 32A).

Na borda destes corpos discordantes podem ser encontrados fragmentos de metarenitos, indicando a contaminação por material detrítico das rochas encaixantes. A mineralogia destas rochas é constituída essencialmente por anfibólio, piroxênio, micrólitos de plagioclásio, biotita e clorita. Como acessórios foram encontrados titanita e minerais opacos (Figura 32B).

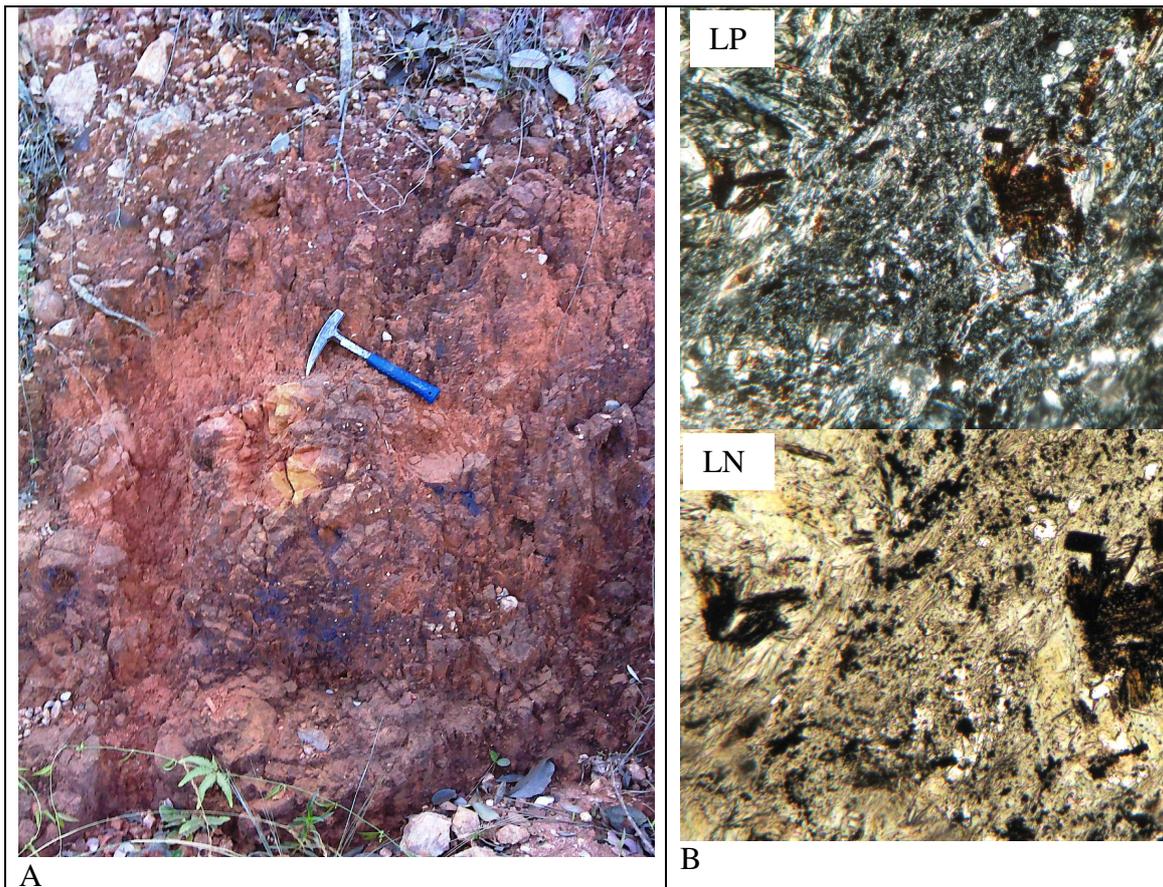


Figura 32- (A) Afloramento de rocha ígnea gabróica, intrusiva na Sequência Duas Barras, localizada na região norte da área (B). Fotomicrografia (LP- Luz polarizada e LN- Luz natural) da matriz fanerítica média composta por micrólitos de plagioclásio intensamente saussuritizados e pórfiros de anfibólio esverdeado, piroxênio e biotita.

Sistema de fan delta I

As camadas da AF 1 representam sedimentos transportados da área fonte até as bordas da bacia através de sistemas de fan deltas, gerando estreitos depósitos de *debris flow*, e mais extensos depósitos de *stream flow*, representando depósitos de planície fluvial dominada por canais entrelaçados (Sistema Fluvial).

Os depósitos de fluxo gravitacional (*debris flow*) foram depositados diretamente sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço. Constituem pacotes pouco expressivos de metaconglomerados matriz-suportados, com 1 a 2 metros de espessura e 10 a 15 metros de extensão, formados por clastos subangulosos a subarredondados de quartzitos finos, quartzitos estratificados, filitos e quartzo de veio, agrupados e descritos na fácies Cm. Pacotes de metarenitos conglomeráticos (Fácies Ac) dominam na região próxima às margens da bacia, representam os depósitos de corrente superficial (*stream flow*), com dispersão lateral subaérea de clastos angulosos de quartzitos finos, sobre matriz de

metarenito grosseiro estratificado, ocorrendo em torno das lentes de metaconglomerados.

Conforme Allen & Hovius (1998), através dos sedimentos acumulados nas margens de bacias sedimentares, pode-se inferir sobre a dimensão da área de captação dentro da área fonte, os mecanismos de transporte sedimentar, taxas de subsidência e geometria dos leques. Segundo os autores, a descarga de sedimentos de uma área fonte pode ser estimada pela taxa de erosão na área montanhosa. O efeito constante da mudança da paisagem pode ser percebido quando um rio corta um substrato soerguido, entretanto, mantém o gradiente de inclinação no valor crítico do desmoronamento. Conseqüentemente o desmoronamento na área de acumulação é determinado primariamente pela taxa de soerguimento tectônico das rochas. Segundo os autores, áreas de captação escarpadas (5 a 10 km de extensão) alimentam depósitos de *debris flow* com leques dominados por desmoronamentos, seguido de rápida subsidência da borda da bacia. Por outro lado, áreas de captação largas e assoreadas fornecem sedimentos para leques dominados por depósitos de *stream flow* e canais fluviais de baixa inclinação, seguido de lenta subsidência da margem.

Neste sentido, as fácies da AF 1 da Sequência Duas Barras, representam segmentos médio-distais de fans deltas, onde o predomínio de metarenitos conglomeráticos (*stream flow*) indica deposição em ambiente subaquoso, determinado por área de captação larga e assoreadas dentro da área fonte, seguido de lenta subsidência das margens da bacia.

Na porção distal dos fan deltas ocorre a dispersão de areias através de uma planície fluvial de canais entrelaçados, preferencialmente, em direção ao centro e norte da calha sedimentar. Neste sistema depositaram-se as camadas de metarenitos finos a médios contendo estratificações acanaladas de pequeno e médio porte (Fácies Ab). A extensão e as estruturas destes metarenitos sugerem seu depósito num sistema fluvial entrelaçado com canais fluviais longitudinais, coletores das drenagens laterais proveniente dos fan deltas.

As fácies siliciclásticas da AF 1 indicam condições de altas taxas de aporte sedimentar da área fonte (sedimentos terrígenos) para dentro da bacia, proporcionalmente relacionado com uma baixa taxa de subsidência da calha. Estas características de preenchimento da calha sedimentar, conforme Della Fávera *et al.* (2001), permitem relacionar esta associação de fácies a um trato de lago raso. O modelo

deposicional pode estar relacionado a uma margem de bacia do tipo *rift*, em período de baixa taxa de subsidência, com predomínio da erosão do bloco alto (Ubiraci, 2000).

8.4.2. Associação Faciológica 2 (AF 2)

A AF 2 possui ocorrência restrita na porção central da calha sedimentar proterozóica, estendendo para o norte da área mapeada, sobrepondo em contato gradativo às fácies da AF 1. Corresponde a camadas de metassiltitos maciços branco-acinzentados seguidos de metapelitos laminados, contendo lentes isoladas de dolomito cinzento e estromatolítico. Nesta associação foram identificadas as seguintes fácies: metassiltitos maciços (Sm), metapelitos laminados (Plr) e dolomito cinzento (Dol).

Fácies Sm: Corresponde a camadas de metassiltitos maciços que ocorrem, geralmente, na base da AF2. São rochas de granulação muito fina, normalmente de coloração bege claro ou acinzentada, ocorrendo em camadas entre 30 e 50 cm de espessura em afloramentos isolados ou descontínuos. Os planos de acamamento são definidos por estratificações plano-paralelas, nas camadas mais espessas, podem ser encontradas estratificações convexas do tipo *hummocky* (Figura 33A).

Fácies Plr: Correspondem a metassiltitos laminados com diferentes cores e tonalidades, que, geralmente, ocorrem acima das camadas de metassiltitos maciços (Fácies Sm). São caracterizados por uma laminação plano-paralela centimétrica a sub-milimétrica, gradando de metassiltitos rosados ou cinzentos para metargilitos amarelados ou avermelhados no topo. Esta fácies encontra-se assentada diretamente sobre os metarenitos estratificados (Fácies Ab) da AF1. Na base desta fácies são encontradas diversas estruturas sin-deposicionais como estruturas de carga e fluidização, brechas sin-sedimentares ou dobras convolutas.

Fácies Dol: Corresponde a corpos isolados de rocha dolomítica cinzenta em formato lenticular, encontrados associados no topo da Fácies Plr. Na margem direita do Rio Jequitinhonha, ocorre na forma de uma grande lente dolomítica, com 20 metros de espessura e 50 metros de extensão, entre camadas de metapelitos e metarenitos grosseiros da AF 3. Na região de Inhaí (Fazenda Boqueirão – Anexo 1) ocorrem duas lentes isoladas uma de 10 metros de espessura e 20 metros de extensão e outra, de 15 metros de espessura e 50 metros de extensão. Nesta região os metapelitos laminados de coloração cinzenta e bege, com estruturas sin-deposicionais (Fácies Sm), englobam as

lentes de dolomitos construídas por estruturas estromatolíticas colunares (Dol). São os primeiros registros de vida na bacia Macaúbas (Figura 34 A e B).

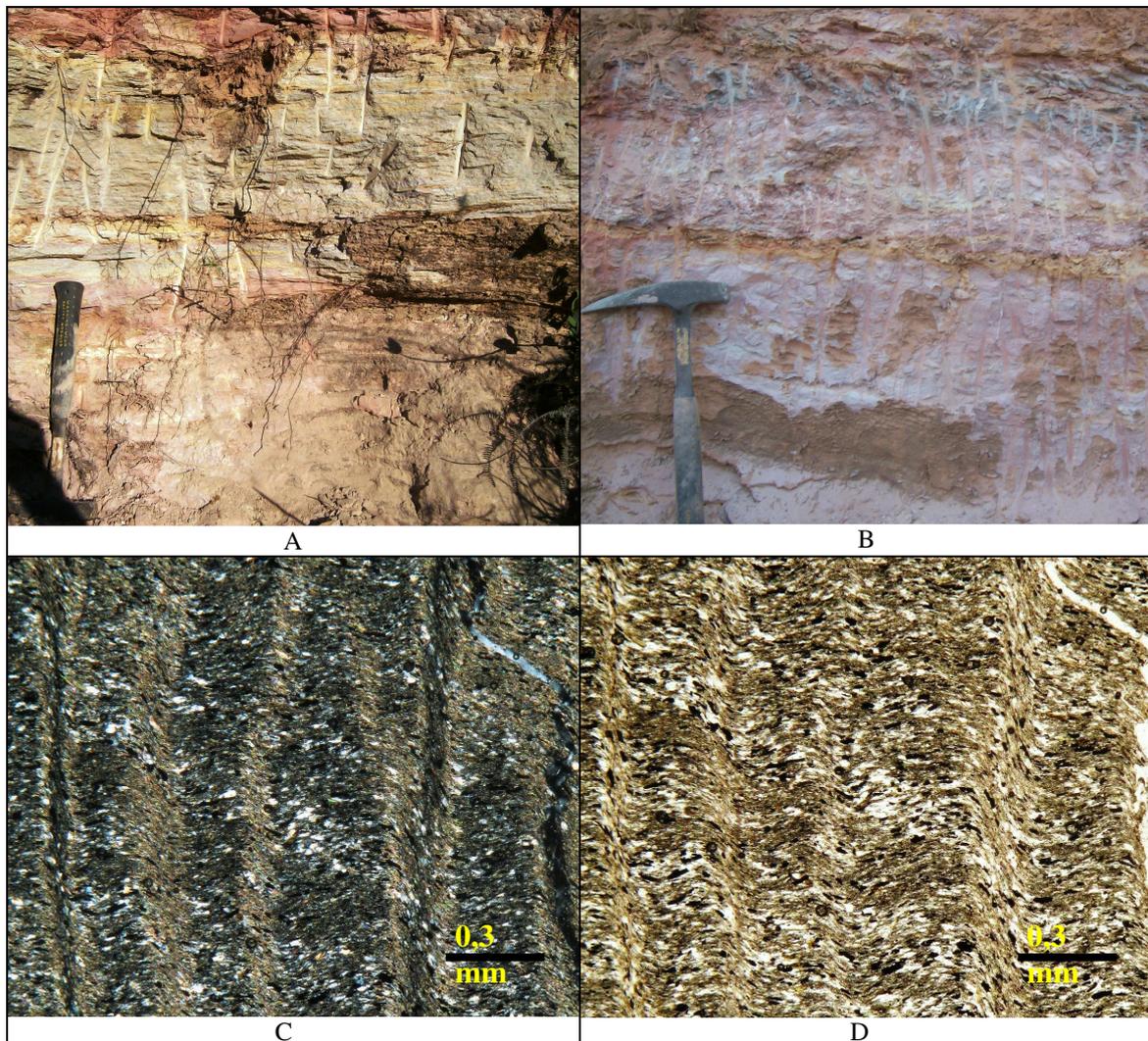
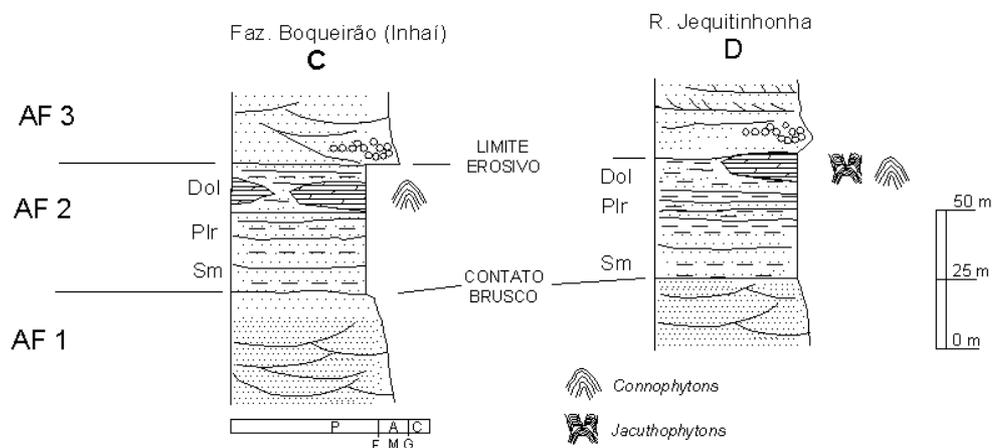


Figura 33- Litofácies da Associação Faciológica 2 (AF 2) da Sequência Duas Barras: (A) Camadas de metassiltitos maciços da Fácies Sm interpretados como tempestitos; (B) metassiltitos laminados encontrados na calha do Rio Jequitinhonha; (C) Fotomicrografia em luz polarizada e luz natural (D) de metassiltito laminado, com crenulação dos planos de mica branca (sericita) e recristalização de quartzo ao longo dos planos de clivagem.



Figura 34- (A) Afloramento de dolomito (Fácies Dol) contendo estruturas estromatolíticas colunares encontrado na Fazenda Boqueirão e (B) na calha do Rio Jequitinhonha.



Fácies	Litologia	Estruturas	Interpretação
Dol	Dolomitos cinzentos, sedimentos micríticos.	Estromatólitos colunares com linhas de crescimento cônicas e convexas.	Colônias formadas sob lâmina d'água, com precipitação autigênica e deposição de lama carbonática intersticial.
Plr	Siltitos e argilitos laminados	Laminação plano-paralela, lentes de areia, deformação sin-sedimentar.	Depósitos de decantação, liquefação e deformação por correntes de fundo.
Sm	Siltitos maciços e laminados	Estratificações plano-paralelas, ondulações tipo "hummocky".	Depósitos formados por decantação com ação de ondas de tempestades.

Figura 35- Representação das fácies da Associação Faciológica 2 (AF 2) na região da Fazenda Boqueirão/Inhaí (C) e na calha do Rio Jequitinhonha (D). Colunas localizadas no mapa da Figura 29.

Sistema de Planície de maré

As camadas de rochas de granulação fina da AF2, posicionadas por sobre os metarenitos fluviais da AF1, indicam um aumento no espaço de acomodação seguido do aumento da lâmina d'água e uma diminuição brusca na taxa de aporte sedimentar para dentro da calha sedimentar.

Estas condições de sedimentação, dentro dos limites da calha sedimentar de uma bacia rifte, conforme Della Fávera *et al.* (1994), permite relacionar a deposição da Associação Faciológica 2 a um sistema deposicional lagunar, instalado no início de um trato transgressivo. As camadas de metassiltitos maciços e laminados exibindo estratificações plano-paralelas, na base da AF2 são caracterizados por processos de decantação, alternados com processos indicativos de ondas de tempestades. O acúmulo de sedimentos finos nas margens da bacia provoca o assoreamento do fundo e, as movimentações da superfície da água, refletem nas estruturas do tipo *hummocky* moldadas no topo das camadas da Fácies Sm. No fundo da massa de água, ocorrem correntes trativas que retrabalham os sedimentos finos e arenosos, deformando os metargilitos, gerando as estruturas sin-sedimentares de fluidização e carga na Fácies Pls.

A associação de estromatólitos colunares *Conophyton-Jacutophyton* tem como principal característica ambiental a falta de fornecimento sedimentar externo, ou seja, não há intercalações pelíticas entre eles, sendo que todo o espaço inter-colunar é representado por carbonato microcristalino (micrita), preenchendo os espaços vazios (Bertrand-Sarfati & Moussine-Pouchkine, 1985).

A ausência de feições de dissecação ou brechas, junto com o constante fornecimento de lama carbonática, indica um ambiente tranqüilo e de águas rasas, onde a lama deve ter sido gerada *in situ*, possivelmente, pela ruptura dos próprios tapetes microbianos. Dentro das lentes dolomíticas ocorre o truncamento das colunas estromatolíticas, em vários episódios, exibindo, em cada uma das vezes, as feições basais circulares dos *Conophytons* e *Jacutophytons*. Os truncamentos encontram-se sub-horizontalizados, ou ainda acompanhando o contorno das hastes verticais restantes. O evento responsável por estas feições implica num importante aumento temporário na energia do ambiente.

Tais condições reportam situações ambientais costeiras encontradas em baías expostas, na região intermaré inferior (Srivastava, 2004), nas quais os canais da intermaré, retrabalham e rompem parte das cabeças estromatolíticas e inibem o crescimento das ligações laterais entre as estruturas, formando lentes isoladas.

8.5. Sequência Tijucuçu

Os metassedimentos depositados em discordância erosiva, acima da Sequência Duas Barras, foram agrupados na **Sequência Tijucuçu** (denominação relacionada à ocorrência de pacotes calcários na fazenda homônima). Corresponde a uma variação lateral de fácies, que inicia numa planície fluvial passando por ambiente costeiro (Associação Faciológica 3) até marinho raso, com predomínio de fácies pelíticas laminadas com formação de rochas autigênicas carbonáticas e rochas manganíferas (agrupadas na Associação Faciológica 4).

8.5.1. Associação Faciológica 3 (AF 3)

Os metassedimentos agrupados na AF 3 correspondem a uma variação lateral de fácies de metarenitos estratificados, que recobrem em discordância erosiva os metassedimentos pelíticos da AF 2. Os metarenitos desta associação afloram desde regiões próximas as bordas da bacia (metarenitos rosados encontrados na Fazenda Boqueirão na região de Inhaí) até a região central da área mapeada, onde predominam metarenitos brancos com estratificações cruzadas tabulares truncadas e plano-paralelas (Figura 38).

Na AF 3 foram agrupadas as fácies metarenitos feldspáticos rosados (Ar), metarenitos com fragmentos líticos e textura granodecrescente (At), e metarenitos finos (Af), descritas detalhadamente abaixo.

Fácies Ar: Corresponde a metarenitos rosados feldspáticos, com matriz de granulação fina a média, ricos em fragmentos líticos policristalinos angulosos e seixos rosados. Ocorrem na forma de camadas descontínuas com *sets* de 0,1 a 0,7 m de espessura de metarenitos alternados com níveis brechados, contendo uma mistura de seixos sub-arredondados de até 5 cm, grânulos e fragmentos líticos subangulosos de rocha quartzo-feldspática, geralmente caolinitizados. Estes metarenitos desenvolveram estratificações cruzadas acanaladas decimétricas amalgamadas, com freqüentes intercalações descontínuas de planos argilosos (Figura 36A e B).

Fácies At: Corresponde a pacote de metarenitos grosseiros brancos ou amarelados, formando camadas extensas e contínuas de 20 até 50 cm de espessura, aflorando ao longo da seção meridiana da área mapeada. Estes metarenitos possuem granulação média a grossa, contendo fragmentos líticos subangulosos a sub-arredondados de

quartzitos e filitos escuros. O sedimento tamanho grânulo e os fragmentos líticos tendem a depositar-se na base dos *sets*, com uma marcante textura granodecrescente. Geralmente, são encontrados formando estratificações cruzadas tabulares ou estratificações plano-paralelas com truncamento erosional. O plano de truncamento representa um episódio de erosão. Segue-se, então, uma camada de grânulos durante a máxima velocidade de fluxo, seguido de camada arenosa, caracterizando uma textura gradacional em cada novo pulso de sedimentação. Eventualmente, são encontradas pequenas lentes decimétricas de metaconglomerados clasto-suportados constituídos por seixos arredondados a subarredondados de até 5 cm (Figura 36 C e D).

Ao sul de São Gonçalo da Canjica, dentro da Fácies At, ocorre uma fina camada de metarenito grosseiro maciço, contendo grandes clastos angulosos, tamanho calhau até matacões, de rocha metavulcânica escura (Figura 37). Os fragmentos estão distribuídos aleatoriamente, sem nenhuma orientação na direção de transporte ou indício de retrabalhamento pós-deposicional.

Fácies Af: Corresponde a camadas de metarenitos finos, geralmente cinzentos, formando pacote com mais de 100 metros de espessura, aflorando na região central da área mapeada. Em geral, são bem selecionados e pouco imaturos, contendo grãos de feldspatos, formando estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo. As camadas possuem *sets* variando de 0,15 a 0,5 metros de espessura, geralmente, separadas por planos de *ripples* assimétricas. Algumas das estratificações de baixo ângulo, mostrando variações no sentido de sedimentação dentro do mesmo *set*, predominando o fluxo de grãos na direção nordeste (Figura 36 E e F).



Figura 36- Litofácies Associação Faciológica 3 (AF 3) na Sequência Tijucuçu: (A) Afloramento de metarenito feldspático rosado da Fácies Ar (ambiente fluvial) encontrado na região da Fazenda Boqueirão; (B) detalhe da textura gradacional nos metarenitos da Fácies Ar; (C) Afloramento de metarenitos grosseiros com estratificações cruzadas tabulares da Fácies At e (D) textura gradacional com níveis de

grânulos na base. (E) Afloramentos de metarenito fino com estratificações plano-paralelas da Fácies Af na calha do Córrego do Tomé, sugerindo fácies de praia; (F) detalhe das estratificações cruzadas de baixo ângulo separadas por pavimentos ondulados (*ripples*), sugerindo ambiente litorâneo.

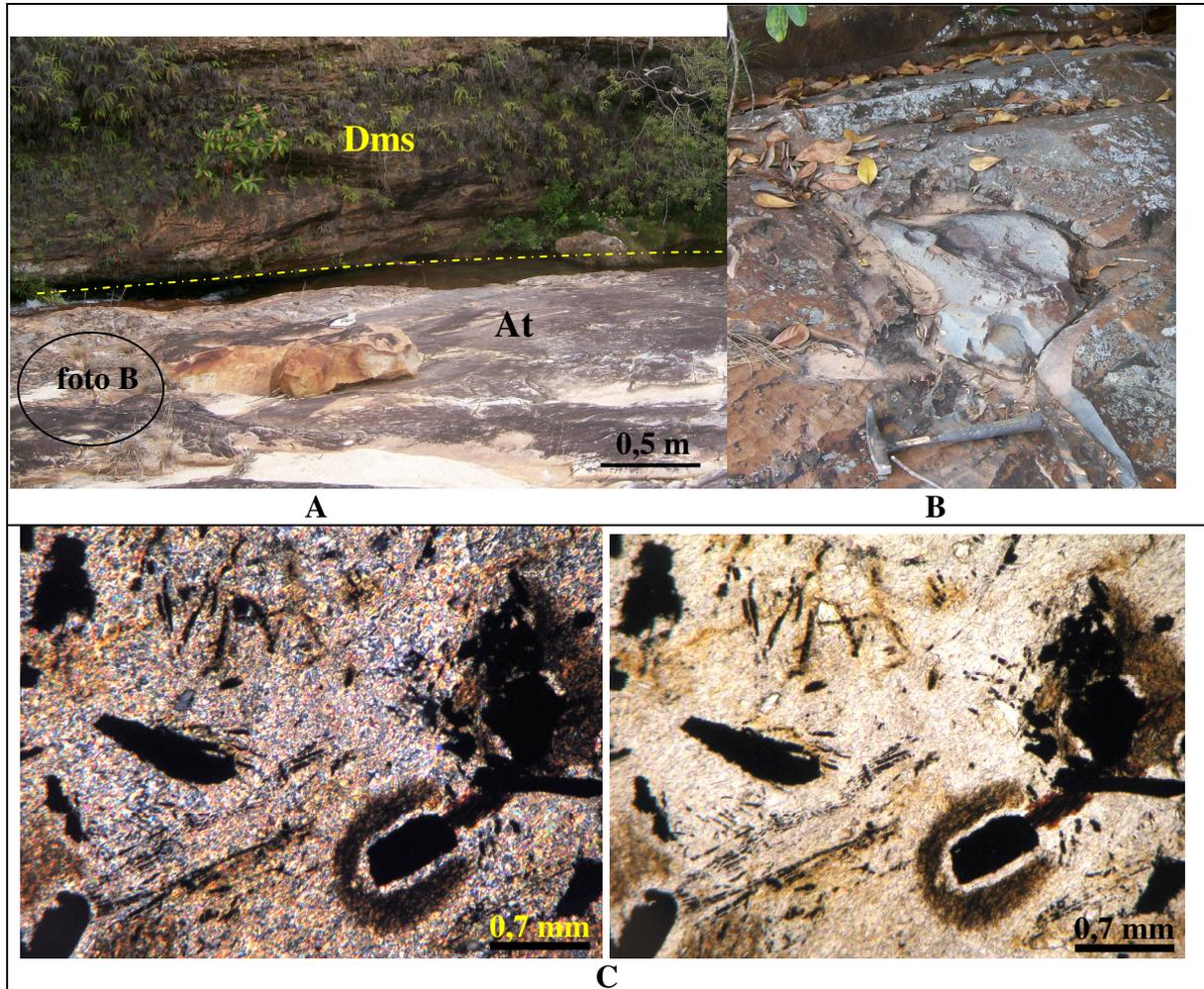
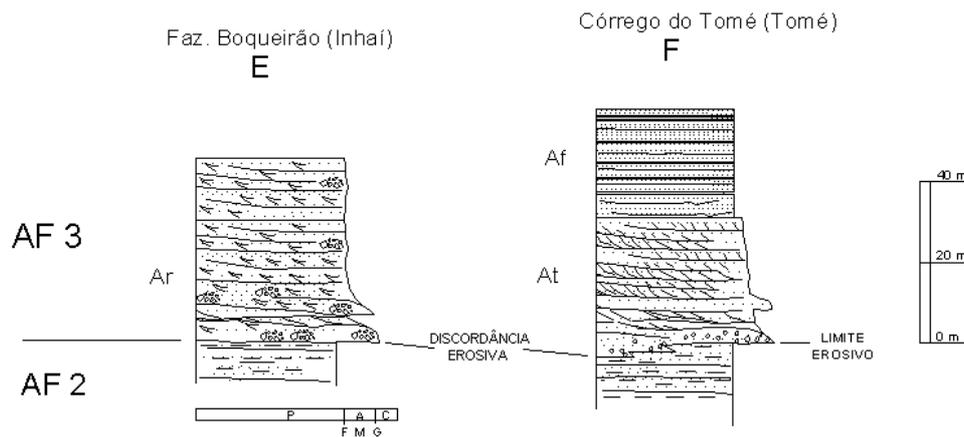


Figura 37- Afloramento de arenito com fragmentos líticos (At), contendo matações de rocha maciça de granulação muito fina (metavulcânica), no contato com a Fácies diamictitos estratificados (Dms) da Sequência Glacial, próximo ao distrito de S. G. da Canjica (Ae B). Fotomicrografia (luz natural e polarizada) do clasto, mostrando textura ígnea reliquiar, com borda de reação de óxido em torno de minerais prismáticos (C).



Código	Litologia	Estruturas	Interpretação
Af	Arenites finos	Estratificações plano-paralelas, cruzadas de baixo ângulo e "ripples".	Depósitos costeiros formados em regime de fluxo inferior com variação cíclica na lâmina d'água.
At	Arenites grosseiros com fragmentos líticos	Estratificações cruzadas tabulares truncadas, textura granodrecrescente.	Depósitos de dunas subaquosas formadas em regime de fluxo inferior (face frontal íngreme com grosseiros).
Ar	Arenites subarcoseanos rosados com lentes de fragmentos líticos	Estratificações cruzadas acanaladas de pequena escala e plano-paralelas.	Depósitos distais de fluxos trativos, subaquosos (<i>stream flood</i>), regime de fluxo inferior/superior.

Figura 38- Representação das fácies da Associação Faciológica 3 (AF 3) na região de Inhaí (E) e na calha do Córrego do Tomé (F), sobreposta a Associação Faciológica 2 (AF 2). Colunas localizadas no mapa da Figura 29.

Sistema de fan delta II

Os metarenitos rosados da Fácies Ar representam depósitos frontais de fan deltas, originados durante o restabelecimento do perfil de equilíbrio topográfico, devido ao reajuste do nível de base, provavelmente, em resposta a variações eustáticas do nível do mar. Estes sedimentos foram transportados por fluxos gravitacionais subaquosos (*debris flow*), em direção as bordas da bacia onde se dispersaram por escoamento superficial (*stream flow*), depositando-se em discordância erosiva sobre os depósitos de sedimentos finos da planície de maré da AF 2.

No frente, porção subaquosa de um fan delta, os arenites grosseiros tendem a sofrer processos gravitacionais onde, uma remobilização intergranular desprende a fração de sedimentos finos, concentrando alguns níveis com clastos bem selecionados (Nemec *et al.*, 1984).

Na porção frontal dos fan deltas, os metarenitos rosados formam estratificações cruzadas tabulares e estratificações plano-paralelas, algumas vezes acompanhadas de finas camadas de arenitos conglomeráticos ou alternadas com níveis pelíticos. As estratificações cruzadas tabulares são formas de leitos geradas por depósitos de dunas

subaquosas com cristas retas, geralmente relacionadas a ambientes costeiros (Walker, 1984). Estas estratificações quando acompanhadas de níveis conglomeráticos, exibindo uma textura granodecrescente podem estar relacionadas a movimentações cíclicas do nível do mar, onde os ciclos de erosão e deposição podem ser proporcionados pelo movimento de ondas ou marés (Phillips, 1984). Desta forma, a Fácies At, pode ter sido formada devido á rápida diminuição da energia no transporte dos grãos, durante a formação das estratificações cruzadas tabulares. Esta mudança no regime de transporte do fluxo fluido pode estar associada à transição do sistema fluvial entrelaçado distal passando para litorâneo.

Os metarenitos finos e bem selecionados, formando camadas paralelas com estratificações cruzadas tabulares e cruzadas de baixo ângulo, terminadas em planos de acamamento marcados por *ripples*, caracterizam variações deposicionais cíclicas relacionadas a mudanças na espessura da lâmina d'água no ambiente costeiro.

A extensão e a regularidade das camadas das fácies distais da AF 3 (Fácies At e Af), a granulação grosseira formando estruturas cruzadas tabulares truncadas e as estruturas de intraclastos no topo dos metarenitos finos, sugere que estes foram depositadas em ambiente litorâneo.

Estas novas condições sedimentares, caracterizadas pelo avanço da linha de costa em direção ao oceano, provocam mudança no nível de base continental com retorno do aporte de sedimentos terrígenos (avanço da planície fluvial em direção as bordas da bacia), conforme Possamentier *et al.* (1988), relacionado a elevação do Trato de Mar Baixo para condições de um Trato de Sistema Transgressivo. Neste sistema, o preenchimento do novo espaço de acomodação sobre a planície costeira é determinado somente pela quantidade de sedimentos desagregados da área fonte, durante a estabilização do equilíbrio topográfico no continente.

8.5.2. Associação Faciológica 4 (AF 4)

Corresponde a extensas camadas de rochas de granulação fina encontrados nas posições mais distais em relação às bordas da bacia, ocorrendo em afloramentos descontínuos. Na região de Couto de Magalhães, ocorrem pacotes de metapelitos grafitosos laminados aflorando ao longo da rodovia que corta o município. Na Fazenda Tijucuçu, ocorre pacote de metapelitos carbonáticos e calcários laminados, com mais de 30 metros de espessura. Nas proximidades do distrito de Senador Mourão, nordeste da

área mapeada, os metarenitos da AF 3 (Fácies At) encontram-se em contato gradacional com as fácies metapelíticas da AF 4 (Figura 39).

Desta forma, esta associação corresponde a uma variação vertical de fácies composta, na base, por camadas de metassiltitos arenosos e laminados (Sl), metapelitos grafitosos e/ou manganíferos (Plg), metapelitos carbonáticos laminados (Pcl) e calcarenitos e calcilutitos laminados (Clu).

Fácies Sl: Consiste em pacotes de metassiltitos laminados (Sl), de coloração muito variada (avermelhados, ocres, roxos ou amarelados) que ocorrem na base desta associação faciológica. Afloram na periferia de Senador Mourão formando pacote de até 30 metros de espessura, depositados ritmicamente sobre os arenitos finos da AF 3 (Fácies Af). Nas imediações do município de Couto de Magalhães, aflora sobre os metarenitos finos cinzentos da AF 3, sugerindo uma gradação entre estas fácies.

Os metassiltitos laminados rosados possuem *sets* de espessura decimétricas que vão, gradativamente, diminuindo para espessuras centimétricas, assim como aumentam as intercalações argilosas em direção ao topo das camadas. Nesta posição, podem ocorrer finos níveis com concentração de minerais pesados (óxidos e zircões) marcando o final do pulso de sedimentação.

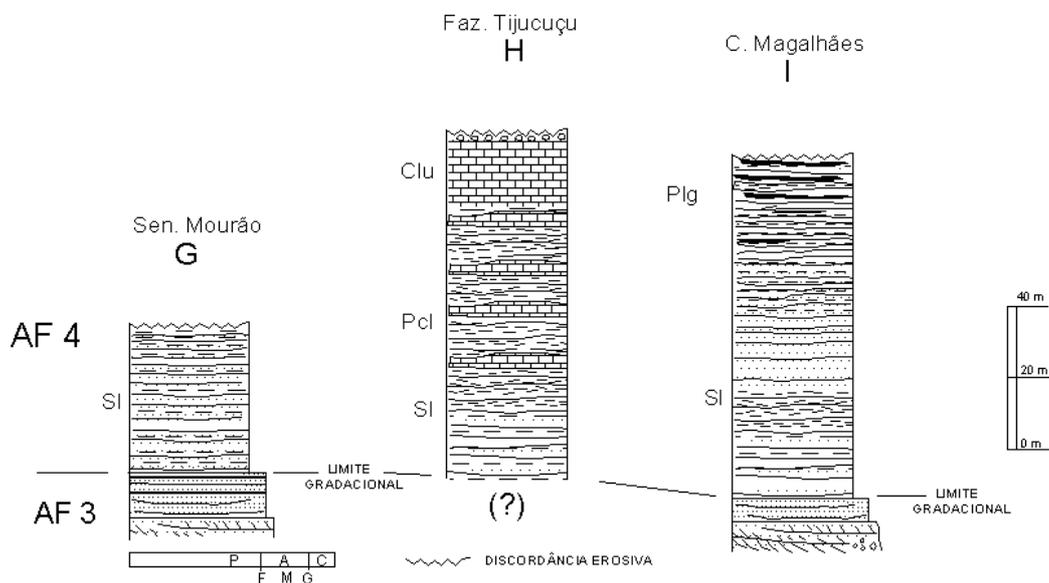
Fácies Plg: Consiste em pacotes de metapelitos laminados, tornando-se mais grafitosos nas camadas superiores, onde aparecem associados com estratos centimétricos, enriquecidos em óxido de manganês. Na região de Couto de Magalhães de Minas (Figura 24), esta fácies representa uma lente com dezenas de metros de espessura e vários quilômetros de extensão, estendendo-se para sul, fora da área mapeada. Pode ser encontrada aflorando na encosta das chapadas que cobrem a região, podendo ser acompanhada ao longo da rodovia BR 367.

Fácies Pcl: Esta fácies ocorre de forma restrita às imediações da Fazenda Tijucuçu próximo ao vilarejo de Tomé (Figura 24). Consiste de pacote de metapelitos laminados com níveis de calcarenitos cinzentos, aflorando com espessura superior a 30 m.

Os níveis de metapelitos possuem coloração cinza-amarelada, com 5 a 10 cm de espessura ocorrendo intercalados a níveis arenosos e níveis carbonáticos. Os calcarenitos cinzentos de granulação fina compõem níveis descontínuos com espessuras entre 0,1 a 0,2 metros na base, aumentando a frequência e extensão em direção ao topo do perfil, onde então são encontradas camadas com até 0,7 m de espessura. No topo do

perfil, predomina a composição carbonática, com níveis regularmente alternados de calcarenitos e calcilutitos cinzentos formando uma laminação ondulada e sub-paralela.

Fácies Clu: Correspondem a camadas de calcarenitos e calcilutitos laminados (Clu), encontrados no topo da Fácies Pcl, aflorando restritamente nas imediações da Fazenda Tijucuçu. É constituída por níveis centimétricas e milimétricas alternados de calcarenitos brancos ou amarelados e calcilutitos cinzentos, formando estruturas paralelas amalgamadas, com interrupção na continuidade da camada de calcilutito. Nos finos níveis de calcilutito podem ser encontradas marcas onduladas do tipo *tepee* e intraclastos carbonáticos indicando a dissecação e conseqüente exposição subaérea destas camadas de rochas (Figura 40B).



Código	Litologia	Estruturas	Interpretação
Clu	Calcarenitos e calcilutitos	Laminação plano-paralela descontínua, <i>tepee</i> e intraclastos.	Depósitos de lama carbonática, calcários retrabalhados por flutuações da lâmina d'água rasa.
Pcl	Pelitos laminados com calcarenitos	Laminação plano-paralela, lentes descontínuas estratificadas.	Flutuações na lâmina d'água rasa, influxo de lama terrígena.
Plg	Níveis pelíticos grafitosos e lentes manganésíferas, com siltitos laminados	Laminação plano-paralela milimétrica, lentes e camadas maciças mineralizadas.	Depósitos dominados por decantação de argilas e material carbonoso com lâmina d'água rasa.
SI	Siltitos laminados com níveis pelíticos	Estratificações plano-paralelas, camadas maciças.	Depósitos de fluxo de baixa densidade, regime de fluxo inferior e decantação.

Figura 39- Representação das fácies da Associação Faciológica 4 (AF 4) na região de Senador Mourão (G), na Fazenda Tijucuçu (H) e na região de Couto de Magalhães (I), sobrepostas a Associação Faciológica 3 (AF 3). Colunas localizadas no mapa da Figura 29.

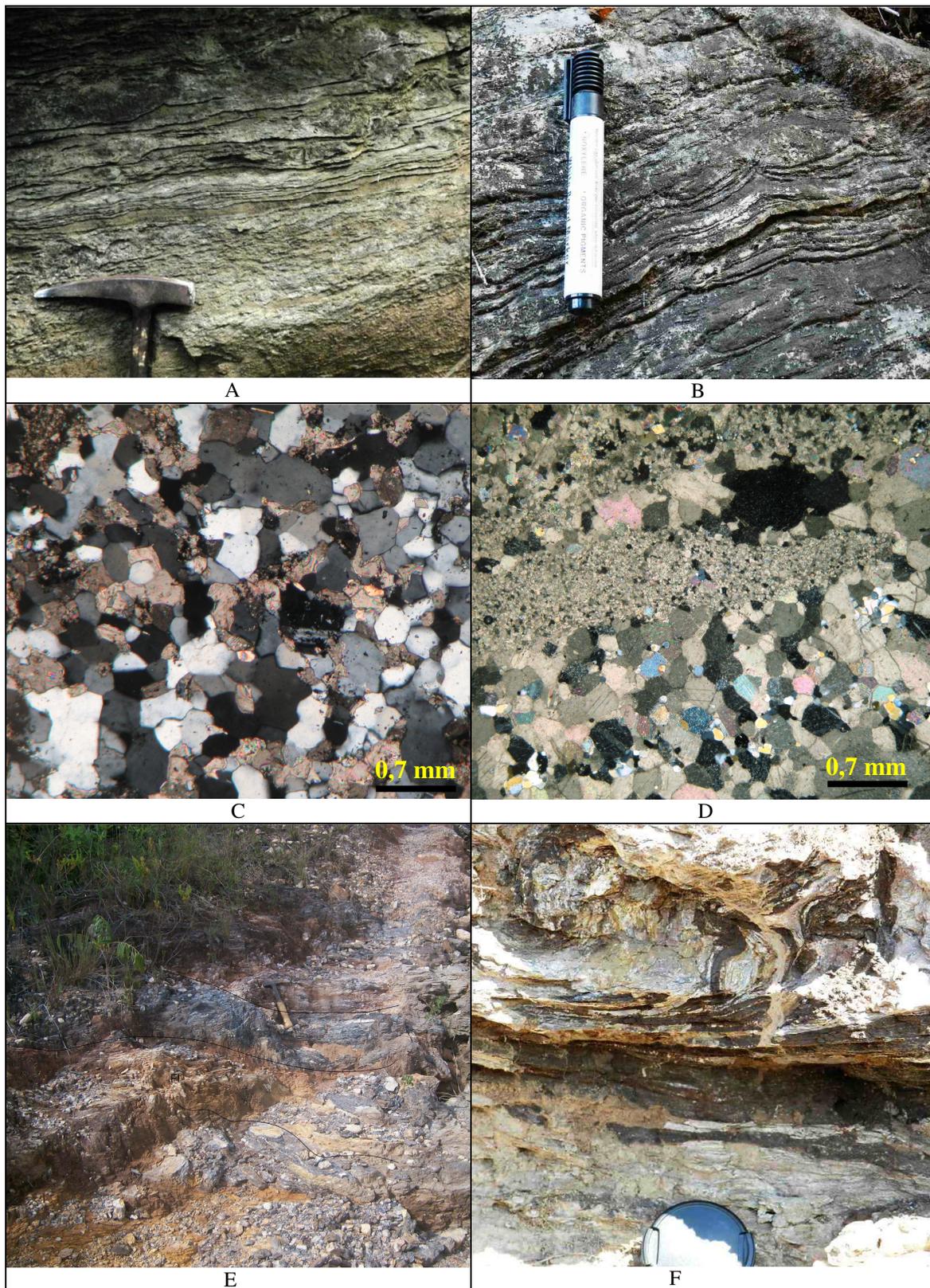


Figura 40- Litofácies da Associação Faciológica 4 (AF 4) da Sequência Tijucuçu: (A) Afloramento de calcário laminado da Fácies Clu encontrado nas imediações da Fazenda Tijucuçu interpretados como depósitos plataformais e (B) detalhe de estrutura em *tepee* em calcilutito. (C) Fotomicrografia de calcarenitos com grãos sub-poligonizados e (D) laminação de calcilutito com textura fina e calcarenito granular. (E) Afloramento de

metapelito grafitoso da Fácies Plg, da região de Couto de Magalhães de Minas e (F) detalhe de intercalações pelíticas com níveis manganésíferos.

Sistema Marinho plataformal

As camadas de metassiltitos laminados na base desta associação (Fácies SI) foram formadas por propagações distais de plumas de sedimentos (sedimentação por fluxo fluido e decantação) em direção ao ambiente marinho. Desta forma, as intercalações de metapelitos na base desta associação indicam um contínuo influxo de lama terrígena (sistema planície costeira da AF3), para a bacia marinha.

Considerando as irregularidades do limite costeiro dentro do ambiente plataformal, nas posições mais profundas em relação a costa, em águas menos oxigenadas, depositaram-se as camadas mais espessas de metassiltitos e metargilitos, com laminação pelítica cada vez mais freqüente e grafitosa em direção ao topo, até o aparecimento de níveis pelíticos enriquecidos em material manganésífero. Na mineralogia destes metapelitos predominam quartzo (20 a 35%), muscovita (14 a 25%), caolinita (13 a 20%), MnO e Mn (OH) (12 a 27%) e goehtita (14 a 25%). Ocorrem associados em menores quantidades grafita (10 a 13%) e rutilo (13 a 14%).

Através de uma análise em microsonda eletrônica identificou-se que a associação mineral encontrada no protominério é constituída por cristais hexagonais de espessartita em adiantada fase de alteração, com fases de substituição variando entre uma série mais aluminosa (possivelmente litioforita) e outra mais potássica (criptomelano). Roy (1968) define como gondito os sedimentos manganésíferos, formados em ambiente marinho com manganês livre, regionalmente metamorfizados, não carbonáticos, pelíticos a psamo-pelíticos, que possuem quartzo e espessartita como minerais essenciais. A mineralização de manganês encontrada na AF 4 atende parcialmente a definição de um gondito clássico, entretanto, a ausência das demais fases minerais associadas a este tipo de minério, devido ao metamorfismo sofrido por estas rochas, não permite uma definição precisa sobre tal origem.

Níveis enriquecidos em manganês semelhantes ao encontrado nestas camadas podem ser gerados de forma diagenética decorrente da infiltração de fluidos intrasedimentares entre as camadas pelíticas do fundo em ambiente marinho (Scott, 1976). As alterações exógenas em depósitos de gonditos, relacionados a antigas porções plataformais, também podem formar grandes concentrações deste minério.

Nas posições mais rasas e mais oxigenadas próximas a linha de costa, os metassiltitos laminados são sobrepostos por camadas alternadas de metapelitos carbonáticos (Fácies Pcl), onde o ciclo de deposição de carbonatos torna-se cada vez mais frequente e mais espesso em direção ao topo.

A laminação carbonática de calcilitos e calcarenitos e as estruturas intraclásticas encontradas no topo do pacote são decorrentes do retrabalhamento plataformal da lama carbonática do fundo, sob influência de movimentações na lâmina d'água rasa. Desta forma, as características agradacionais da planície costeira (sedimentação pelítica e carbonática) da AF 4, são caracterizadas pelo aumento no espaço de acomodação da bacia com manutenção da lâmina d'água até o nível raso que, conforme Possamentier *et al.* (1988), são condições estabelecidas durante um trato de sistema de mar alto.

As estruturas do tipo *tepee* foram formadas no processo de dissecação da plataforma carbonática, resultado da expulsão de fluídos aprisionados nas camadas de lama carbonática.

A Figura 41 apresenta um quadro resumido das fácies e sistemas deposicionais originais, descritos para as sequências basais do Grupo Macaúbas, encontradas na região nordeste da Serra do Espinhaço.

	Associação Faciológica (AF)	Facies	Descrição	Sistemas deposicionais	Fases de deposição	Tratos de sistema	
GRUPO MACAÍBAS	SEQUÊNCIA TIJUCUÇU	AF 4	Clu	Calcarenitos e calcilitos laminados com intraclastos carbonáticos	Marinho plataformal	Marinha	Mar alto
			Pcl	Pelitos carbonáticos laminados, lentes de calcarenitos			
			Plg	Siltitos laminados com níveis grafitosos e manganésíferos			
			Sl	Siltitos e argilitos laminados			
	SEQUÊNCIA DUAS BARRAS	AF 3	Af	Arenitos finos com estratificações plano-paralelas e <i>ripples</i> assimétricas	Fan delta e planície costeira	Transicional	Transgressivo/ Mar baixo
			At	Arenitos com textura granodecrescente e estratificações cruzadas tabulares			
			Ar	Arenitos líticos subarcoseanos, rosados			
	SEQUÊNCIA DUAS BARRAS	AF 2	Dol	Dolomitos cinzentos estromatolíticos	Planície de maré	Discordância erosiva	Transgressivo
			Plr	Siltitos com laminação ondulada e lentes de arenitos			
			Sm	Siltitos maciços			
	SEQUÊNCIA DUAS BARRAS	AF 1	Ab	Arenitos fino a médios com estratificações acanaladas	Fan delta e fluvial entrelaçado	Continental	Mar baixo
			Ac	Arenitos conglomeráticos com estratificações acanaladas			
Cm			Paraconglomerados maciços				

Figura 41- Resumo das fácies e sistemas deposicionais descritos nas sequências Duas Barras e Tijucuçu.

8.6. Paleocorrentes

As camadas de metarenitos da AF 1 (fácies Ac e Ab) contém estratificações cruzadas acanaladas com indicações de paleocorrentes preferencialmente dirigidas dentro do quadrante NE (Figura 42). Seixos imbricados que ocorrem na base das estruturas acanaladas da Fácies Ac, indicam direção de transporte na direção NE (Az 030).

Próximo ao contato com as rochas do Supergrupo Espinhaço, as estratificações acanaladas nos metarenitos da AF 1 (Fácies Ab) em geral, indicam paleocorrentes direcionadas para NNE.

Desta forma, as medidas de paleocorrentes encontradas na AF 1 sugerem que o leque de sedimentos dos fan deltas foram transportados em duas direções principais para NE e SE. Uma direção secundária para Az 200 pode indicar retrabalhamento pela planície de maré durante a AF 2.

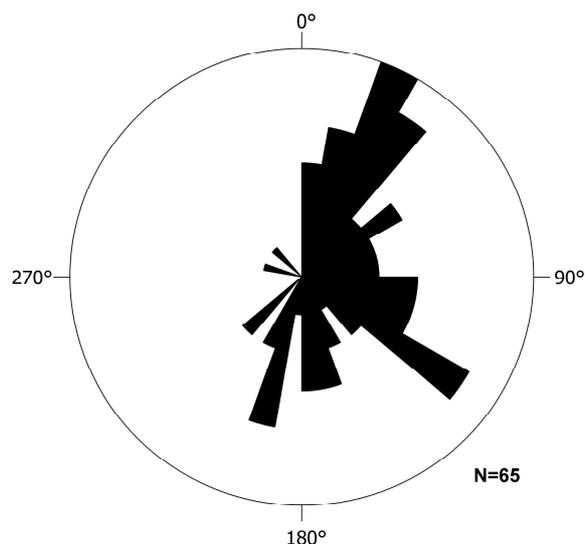


Figura 42- Diagrama de direções de paleocorrentes medidas a partir de estratificações cruzadas acanaladas em metarenitos da AF 1 na Sequência Duas Barras.

Na AF3, os metarenitos com fragmentos líticos estratificados da Fácies Ar, indicam duas direções preferenciais de paleocorrentes, para N e para NE (Figura 43). Nos metarenitos grosseiros com texturas granodecrescente da Fácies At, as direções de paleocorrentes indicam transporte preferencial entre as direções Az 350 e Az 020.

Nos metarenitos da Fácies At, as estratificações cruzadas tabulares truncadas indicam paleocorrentes na direção NNE. A fração de grãos policristalinos grosseiros (fragmentos líticos) encontradas na Fácies At, sugere que estes sedimentos originalmente foram transportados por correntes fluviais proximais, em direção ao um sistema litorâneo.

Nos metarenitos finos da Fácies Af da AF 3, as estruturas cruzadas de baixo ângulo mostram frequentes paleocorrentes para SE (Az 110 – Az 160) e, eventualmente, indicam direções para NE (Az 010 – Az 085). Geralmente estas camadas estão separadas por planos de acamamento contendo pavimentos ondulados assimétricos (*ripples*), com cristas inclinadas na direção SE (Az 140 - S0: 130/27).

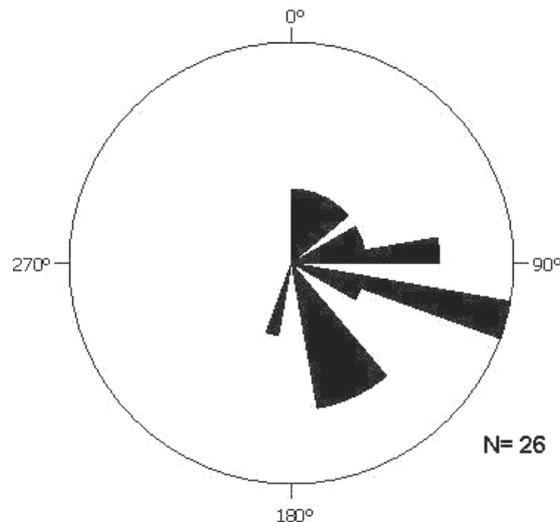


Figura 43- Diagrama de direções de paleocorrentes medidas em metarenitos da AF 3 na Sequência Tijuçu.

Dentro das camadas de metarenitos finos, freqüentemente, são encontradas variações internas na direção de transporte sedimentar para o quadrante NE. A espessura constante das camadas de metarenitos finos da Fácies Af, separadas por pavimentos ondulados e o predomínio de estratificações de baixo ângulo no sentido SE, vem sugerir o predomínio do avanço cíclico de corpo de água (ação de marés) em direção ao continente (região SE), sugerindo sua posição mais distal em relação a linha de costa.

8.7. Sequência Glacial

Os mapas geológicos tradicionais, normalmente, utilizam divisões em unidades litoestratigráficas (formações). Desta forma, a região de pesquisa compreende as Formações Serra do Catuni e Chapada Acauã, conforme trabalhos clássicos sobre a litoestratigrafia do Grupo Macaúbas (Karfunkel & Karfunkel, 1976; Noce *et al.*, 1997; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Pedrosa-Soares *et al.*, 2007). Entretanto, neste trabalho prefere-se utilizar os parâmetros adotados em estratigrafia de sequência relacionada ao ambiente glaciogênico (Eyles *et al.*, 1983; Brodzikowski & Van Loon, 1987; Van Wagoner, 1989; Eyles & Eyles, 1992; Miall, 1996) subdividindo a Sequência Glacial em Associação Faciológica Diamictítica (AF Dmt) e Associação Faciológica Arenopelítica (AF Aps), com subdivisões internas em fácies relacionadas a um sistema deposicional, dentro de um Trato de Sistemas.

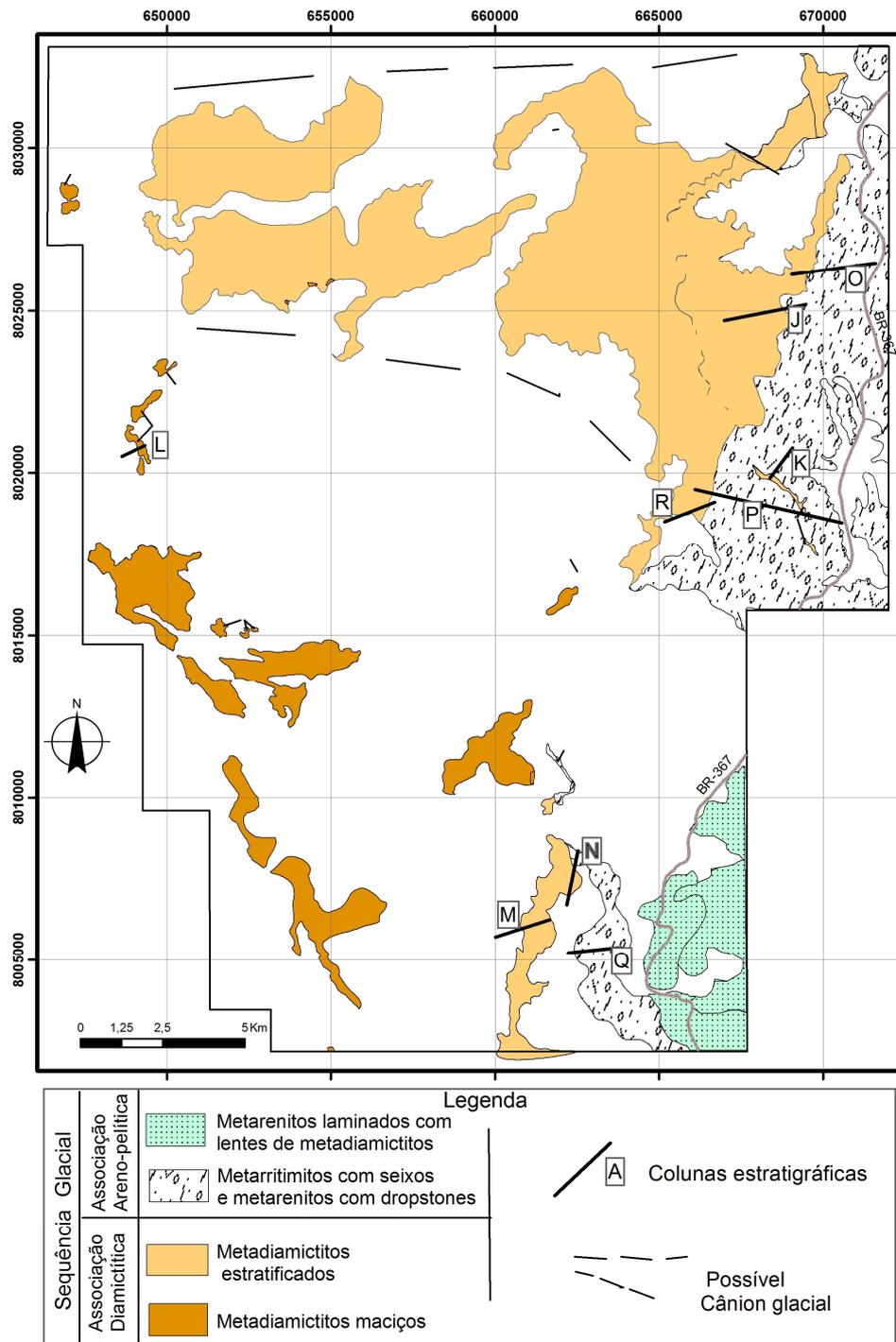


Figura 44- Mapa de localização das colunas estratigráficas que definem a Sequência Glacial.

O contato basal da Sequência Glacial ocorre tanto sobre as unidades do Supergrupo Espinhaço como sobre as unidades siliciclásticas e pelito-carbonáticas das sequências Duas Barras e Tijucuçu. Esta superfície erosiva irregular é de grande importância geológica e encontra-se planificada na direção N-S, em geral, mergulhando para leste.

8.7.1. Associação Faciológica Diamictítica (AF Dmt)

Nesta associação predominam os depósitos de metadiamicctitos maciços e metadiamicctitos estratificados, que ocorrem em profunda discordância erosiva sobre as unidades fluviais e marinhas das sequências Duas Barras e Tijucuçu (Perfis nas figuras 26, 27 e 28). As características erosivas deixadas por estas rochas sugerem sua origem glacial.

Sobre as irregularidades da discordância erosiva assentam-se pacotes de metadiamicctitos matriz-sustentados, maciços (Dmm), sendo constituídos por fragmentos maiores de granitóides, quartzitos, calcários, filitos escuros e claros, compondo até 14% do total da rocha. Na matriz mal selecionada destas rochas predomina a granulometria silte e areia, contendo fragmentos líticos angulosos.

Nos arredores de Couto de Magalhães encontram-se metadiamicctitos matriz-sustentados, estratificados (Dms), localmente alternados com camadas de metarenitos. Na região de São Gonçalo da Canjica, as camadas são compostas por níveis centimétricos de metasiltito rosado e níveis decimétricos de metadiamicctito maciço, com domínio de fragmentos arredondados e orientados, marcando a base dos planos de acamamento. Na região da Fazenda Gangorra, sul da área mapeada, ocorrem metadiamicctitos matriz-sustentados, maciços, especialmente contendo fragmentos angulosos de rocha manganésífera (Dmm-Mn).

Em camadas mais distantes da borda da bacia, a leste do pacote carbonático da AF 4, ocorrem camadas alternadas de metaconglomerado carbonático gradado (Ccg). Dentro destas rochas ocorrem clastos de variados tamanhos de granitóides, quartzitos e xistos, especialmente fragmentos grandes e angulosos de carbonatos laminados.

Fácies Dmm: Corresponde a metadiamicctitos maciços, que ocorrem na porção meridional da área mapeada, na forma de camadas segmentadas e pouco espessas, próximo ao contato com as rochas do Supergrupo Espinhaço e recobrimdo os arenitos da Sequência Duas Barras. Na matriz mal selecionada destas rochas predominam a granulometria fina sobre a grosseira, geralmente exibindo coloração cinzenta ou marrom acinzentada, rosada ou arroxeadada, devido ao intemperismo. Na matriz são encontrados grânulos angulosos de minerais e rochas (6%), imersos em areia fina a média (30%) e partículas tamanho silte (50%).

O arcabouço geral dos clastos dos metadiamicctitos maciços é constituído, predominantemente, por granitóides e quartzitos, geralmente entre o tamanho seixo e

calhau, muitas vezes facetados na forma de “ferro de engomar”. Junto com estas litologias ocorrem clastos alongados e oblados de quartzitos, filitos e xistos (Figura 45A e B). Os clastos facetados compõem cerca de 10% do arcabouço de fragmentos dos diamictitos maciços. Localmente podem ocorrer concentrações de um ou outro material (concentrações de rochas granitóides, rochas carbonáticas e anfibolitos).

Na pedreira do município de Couto de Magalhães, ocorrem metadiamictitos cinzentos maciços de matriz arenosa com grânulos de quartzo azulado, contendo clastos de rocha granitóide, carbonatos, quartzitos laminados, filitos e xistos. O pacote possui uma fraca gradação interna com *clusters* de seixos de carbonatos e granitóide, tendendo a se concentrar na base do pacote, mostrando uma fraca gradação normal (Figura 45B).

No norte da área mapeada, na localidade de Fazenda Caveirinha ocorrem metadiamictitos maciços de matriz silte-arenosa esverdeada, com concentração de clastos (calhaus e matacões) de anfibolitos e rochas carbonáticas, além dos clastos do arcabouço geral entre eles filitos, quartzitos e granitóides.

Fácies Dm/Mn: Esta fácies ocorre restritamente na localidade de Gangorra, onde compõem pacote pouco espesso (~15 metros de espessura) de metadiamictito matriz-suportado cinzento, recobrando parcialmente as camadas de metassiltitos grafitosos e manganésíferos (Fácies Plg da AF 4) da Sequência Tijucuçu.

Estes metadiamictitos maciços escuros (cinza-escuros) são constituídos, especialmente, por clastos angulosos de filitos grafitosos e rocha manganésífera de tamanhos variados, além das rochas do arcabouço geral entre elas quartzitos, granitóides e filitos claros. Em lâmina delgada pode ser observado a disseminação dos fragmentos de óxido de manganês também na matriz destas rochas.

Fácies Dms: Os diamictitos estratificados ocorrem entre as regiões de Couto de Magalhães e S. G. da Canjica, sul da área mapeada, sobre as camadas de metadiamictitos maciços. Entretanto, na região norte é constituído por uma camada contínua e espessa (~100 metros de espessura) estendendo-se na direção NE, abaixo da Associação Faciológica Areno-pelítica.

Em Couto de Magalhães são encontradas camadas estratificadas, com finas camadas de metarenitos maciços ou metarenitos impuros com seixos. Nas imediações da Fazenda Esperança (Mapa Geológico, Anexo 1), saída norte em direção a S. G. da Canjica, ocorrem metadiamictitos arenosos fracamente estratificados com geometria

lenticular, contendo concentração de seixos orientados na base da estrutura, seguido de níveis com concentração de grânulos. Nesta região, geralmente são constituídos por níveis centimétricos de metassiltitos rosados alternados com níveis decimétricos de clastos arredondados (Figura 45C e D). Na região de Canjica, são encontrados fragmentos de quartzito tamanho matacão, rotacionados em matriz de granulação fina, com estruturas de deformação sin-sedimentar e litoclastos cominuídos. Estas estruturas assemelham-se a estruturas de *slump*, (deslizamentos de sedimentos) provocadas por fluxo de lama e detritos, transportando grandes blocos de rochas (Figura 45C).

Os metadiamicítitos estratificados encontrados na região norte possuem maior espessura e são alternados com lentes de metarenitos e/ou metassiltitos marcando a estratificação. Nas camadas de metadiamicítitos é comum ser encontrado clastos facetados e clastos arredondados, sustentados por uma matriz de granulação fina.

Fácies Ccg: Esta fácies ocorre restritamente na base da Associação Faciológica Arenopelítica, no extremo leste da área mapeada, aflorando somente no fundo de drenagens profundas entre as chapadas (imediações da Fazenda Piteiros – Figura 27, Perfil C-D).

São constituídos por camadas tabulares alternadas de metaparaconglomerados, com 1 a 2 metros de espessura, fracamente estratificado e camadas métricas de calcarenitos e arenitos micáceos fortemente estratificados.

Na base do pacote ocorre metaconglomerado carbonático, clasto-sustentado com fragmentos sub-arredondados, tamanho seixo e calhaus, constituídos por calcário cinzento estruturado (olistostomos com estrutura reliquiar de intraclastos de calcilito) e clastos do arcabouço geral dos diamicítitos maciços (fragmentos arredondados de granitóides, quartzitos e xistos). Na matriz destas rochas predomina a granulometria fina, com grãos de calcário e areia (calcarenito arenoso). Alternando-se com estas rochas ocorrem camadas de calcarenito arenoso, finamente laminado, cinza-escuro, raramente contendo seixos de calcário ou quartzitos.

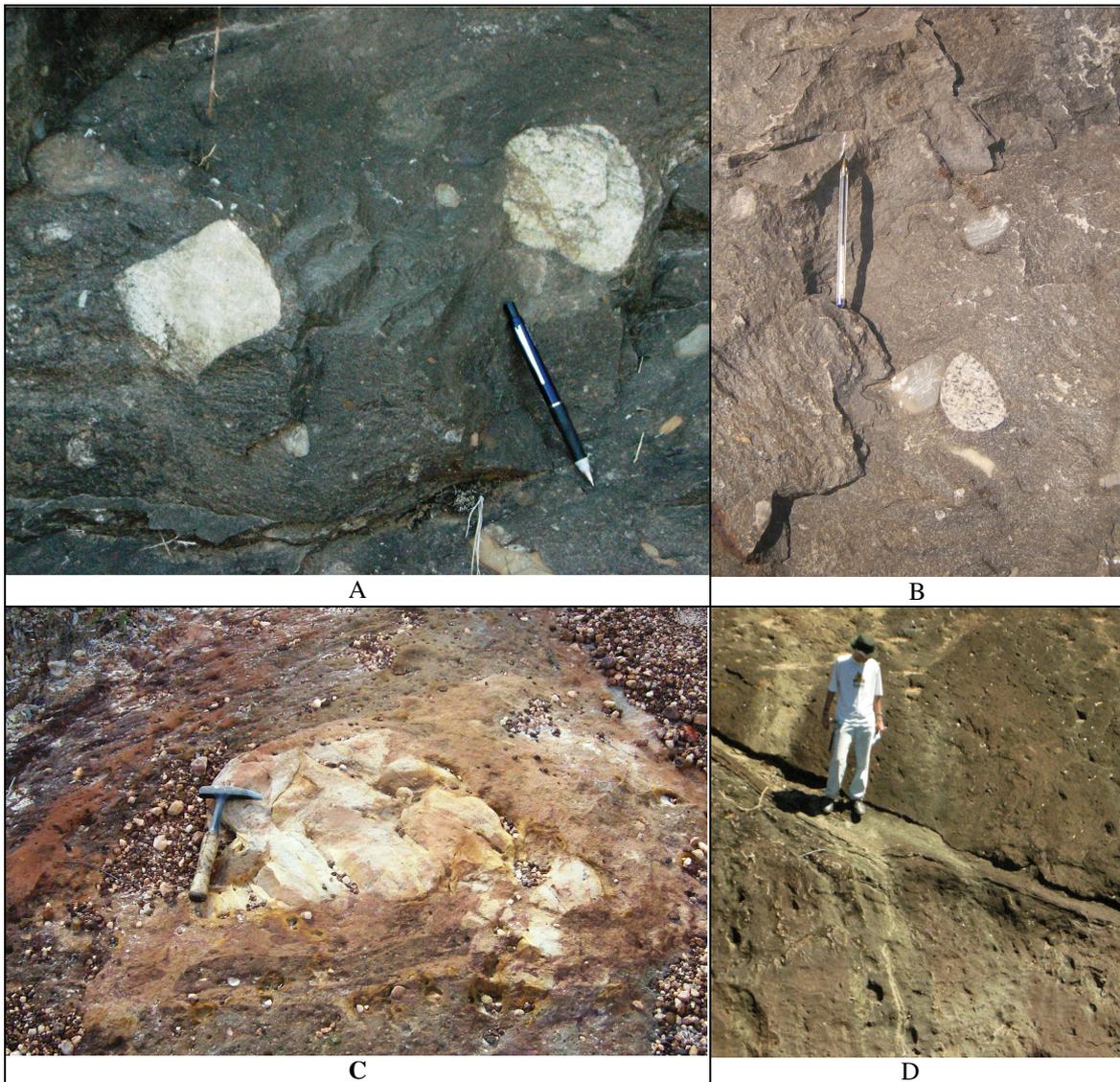
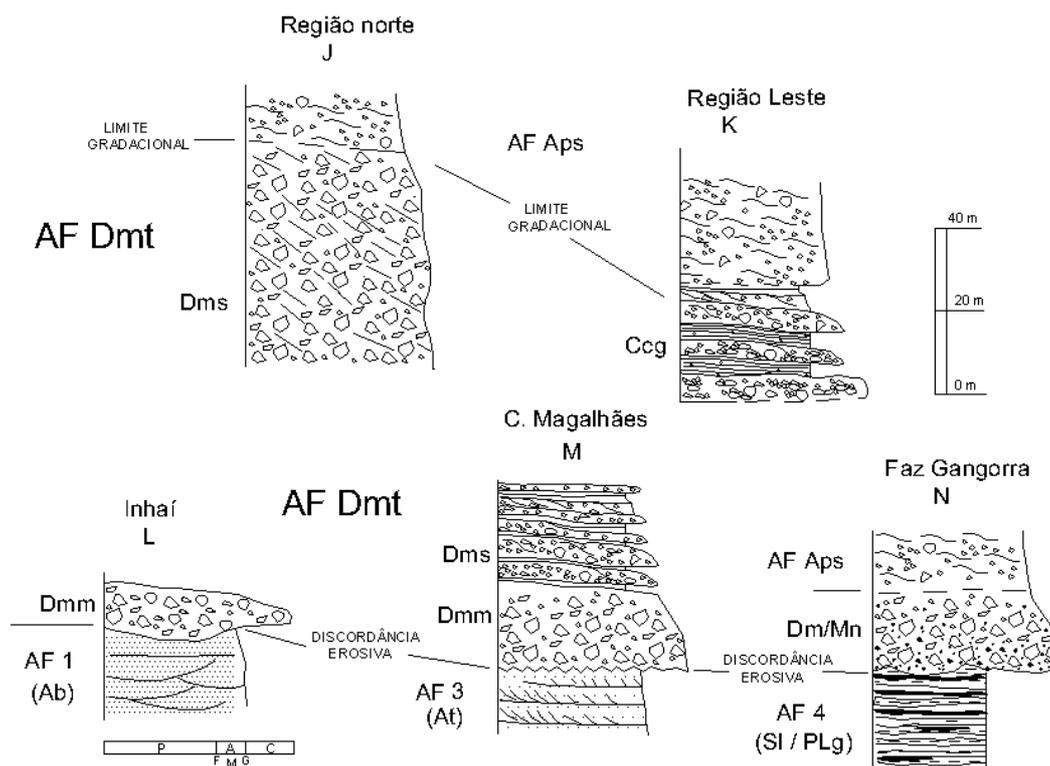


Figura 45- Litofácies da Associação Faciológica diamictítica (AF Dms): (A) Afloramento de metadiamicton maciço encontrado na região de Inhaí com clastos de rocha granítica e (B) *clusters* (aglomerados de clastos em contato). (C) Matacão de quartzito rotacionado, envolto por estruturas sin sedimentares de fluidização (*slump*), geradas no final de fluxos gravitacionais densos; (D) Afloramento de metadiamicton estratificado encontrado na região de Couto de Magalhães de Minas.



Código	Litologia	Estruturas	Interpretação
Ccg	Conglomerado carbonático gradado	Camadas maciças gradadas, com marcas de fluxo na base e laminação plano-paralela.	Depósitos formados por correntes de alta densidade, regime de fluxo superior (calciturbiditos).
Dms	Diamictitos estratificados	Estratificações grosseiras, inclinadas com baixo ângulo, acamamento gradacional e <i>slumps</i> .	Depósitos de till de fluxo subaquoso por degelo (<i>melt out</i>), fábrica direcional, fans coalescidos.
Dm/Mn	Diamictito maciço com clastos de filito grafitoso	Maciço	Depósitos de fluxo gravitacional denso, não canalizado, erosão do substrato, deposição <i>in situ</i> .
Dmm	Diamictitos maciços	Estratificação grosseira, Maciço	Depósitos em lobos individuais ou alojados em cavidades erosivas (<i>lodgement</i>).

Figura 46- Representação da Associação Faciológica Diamictítica e as principais fácies encontradas na região de Inhaí (coluna L), na Região de Couto de Magalhães (coluna M), e na região nordeste (coluna J). Metadiamictitos com fragmentos de manganês da região de Couto de Magalhães (Fazenda Gangorra – coluna N) e metaconglomerados carbonáticos gradados da região de Piteiros, extremo leste da área mapeada (coluna K).

Sistema Glácio-continental

A partir de uma mudança climática brusca, relacionada à instalação de um período glacial (Glaciação Neoproterozóica) ocorre o rebaixamento da linha de neve no continente, favorecendo o avanço de camadas de gelo (geleiras) em direção a região litorânea.

Influenciado pela extensão global da glaciação, ocorre o rápido rebaixamento da linha de costa e ravinamento do ambiente costeiro, com destruição quase total da

plataforma carbonática mais antiga. As depressões na paleosuperfície, escavadas durante o rebaixamento da linha de costa (vales incisos) representam o primeiro registro erosivo desta atividade na região.

A incisão marca a instalação da discordância erosiva que constitui o limite de sequência dentro do sistema de mar baixo inicial. A exposição da plataforma carbonática e a deposição de diamictitos nas depressões da paleosuperfície representam condições de trato de sistema de mar baixo tardio (Possamentier & Allen, 1994; Della Fávera, 2001).

Desta forma, grandes massas de gelo (geleiras continentais) carregadas com detritos provenientes de áreas continentais a oeste, descendem em direção a um ambiente de terras baixas, onde predominam os processos deposicionais glácio-continentais. A Associação Faciológica Diamictítica (AF Dmt) representa os primeiros sedimentos depositados sobre esta discordância erosiva, sobrepondo de forma brusca os sedimentos costeiros e plataformais da Sequência Tijucuçu.

Na região de Inhaí, ocorrem restos de uma cobertura de diamictitos maciços, sobre os arenitos fluviais da Sequência Duas Barras. Nesta região a paleosuperfície erosiva é marcada pela sua ocorrência em diferentes altitudes. Próximo às bordas da bacia (região de Inhaí) ocorre a 950 metros e na calha do Rio Jequitinhonha (região norte), ocorre a 700 metros de altitude, sugerido cerca de 250 metros de incisão por erosão.

Desta forma, os pacotes de diamictitos maciços representam sedimentos glácio-continentais (tills), depositados em cavidades ou depressões escavadas no substrato arenoso subjacente (tipo *lodgement*), conforme Boulton (1979).

Os diamictitos maciços foram transportados sobre a paleosuperfície inclinada, até regiões distais da borda da bacia, depositando em camadas mais espessas (~100 metros de espessura). Estes metadiamictitos de maior espessura são estratificados, mostram camadas ou lentes de metarenitos e/ou metassiltitos marcando a estratificação.

Estes metadiamictitos que afloram no norte da área foram ressedimentados por fluxos gravitacionais subaquosos. As camadas de paraconglomerados carbonáticos, foram interpretadas como calciturbiditos, predominado material carbonático destruído da plataforma marinha.

A paleosuperfície erosiva possui inclinação no sentido norte, seguindo o contato com o Supergrupo Espinhaço, entretanto, o depocentro da bacia encontra-se direcionado para leste. Desta forma, os diamictitos tornam-se estratificados na direção norte e,

através de possíveis canais submarinos (*cânions* glaciais) transversais, são redirecionados para leste onde são gradativamente substituídos por ritmitos com seixos da Associação Faciológica Areno-pelítica.

Este possível *cânion* é interpretado devido à maior espessura dos metadiamicritos estratificados, devido também a brusca paleosuperfície erosiva glacial, sugerindo um grande canal alimentador das fácies plataformais glácio-marinhas (Figura 44). Observa-se também que onde existe maior espessura de metadiamicritos, ocorre a interrupção da discordância erosiva que separa a Sequência Tijucuçu da Sequência Glacial.

Na região de Canjica, os diamictitos estratificados por gradação normal (camada de siltito e camada de clastos) indicam um maior envolvimento da água na descarga dos diamictitos maciços. Dentro destas rochas são encontradas as estruturas de *slump*, indicando a ocorrência de fluxos densos, retrabalhando os tills por deslizamentos gravitacionais subaéreos/subaquosos. Na região da Fazenda Esperança, as camadas de metadiamicritos estratificados contêm nível de clastos e nível de grânulos, geradas por fluxos torrenciais de degelo, formando corpos de geometria lenticular (Mutti *et al.*, 1996). Ocorrem camadas fluidizadas no topo do derrame de detritos, no final das morainas frontais, relacionados aos períodos sazonais de degelo. Desta forma, estes diamictitos estratificados (tilitos de fluxo) representam depósitos de *melt-out* (Lawson, 1979; Drewry, 1986) formado pelo retrabalhamento de morainas frontais com rápida diminuição da energia do fluxo, controlados por processos de degelo ainda dentro do sistema glácio-continental (Figura 47).

Os fluxos gravitacionais descendem da região das terras baixas em direção ao ambiente marinho (leste) e erodem as camadas de calcárias recém-depositadas da AF 4 (Sequência Tijucuçu), desta forma, incorporando a lama carbonática na Fácies Cm-c (matriz dos paraconglomerados carbonáticos).

Estes conglomerados contêm além da lama carbonática, muitos fragmentos de calcilito cinzento laminado e intraclástico, (cerca de 50% dos clastos), além de clastos do arcabouço geral dos diamictitos maciços. Os conglomerados e as camadas de calcários arenosos laminados, foram formados por correntes de fundo em regime de fluxo superior. Desta forma, representam sedimentos retrabalhados do ambiente glácio-continental, acumulados por correntes turbidíticas de alta densidade, arrasando as camadas de calcários da AF 4, depositados na forma de calciturbiditos (conforme Einsele, 2000).

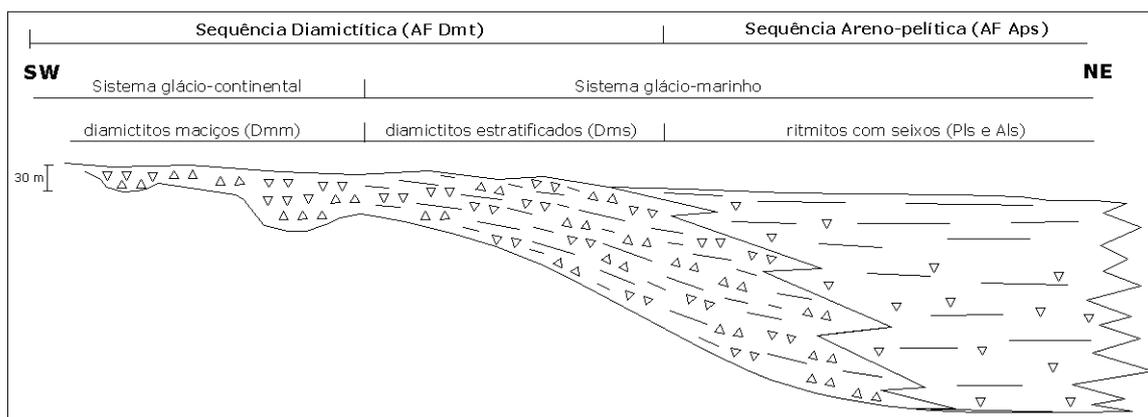


Figura 47- Representação simplificada das variações faciológicas encontradas na Sequência Glacial.

8.7.2. Associação Faciológica Areno-pelítica (AF Aps)

Corresponde a pacote de camadas tabulares, que se estendem na região nordeste da área mapeada, compondo mais de 200 metros de espessura, constituído por camadas alternadas de metarenitos e metapelitos laminados, variando a quantidade de clastos isolados (Perfis nas figuras 27 e 28 e Figura 49).

Geralmente, na base desta associação, ocorrem camadas de metarritmitos arenosos rosados, com seixos arredondados, variando lateralmente para lentes de metarenitos cinzentos laminados ou camadas de metassiltitos maciços, com ou sem seixos.

No extremo sudeste da área mapeada, saída de Couto de Magalhães em direção a São Gonçalo do Rio Preto, nas margens da rodovia BR367, ocorrem camadas de metarenitos finos alternados com níveis pelíticos esverdeados, formando estratificações plano-paralelas. Lateralmente, estes metarenitos são intercamadados com finas lentes de diamictitos e arenitos com seixos. Os xistos verdes laminados (Membro Rio Preto - Gradim *et al.*, 2005) que afloram na região de São Gonçalo do Rio Preto, se entendem até o limite sudeste da área mapeada, onde ocorrem lateralmente acamadados com metarenitos e metadiamictitos da AF Aps.

No extremo leste ocorrem metarenitos laminados com níveis de grãos detríticos alterados (pseudomorfos, substituídos por óxido de manganês), caracteristicamente de granulação fina e média bem selecionada (bimodal), contendo clastos arredondados e espaçados. Estes metarenitos variam lateralmente para camadas de metapelitos arenosos sem clastos, lentes de metassiltitos maciços ou para metarenitos finos sem seixos.

Dentro dos metarenitos laminados ocorrem clastos espaçados depositados com a base maior para cima, como seixos caídos (*dropstones*), geralmente constituídos por rochas granitóides e quartzitos, sub-angulosos a sub arredondados, acompanhados de pelitos deformados na base.

Fácies Pls: Constitui pacote de camadas tabulares de rochas arenosas e pelíticas laminadas (metarritmitos) com seixos, compondo mais de 100 metros de espessura, geralmente aflorando nas encostas íngremes das chapadas na região sudeste e nordeste da área mapeada. Na região sudeste, esta fácies aflora em discordância erosiva sobre os metapelitos grafitosos e manganésíferos de Couto de Magalhães e sobre o pacote carbonático da Fazenda Tijucuçu, ambos da AF 4 da Sequência Tijucuçu. Na região nordeste aflora em contato gradacional com os metadiamicritos maciços da AF Dmt. Na região de Senador Mourão aflora, novamente, em contato erosivo sobre os metassiltitos laminados da AF 4.

Nesta região, o contato erosivo basal é marcado pela presença de clastos e matacões de rochas granitóides sobre a discordância, seguido de camadas de metarenitos laminados com níveis pelíticos, contendo clastos de quartzitos e xistos.

Na região de Couto de Magalhães ocorrem metarenitos de granulometria fina, imaturos, caracterizados por uma laminação plano-paralela milimétrica de argilito, contendo clastos espaçados de quartzitos e rocha granitóide, muitas vezes formando estruturas de arraste na base dos clastos maiores.

Sobre as camadas de metapelitos grafitosos da AF 4 na região sul da área mapeada, ao longo da estrada de acesso as chapadas, pode ser observado o contato erosivo acompanhado de pacote raso de metarenito estratificado, seguido de camadas plano-paralelas de metarenitos finos com clastos espaçados. As camadas variam verticalmente para composições mais pelíticas com seixos mais espaçados, constituídos na matriz por uma persistente laminação centimétrica (5 a 10 cm) de metarenitos finos com níveis milimétricos siltosos (Figuras 48 A e B).

Sobre as camadas carbonáticas da AF 4, os metarritmitos arenosos com seixos são caracterizados por níveis pelíticos rosados deformados por processo de tração sin-deposicional, rotacionando os clastos maiores e mais resistentes (quartzitos e rochas granitóides). Aleatoriamente, ocorrem concentrações de grânulos (*rockfall*), ou seja, enxame de clastos sub-arredondados, deformando as camadas pelíticas macias com estruturas de rotação e sobrecarga (Figura 48A), sugerindo situação proximal (*outwash*).

Lateralmente, os metarritmitos variam para camadas descontínuas de metarenitos brancos finos, com discretas estratificações, ou ainda, para metarenitos cinzentos laminados, com nível de grânulos de quartzo e grãos detrítico de material grafitoso e/ou manganífero (pseudomorfos). Associado a estes metarenitos cinzentos ocorrem finas lentes de metadiamicritos estratificados (grande quantidade de clastos macios - filitos, xistos e quartzitos) alongados e sub-arredondados, alternados com lentes de metasiltito maciço.

Fácies Als: Esta fácies corresponde a metarenitos laminados com seixos e *dropstones* que ocorre na região nordeste da área mapeada, de forma gradacional com os metarritmitos com seixos da Fácies Pls. É constituída predominantemente por camadas arenosas laminadas (cerca de 100 metros de espessura), marcada por nível de grãos detríticos (pseudomorfos) substituídos por material amarronado (óxidos de manganês). Dentro destas camadas são encontrados clastos espaçados constituídos, predominantemente, por rocha granitóide, quartzitos e xistos (Figura 48C).

Clastos de rocha granitóide e quartzitos, geralmente sub-angulosos, ocorrem distribuídos dentro do pacote, normalmente, com a base maior voltada para cima e com estruturas deformadas na base pelítica, depositados por queda e litificados na forma como caíram. Estas características permitem associá-los a *dropstones*, clastos aprisionados no gelo e precipitados em fundo marinho arenoso.

No corte da rodovia BR 367 (km 353) afloram camadas alternadas de metarenito fino branco e metassiltitos brancos, com concentração de clastos (*dropstones*) tamanhos calhau e matacão, predominando fragmentos de rochas granitóides sobre os de quartzitos (Figura 48D).

Fácies Apl: Esta fácies ocorre segmentada em afloramentos na região sudeste e extremo leste da área mapeada, restrita ao topo da Associação Areno-pelítica. Corresponde a pacote de metarenitos finos e micáceos, distribuídos em *sets* de 20 a 40 cm de espessura, intercalados com níveis pelíticos esverdeados, formando estruturas plano-paralelas. No extremo leste correspondem a camadas pelíticas sem seixos, raramente com lentes arenosas, que finalizam o pacote de metarenitos laminados com seixos (Fácies Als).

As camadas de metarenito fino pelítico podem ocorrer intercamadas com finas lentes de metadiamicritos, tipicamente com seixos de rochas macias (filitos, xistos

e quartzitos) ou ainda, camadas pouco extensas de metarenitos laminados ou maciços com seixos de quartzitos.

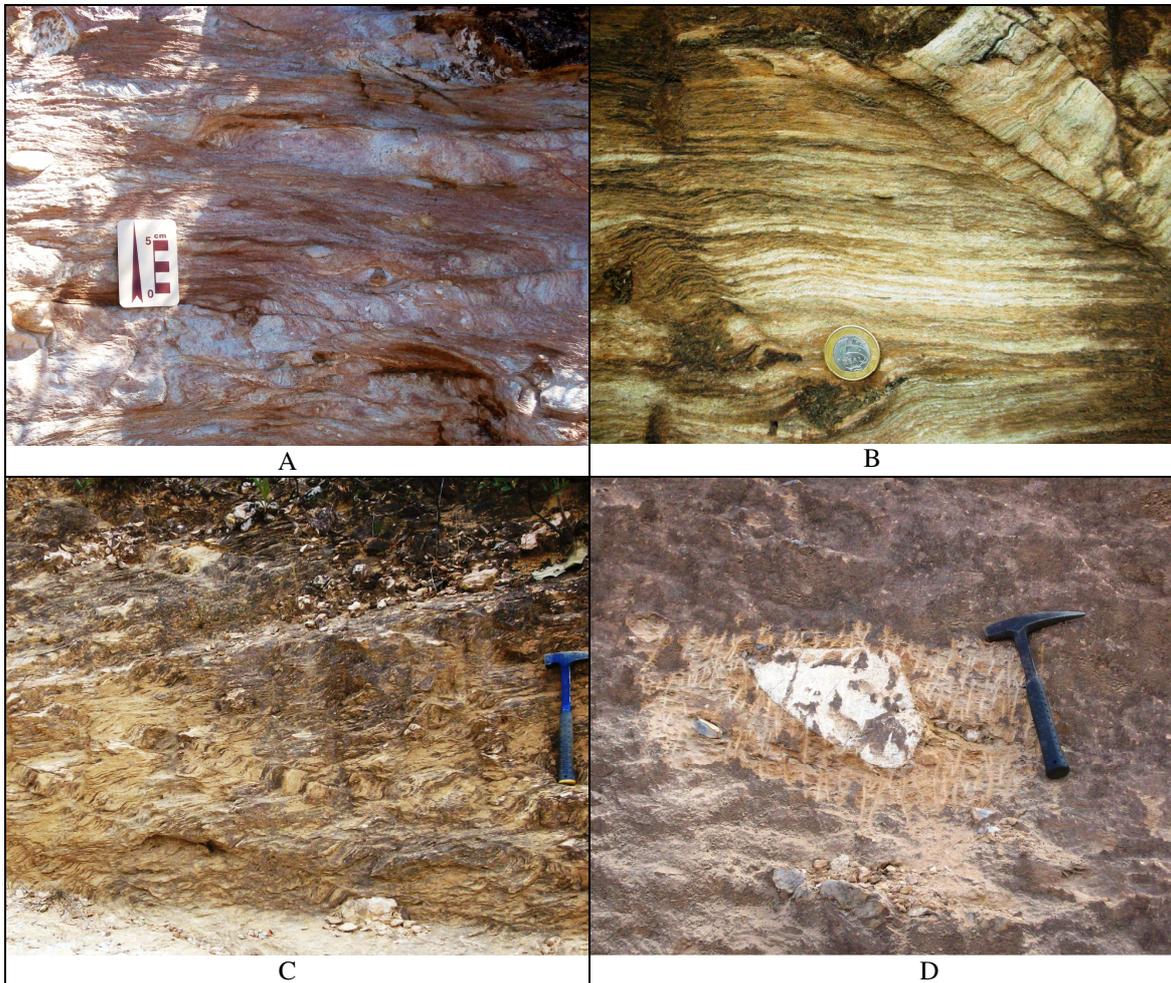
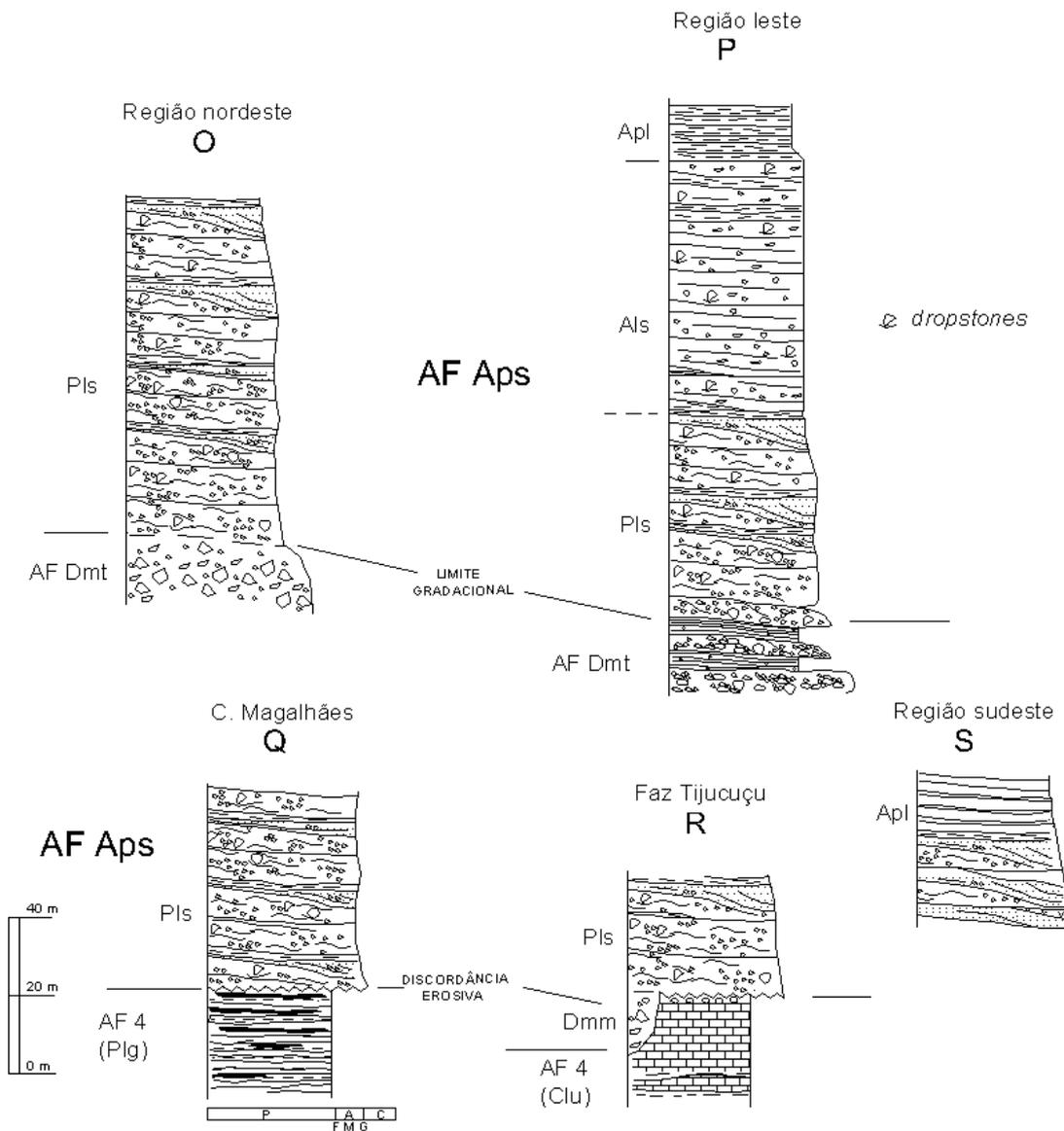


Figura 48- Litofácies da Associação Faciológica Areno-pelítica (AF Aps) da Sequência Glacial: (A) Afloramento de metarritmito com concentração de clastos na Fácies Pls que dominam na região nordeste e (B) detalhe da laminação argilosa rosada na matriz dos metarritmitos. (C) Afloramento de metarenito laminado da Fácies Als e (D) clasto caído (base para cima) de rocha granítica, interpretado como *dropstone*.



Código	Litologia	Estruturas	Interpretação
Apl	Arenito fino pelítico, finas lentes de diamictitos e arenitos com seixos	Estratificações plano-paralelas, lentes arenosas gradadas.	Depósitos distais de lobos de fluxos gravitacionais de alta densidade, regime de fluxo inferior.
Als	Arenitos laminados com seixos	Estratificações e laminação plano-paralelas, Lentes arenosas gradadas, <i>dropstones</i> .	Depósitos de fluxo gravitacional de baixa densidade, regime de fluxo inferior, queda de clastos desprendidos de icebergs.
Pls	Pelitos laminados com seixos	Estratificação rítmica, laminação plano-paralela, <i>rockfall</i> e <i>rainfall</i> , estruturas de fluxo na base.	Fluxos gravitacionais subaquosos (<i>subaqueous outwash</i>) depositados na base de camada de gelo em retração

Figura 49- Representação da Associação Faciológica Areno-pelítica (AF Aps) e suas principais fácies encontradas na região nordeste próximo a Senador Mourão (O), na região de Couto de Magalhães (Q) próximo à Fazenda Tijucuçu. Na região sudeste ocorrem camadas de xistos verdes em contato com o topo da associação (S). Na região da Fazenda Piteiros (região leste) ocorrem metaconglomerados gradados na base da AF Aps.

Sistema Glácio-marinho

Na região nordeste da área mapeada a superimposição da lâmina d'água (aumento da espessura) sobre o ambiente costeiro é marcada pela sedimentação da Associação Faciológica em contato gradacional com os diamictitos maciços da AF Dmt.

A discordância erosiva que ocorre entre as rochas da Sequência Glacial e a Sequência Tijucuçu é formada por correntes trativas (regime de fluxo superior) na ombreira de um possível *cânion* submarino gerado durante o período glacial. São geradas por fluxo de degelo, na base da camada de gelo em processo de retração.

Semelhantes formas de deposição são encontradas no limite entre as áreas glaciadas costeiras e o ambiente marinho onde, a camada de gelo avança sobre as margens costeiras aumentando o nível da água (*tidewater terminus*) e, com os processos sazonais de degelo, os sedimentos são dispersos na base da camada de gelo na forma de fluxos gravitacionais de sedimentos (*subaqueous outwash*), conforme modelo de Martini *et al.* (2001).

Sendo assim, as camadas rítmicas de siltitos e pelitos rosados encontrados na região nordeste foram depositadas em ambiente glácio-marinho, influenciada por fluxos gravitacionais subaquosos associados aos processos de retração de geleiras (*subaqueous outwash*).

Localmente, as concentrações de grãos e clastos caídos (*rockfall* e *grainfall*) dentro da Fácies Pls, assim como, estruturas de rotação e carga dentro dos níveis pelíticos, foram formadas pela retração da camada de gelo, a qual libera gradualmente os clastos aprisionados em morainas superglaciais (alinhadas dentro do gelo).

As camadas de arenitos laminados com clastos caídos (*dropstones*) foram formadas em ambiente glácio-marinho distal, a partir da dispersão de sedimentos (clastos subangulosos) aprisionados em *icebergs* e precipitados em regiões além da linha de costa.

O topo da AF Aps é caracterizado por um aumento na fração pelítica e diminuição gradual na quantidade de clastos, até formar camadas plano-paralelas de arenitos finos pelíticos sem seixos (Fácies Apl). Até este ponto ocorrem dissipações de lentes de diamictitos na base da camada arenosa.

Esta sucessão vertical de camadas em direção ao topo da associação faciológica indica atuação de processos para formação de uma nova linha de costa, com diminuição gradual da espessura da lâmina d'água, ao mesmo tempo em que ocorre a retração da camada de gelo.

As camadas de xistos verdes foram depositadas no final do processo de deglaciação, onde processos sedimentares de transferência de sedimentos de fundo oceânico para o ambiente costeiro, cunhas sedimentares retrogradantes, posicionaram estes sedimentos, intercamadados com arenitos finos e lentes de diamictitos na Fácies Apl. O perfil retrogradacional é caracterizado pela diminuição gradativa do aporte de sedimentos fornecidos pela AF Dmt, refletido na diminuição da quantidade de clastos, no aumento na espessura e frequência das camadas pelíticas e nas persistentes intercalações de lentes de diamictitos, em direção ao topo da associação.

Desta forma, as camadas sedimentares da AF Aps indicam sua deposição em sistema deposicional glácio-marinho, durante um Trato de sistema transgressivo (Van Wagoner *et al.*, 1990; Possamentier *et al.*, 1988), em consequência do final da glaciação. Os sedimentos de granulação fina que seguem em direção a leste, fora da área de estudo, caracterizam a instalação de um novo sistema deposicional marinho-costeiro, sem a influência glacial.

		Associação Faciológica (AF)	Fácies	Descrição	Sistemas deposicionais	Fases de deposição	Tratos de sistema
GRUPO MACAÚBAS	SEQUÊNCIA GLACIAL	AF Arenopelítica	Apl	Arenitos laminados com estreitas lentes de diamictitos	Glácio-marinho	Marinha	Transgressivo
			Als	Arenitos laminados com "dropstones"			
			Pls	Arenitos e pelitos laminados (ritmitos) com seixos			
	AF Diamictítica	Cm-c	Paraconglomerado carbonático gradado com arenitos carbonáticos laminados	Glácio-continental	Continental	Mar baixo	
		Dms	Diamictitos estratificados				
		Dm-Mn	Diamictitos maciços manganésiferos				
		Dmm	Diamictitos maciços				

Figura 50- Quadro estratigráfico simplificado da Sequência Glacial.

8.8 Paleotransporte glacial

As variações faciológicas na Sequência Glacial, de maneira geral, ocorrem de oeste (AF Dmt, glácio-continental) para leste (AF Aps, glácio-marinho). Neste sentido nota-se claramente a diminuição no arcabouço dos clastos e, principalmente, a laminação da matriz destes sedimentos rudíticos. Neste sentido também, os clastos de rochas granitóides e de quartzitos são quantitativamente maiores que as demais litologias (calcários, filitos e xistos), predominando no extremo leste como *dropstones* depositados em ambiente glácio-marinho (Fácies Als).

Próximos ao contato com as rochas do Supergrupo Espinhaço, ao longo das bordas da bacia, a variação na espessura dos pacotes de metadiamicritos maciços indicam a presença de um paleorelevo ondulado, inclinado no sentido norte, onde se acumularam as camadas mais espessas desta fácies (Dmm).

Desta forma, é possível que os metadiamicritos maciços provenientes de áreas a sul foram ressedimentados, primeiramente no sentido norte, ao longo da borda da bacia através de paleocanais glaciais (ambiente glácio-continental), onde então foram transportados para leste em direção ao ambiente marinho, gerando o leque de metadiamicritos estratificados que ocorre na região norte da área (Figura 24). A acumulação destes sedimentos foi gerada por fluxos gravitacionais densos subaquosos, transportados através de *cânions* submarinos, fornecendo assim os sedimentos que compõem a AF Aps (metarritmitos glácio-marinhos)

9. GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

9.1. Geologia Estrutural

A área estudada encontra-se no domínio externo da Faixa Araçuaí, na transição entre o Cinturão de cavalgamentos e dobramentos da Serra do Espinhaço e o início da região de influência da Zona de cisalhamento distensional Chapada Acauã (Uhlein, 1991; Marshak & Alkmim, 1989; Alkmim *et al.*, 2007).

Dentro do cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço podem ser descritas três fases de deformação (Uhlein, 1991; Schobbenhaus, 1996). A primeira fase (Dp-1) é relacionada a uma xistosidade (Sp-1), encontrada principalmente em micrólitos da xistosidade principal nos filitos do Supergrupo Espinhaço. A segunda fase (Dp) relaciona-se a zonas de cisalhamento rúptil-dúctil, meganticlinais e sinclinais e falhas de empurrão associadas, com vergência para oeste. A última fase (Dp+1) forma dobras assimétricas vergentes para leste, representadas por clivagem de crenulação e clivagem de fratura plano axial. Uhlein (1991) relaciona a fase principal (Dp) e a fase Dp-1 a um evento progressivo de cisalhamento simples, com dobras e zonas de cisalhamento associados. Neste domínio o metamorfismo é de fácies xisto verde, com aumento gradual para leste.

Com o final da orogênese, os sedimentos do Grupo Macaúbas compressionados na borda da bacia, sofrem colapso distensional em subsuperfície (rúptil-dúctil) dando origem a uma zona de cisalhamento curvada, denominada Zona de cisalhamento distensional Chapada Acauã (ZCDCA), constituída por estruturas deformacionais distensionais (dobras intrafoliais geralmente apertadas e dobras assimétricas com vergência para leste) associadas a uma clivagem de crenulação S2, com orientação preferencial de 290-270/50 (Alkmim *et al.*, 2006).

O cinturão de cavalgamento da Serra do Espinhaço foi gerado durante o evento compressivo brasileiro (Uhlein, 1991; Dussin & Dussin, 1995), a zona de cisalhamento distensional foi gerada durante o colapso gravitacional no final da orogenia Brasileira, provavelmente entre 535 e 490 Ma (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007; Alkmim *et al.*, 2007).

9.1.1. Cinturão de cavalgamento da Serra do Espinhaço

Nas rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço (Formação Galho do Miguel e Formação Sopa-Brumadinho) as estruturas mais comuns encontradas são dobramentos suaves, na forma de anticlinais com eixo orientado no sentido N-S.

No sudoeste da área mapeada podem ser observadas quebras no alinhamento do contato com as rochas do Grupo Macaúbas, relacionadas a falhas trancorrentes de direção SE-NW, marcada por zonas de cisalhamento, deslocando lateralmente as camadas.

A exposição de camadas da Formação Sopa Brumadinho ao longo do contato podem estar relacionadas à falhamentos de rejeito vertical, plano-axial aos dobramentos, mais apertados ao longo da borda da bacia. Os dobramentos tornaram-se mais apertados ao longo do contato, provavelmente, devido a diferenças reológicas entre as rochas do Supergrupo Espinhaço e os sedimentos depositados nas bordas da bacia Macaúbas.

Dentro das camadas quartzíticas aumenta a frequência dos dobramentos formando estruturas decamétricas a métricas, com eixos de direção e caimento entre 010/10 e 030/15, associadas a uma persistente clivagem de fratura plano-axial de direção N-S. Desta forma, é possível observar uma variação no ângulo entre os planos de acamamento e a clivagem de fratura, sendo paralelos na frente dos dobramentos, indicando padrão assimétrico com vergência para oeste.

As variações nas direções de mergulho dos planos de acamamento (S0) nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço variam ora caindo para SE (máximos de 125/33), ora caindo para NW (máximos de 325/37), promovido pelos dobramentos assimétricos a que foram submetidos (Figura 52a).

Em geral, nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço, ocorre uma fraca xistosidade, principalmente devido à ausência de planos micáceos, porém, em raras intercalações de camadas pelíticas nas rochas dobradas próximo ao contato é comum a presença de uma foliação S1 de direção submeridiana (Figura 52c) com mergulhos subverticalizados para leste (128/75, 086/80)

Desta forma, na região estudada, os megadobramentos e as dobras assimétricas associados à clivagem de fratura destes quartzitos, assim como a foliação S1 submeridiana, orientada pelos planos micáceos, estão relacionadas com as fases de deformação Dp-1 e Dp, que atingiram todo o cinturão de cavalgamento da Serra do Espinhaço, durante o evento Brasileiro.

Nas rochas do Grupo Macaúbas os efeitos da compressão brasileira incluem dobramentos anticlinais e sinclinais nos metarenitos da Sequência Duas Barras, foliação S1 subverticalizada próximo ao contato e subhorizontal nas camadas de metacalcários e metapelitos grafitosos da Sequência Tijucuçu.

O eixo dos dobramentos acompanha o padrão encontrado nas rochas do Supergrupo Espinhaço, aproximadamente N-S, variando na frequência para dobramentos mais ondulados de dimensões decamétricas (Figura 51), conseqüentemente, as dobras métricas da Sequência Duas Barras possuem maior frequência do que as encontradas nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço.

Assim como nos dobramentos, ocorre uma maior frequência também nas clivagens de fratura das camadas de metarenitos, tornando-as relativamente mais fraturadas e arrasadas do que os afloramentos de quartzitos do Supergrupo Espinhaço.



Figura 51- Dobramentos abertos encontrados em arenitos finos (Fácies Af) dentro da calha do Córrego do Tomé (linha de charneira 050/10).

Os metassedimentos pelíticos da AF 2 mostram-se pouco deformados, com dobras suaves de amplitude métrica, clivagem de fratura espaçada, seguido de finos veios de quartzo acompanhando a xistosidade principal.

As lentes de dolomitos preservaram as estruturas de crescimento dos estromatólitos, mostrando somente uma clivagem de fratura, plano axial ao crescimento concêntrico das colunas estromatolíticas, com recristalização de quartzo + sericita ao longo desta clivagem.

Nos planos de acamamento (So) da Sequência Duas Barras predominam mergulhos suaves para NE (máximos de 048/23 073/22) e SE (109/25, 126/30),

raramente são encontradas camadas inclinadas para NW (312/31, 290/42), por efeito dos dobramentos suaves e ondulados.

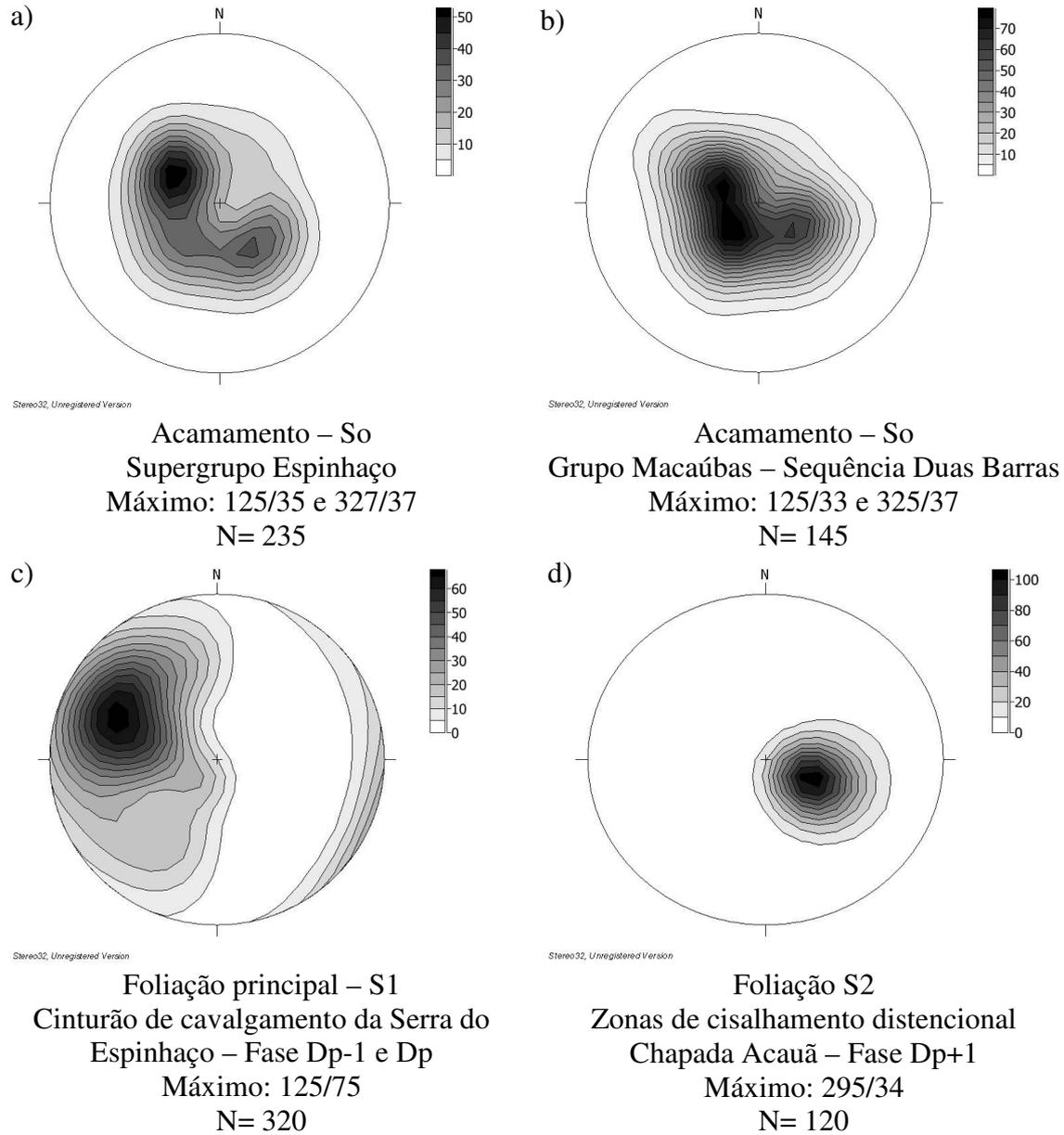


Figura 52- Diagramas estereográficos sinópticos (Hemisfério inferior) dos pólos de acamamento primário de quartzitos do Supergrupo Espinhaço (a) e do Grupo Macaúbas (b), da foliação metamórfica principal - S1 (c) e da foliação secundária – S2 (d), encontradas na transição do domínio externo da Faixa Araçuaí.

Em geral, a foliação principal (S1) é uma feição comum nos metassedimentos de granulação fina da AF 2 e da AF 3. Pode ser encontrada sub-verticalizada nos metapelitos próximos ao contato com o Supergrupo Espinhaço (máximas de 125/75, 103/80), pouco inclinada nos metapelitos e quartzitos finos na calha do Rio Jequitinhonha (075/52, 055/45) ou subparalela ao acamamento, nas camadas de

metapelitos grafitosos (máximas de 074/28, 030/20) e metacalcários (175/12, 147/32) da AF 4 (Figura 52d).

Esta variação na inclinação da foliação S1 ora subvertical ora subhorizontalizada, ocorre por toda a Faixa Araçuaí, possivelmente representando domínios estruturais distintos, no caso da área estudada, marcando a região de influência da Zona de cisalhamento distensional (ZCDCA).

Dobras suaves de baixa frequência com dimensão métricas e eixos aproximadamente N-S (035/15), ocorrem em metadiamicritos estratificados na região de Couto de Magalhães (AF Dmt - Fácies Dmm e Dms). Entretanto, a deformação destas rochas é mais evidente em pequenas dobras apertadas com eixos 010/15, formada dentro de níveis metapelíticos. A feição estrutural mais marcante nos pacotes de metadiamicritos é a xistosidade, definida pela orientação dos planos micáceos dentro da matriz paralelos a foliação regional S1 (072/42, 087/48) e a lineação de estiramento (Figura 53), orientando os clastos alongados, na direção leste (Az 090 a Az 100).

Nas camadas de metassedimentos da Sequência Glacial (AF Aps) ocorrem estruturas em homoclinal inclinadas para leste (So 110/28, 082/30), aflorando na encosta das coberturas aplainadas e ao longo da rodovia BR 367.



Figura 53- Lineação de estiramento nos clastos achatados dentro dos pacotes de metadiamicritos maciços (AF Dmt), região de Couto de Magalhães de Minas.

9.1.2. Zona de cisalhamento distensional Chapada Acauã

A partir da região central da área estudada, os pacotes metapelíticos e metacalcários da AF 4 mostram uma segunda fase de deformação (S2), marcada por uma persistente clivagem de crenulação espaçada (292/40, 284/40) deslocando os planos de micrólitos da foliação principal (S1). A foliação S2 representa a fase Dp+1 descrita no domínio externo da Faixa Araçuaí, constituída por deformação rúptil-dúctil (em subsuperfície) com vergência para leste.

Dobramentos suaves e ondulados ainda dominam nas extensas camadas de metarritmitos com seixos (AF Aps - Fácies Pls e Als) que afloram ao longo da rodovia BR 367, na região nordeste da área mapeada. Entretanto, a feição estrutural mais característica destas rochas é a persistente clivagem de crenulação pouco espaçada, com mergulhos para oeste (295/45, 280/40), geralmente segmentando a laminação principal em micrólitos dobrados nas bordas (em “Z”). A típica inflexão da borda dos micrólitos indica que esta deformação ocorreu em condições distensionais (Figura 54).

Nas camadas de metarenitos laminados com *dropstone* (fácies Als) que afloram na região nordeste, clastos de rochas macias (filitos, xistos e quartzitos) normalmente encontram-se dobrados nas extremidades, seguindo a deformação dos micrólitos da matriz metapelítica, entre os planos de clivagem espaçada.

Desta forma, a ocorrência de dobramentos ondulados e suaves nas camadas de rochas da Sequência Glacial e da clivagem de crenulação espaçada, tipicamente inclinada para oeste (~295/40), marca o início da influência da ZCDCA, com feições estruturais de vergência para leste (Figura 54).

Entretanto, as diferentes composições litológicas das camadas da AF Aps, produziram diferentes domínios de feições estruturais. Exemplo disto pode ser encontrado em afloramento de corte da rodovia BR 367, próximo ao trevo de acesso a São Gonçalo do Rio Preto, sudeste da área mapeada (Figura 55). Uma dobra apertada com eixo subhorizontal (030/05) indicando vergência para leste, com clivagem de fratura (290/30, 272/40) ocorre deformando as camadas de metarenitos pelíticos com intercalações de metadimictitos da Fácies Apl.

Na mesma fácies, cerca de 3 km a sul na rodovia, em pacote de metarenito pelítico mais puro, ocorrem camadas plano-paralelas horizontalizadas e com raras indicações de deformação, somente uma fraca clivagem de crenulação nos planos da S1 dos níveis metapelíticos (275/56).



Figura 54- Afloramento de arenito laminado com marcante clivagem de crenulação (S2) com sentido de mergulho para oeste (270/50).



Figura 55- Afloramento em corte da rodovia BR367 (direção da estrada E-W) de camadas de metarenitos pelíticos laminados, mostrando dobra recumbente com vergência para leste.

9.2. Metamorfismo

O metamorfismo nas rochas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas é marcado pela formação de veios de quartzo, acompanhando os planos interestratais ou concentrados na charneira dos megadobramentos com recristalização de outros minerais (hematita, cianita, lazulita).

Ao longo das zonas de cisalhamento, próximo ao contato, o metamorfismo é marcado pela formação de granoblastos de cianita (cianititos), associados a concentrações de hematita (especularita) com níveis ou porfiroblastos de lazulita, formadas em condições de média pressão de metamorfismo (até 5 kb e 400°C de temperatura).

Nos metarenitos e metaconglomerados da Formação Sopa Brumadinho que afloram na região de Inhaí, pode ser encontrada uma paragênese metamórfica constituída por quartzo+sericita+clorita±epidoto, marcando o metamorfismo regional em condições de baixa pressão na fácies xisto verde.

Os metarenitos da Sequência Duas Barras e Sequência Tijucuçu (Grupo Macaúbas) apresentam uma textura granoblástica parcialmente poligonizada, mantendo o padrão granulométrico original, constituído essencialmente por quartzo e menos de 5% de feldspatos, biotita e grãos de apatita (Figura 56A). Estes grãos de apatita mostram uma textura cataclástica, ou seja, fragmentos de grãos imersos numa matriz de dissolução de fosfato (Figura 56B), cimentando os grãos de quartzo em seu entorno. A pressão pela deformação também provocou a recristalização e o alongamento de porfiroblastos de biotita nos planos de contato entre os grãos de quartzo.

Os grãos de feldspatos plagioclásios, geralmente como grãos maiores que a matriz, mostrando núcleos sem alteração e bordas recristalizadas em sericita (sericitização) e grãos de feldspatos alcalinos, geralmente caolinitizados com recristalização de quartzo das suas bordas.

Nas fácies de granulação fina ocorre o predomínio de uma textura lepidoblástica fina, geralmente crenulada, constituída por finas placas de clorita e agulhas de epidoto, com recristalização de finos níveis quartzo ao longo dos planos da clivagem de crenulação. Nas fácies pelito-carbonáticas da AF 4, microscopicamente, predomina uma textura granolepidoblástica preservando o bandamento composicional de níveis arenosos, níveis carbonáticos e níveis micáceos (Figura 56E).

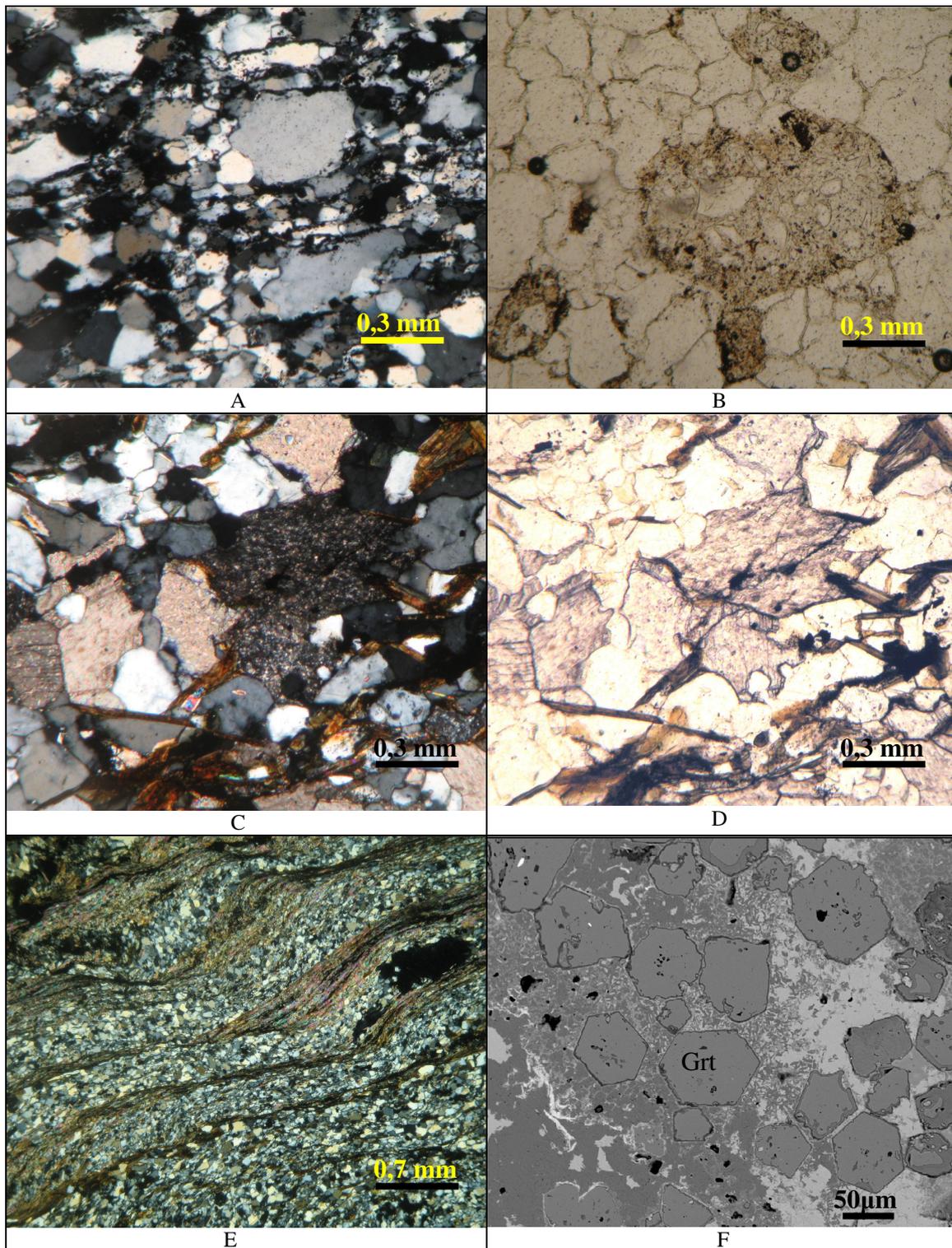


Figura 56- Fotomicrografia de metarenito com grãos de quartzo subpoligonizados e alongados segundo a foliação principal S1 (A). Textura cataclástica em um grão de apatita, gerada pela pressão de fluidos durante o metamorfismo (B). Textura granoblástica em calcarenitos, os planos de biotita ocorrem orientados segundo a foliação principal (C e D). Textura granolepidoblástica com bandamento composicional de quartzo, calcita e mica (clorita e biotita) nos metapelitos carbonáticos (E). Imagem retroespalhada em microsonda, mostrando concentração de granada espessartita (Grt) encontradas dentro dos metapelitos manganésíferos em Couto de Magalhães de Minas.

Dentro dos níveis micáceos predomina uma textura lepidoblástica com clivagem de crenulação orientada segundo a foliação S2. A paragênese metamórfica encontrada nos pelitos carbonáticos e calcarenitos é constituída por quartzo+calcita+clorita ±biotita±óxido (Figura 56 C, D e E).

A paragênese metamórfica encontrada nos metapelitos grafitosos é constituída por quartzo+muscovita+granada(espessartita)±grafita±óxido (Figura 56F). Estas paragêneses marcam o metamorfismo regional em condições transicionais entre a baixa e a média pressão na fácies xisto verde, zona da biotita.

Na matriz dos metadiamictitos (Figura 57), ocorre formação de subgrãos, na forma de sombras de pressão em torno dos fragmentos deformados, na direção do transporte tectônico (para oeste). A paragênese metamórfica constituída por quartzo+muscovita+clorita+biotita±epidoto±turmalina é comparada aquela que atingiu a Sequência Duas Barras, de metamorfismo regional na fácies xisto verde, zona da biotita.

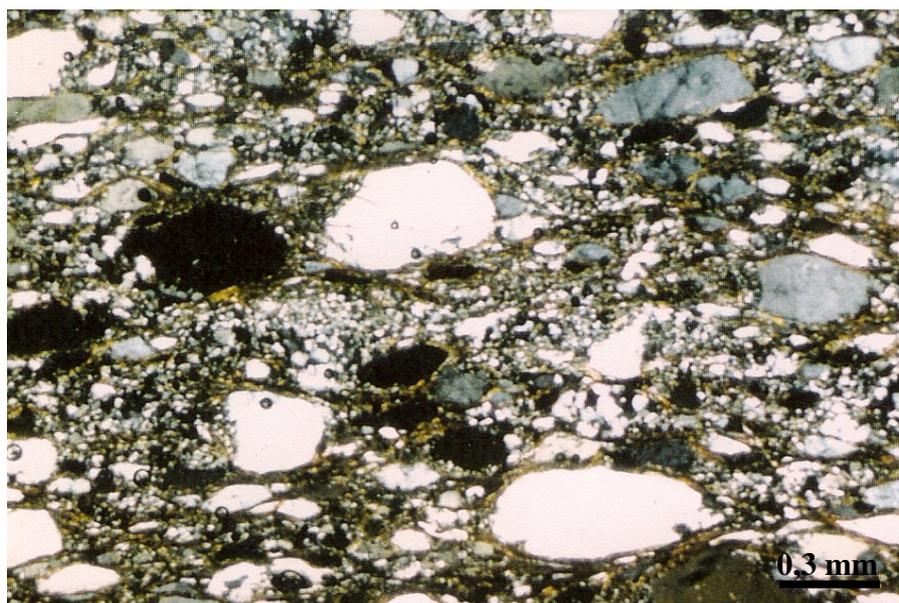


Figura 57- Fotomicrografia da matriz de metadiamictitos maciços, destacando a foliação determinada pela orientação dos planos micáceos (biotita + clorita) e pelo alongamento dos grãos de quartzo, com sombras de pressão.

10. ESTROMATÓLITOS COLUNARES NA BASE DO GRUPO MACAÚBAS, NORDESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO (MG): PALEONTOLOGIA E AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO

Lucio Mauro Soares Fraga¹; Soraya de Carvalho Neves²; Gabriela Luiza Pereira Pires³; Adriano Luiz Tibães⁴; Alexandre Uhlein⁵.

1 – IGC-UFMG UFVJM; luciofraga@dout.edu.br

2 –UFVJM; soraneves@yahoo.com.br;

3 –UFMG; gabriela@lopan.eti.br;

4 –FCBS/UFVJM; adrianotibaes@yahoo.com.br

5 –UFMG; auhlein@gmail.com

Manuscrito aceito para publicação em Maio/2013 na Revista Geonomos, periódico científico publicado pelo CPMT/IGC UFMG.

Resumo

Na região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional são encontrados metassedimentos da base do Grupo Macaúbas, constituídos por quartzitos, camadas de metapelitos e rochas metacarbonáticas, depositadas em diferentes ambientes de sedimentação: continental, transicional e marinho. Na Formação Domingas ocorrem camadas de metapelitos contendo lentes isoladas de dolomitos com um rico conteúdo paleontológico formado por estruturas estromatolíticas colunares. Em trabalhos de campo recentes foram encontradas e descritas duas lentes de dolomitos na região de Inhaí (região da Fazenda Boqueirão) e uma já conhecida lente, localizada na calha do Rio Jequitinhonha. Nestas regiões foi descrita a morfologia e a geometria das estruturas biogênicas encontradas, além da petrografia das rochas carbonáticas e das rochas metapelíticas associadas. Este estudo concentra-se na descrição dos morfotipos de estromatólitos, classificados pela sua macro e mesoestrutura, conforme o grau de herança laminar e o tipo de ramificações encontradas. Desta forma, foram identificados dois morfotipos distintos de estromatólitos onde, as formas cônicas sem ramificações, apresentaram alto

grau de herança laminar, sendo então classificados como *Conophyton garganicum*. As formas ramificadas, geralmente com dicotomas paralelos e de crescimento muito convexo, foram classificadas como *Jacutophyton*. A geometria dos corpos dolomíticos, o conteúdo paleontológico e sua posição estratigráfica associada a sedimentação pelítica, sugerem que estas rochas foram formadas a partir de precipitações bioquímicas em águas pouco profundas (submaré rasa) dentro de um ambiente costeiro.

Palavras Chaves: Estromatólito; Grupo Macaúbas; Proterozóico; *Conophyton*; *Jacutophyton*.

COLUMNAR STROMATOLITES AT THE BASE OF MACAÚBAS GROUP, NORTHEAST OF ESPINHAÇO RIDGE (MG): PALEONTOLOGY AND SEDIMENTARY ENVIRONMENT.

Abstract

The rocks at the base of the Macaúbas Group that outcrop in the northeastern of Espinhaço Ridge are constituted mainly by quartzites followed by layers of metapelites and metacarbonates rocks, deposited in fluvial, marine and coastal environments, of Neoproterozoic age. At the top of metapelites layers of the Domingas Formation, occur isolated lens of dolostone containing a rich paleontological content composed of columnar estromatolitics structures. After an intense work field, where they were identified news lenses of dolostone in the Boqueirão Farm (Inhaí/Diamantina region) and the lens already know, in the Jequitinhonha river, trough was described the morphology and geometry of biogenic structures found, besides the petrography of carbonates and metapelitic rocks associated. In this study the stromatolites were classified by the macro and mesostructures, depending on the degree of laminar and heritage branch type found. In this way, were described two distinct morphotypes of stromatolites where conical shapes without branches, showed a high degree of laminar heritage, being so classed as *Conophyton garganicum*. The branched shapes, usually with parallel dicotomas and convex growth were classified as *Jacutophyton*. The geometry of the dolomitic bodies, the paleontological content and stratigraphic position association of pelitic

sedimentation, suggest that these rocks were formed from biochemical precipitation in waters sufficiently deep (subtidal shallow) within a coastal environment.

Keywords: Stromatolites; Macaúbas Group; Proterozoic; *Conophyton*; *Jacutophyton*.

1. Introdução

Na região nordeste da Serra do Espinhaço mineira ocorrem diversos corpos de rochas dolomíticas, na forma de lentes isoladas, contendo estruturas estromatolíticas colunares, relacionadas à Formação Domingas, base do Grupo Macaúbas. Análises isotópicas de C, O e Sr, realizadas nestas mesmas lentes, correlacionam estas rochas com a curva isotópica para o período Neoproterozóico (Fraga et al., 2011). Os estromatólitos representam estruturas biogênicas primitivas desenvolvidas por cianobactérias em atividade desde o Arqueano, com maior expansão no Proterozóico, final do Rifeano, entre 950 e 650 Ma (Cloud & Semikhatov, 1969; Walter et al., 1992).

Em Minas Gerais, estromatólitos neoproterozóicos são encontrados em rochas carbonáticas dos Grupos Bambuí e Paranoá (Dardenne et al., 1972; Dardenne e Campos Neto, 1975; Nogueira e Dardenne, 1992) e Grupo Vazante (Cloud e Dardenne, 1973; Dardenne, 2005), já extensamente estudados.

Destacam-se também importantes trabalhos sobre estromatólitos em outros estados do Brasil: Formação Caboclo, Grupo Chapada Diamantina (Srivastava e Rocha, 1999a e b) e Formação Salitre, Grupo Una (Srivastava, 1982), ambos na Bahia; Grupos Açungui e Itaiacoca em São Paulo e Paraná (Guimarães et al., 2002; Sallun Filho e Fairchild, 2004; Silva, 2010); Formação Bocaina, Grupo Corumbá (Zaine, 1991; Boggiani, 1997) no Mato Grosso do Sul. Entretanto, pouco se tem registro na literatura sobre os estromatólitos em rochas carbonáticas que ocorrem dentro do Grupo Macaúbas.

Nesta pesquisa foram descritas, a partir de critérios morfológicos (ramificações, laminação interna e microestruturas), as estruturas estromatolíticas encontradas nas lentes dolomíticas, assim como a descrição litológica e estruturas sedimentares encontradas nas rochas metapelíticas

associadas. Para a descrição das estruturas estromatolíticas baseou-se nos trabalhos de Srivastava (2004), Sallun Filho & Fairchild (2005) e Silva (2010).

Este trabalho vem contribuir para o avanço do conhecimento sobre a paleogeografia da bacia Macaúbas, assim como no registro paleontológico de novas ocorrências de formas primitivas de vida, no estado de Minas Gerais.

2. Metodologia de estudo

A base desta pesquisa consistiu de trabalhos de campo com o objetivo de mapeamento e delimitação das lentes carbonáticas, existentes entre a região de Inhaí e a calha do Rio Jequitinhonha (Couto de Magalhães de Minas), região nordeste da serra. Os levantamentos utilizaram GPS de navegação, cartas topográficas, fotografias aéreas e imagens satélites. As descrições foram feitas *in situ*, explorando as porções marginais e centrais dos afloramentos com o objetivo de caracterizar a geometria e as variações faciológicas.

No local foram realizados croquis de detalhes, em tamanho real, destacando a laminação e as ramificações nas estruturas dos estromatólitos. Para isto fez-se necessário, inicialmente, a limpeza dos afloramentos, quando então foi retirado o limo impregnado na rocha, possibilitando a observação mais clara das estruturas. Sobre as principais variações das estruturas ou em diferentes posições de crescimento dos estromatólitos, foi fixada uma lâmina plástica, copiada suas linhas de crescimento e ramificações para posterior comparação com a literatura e identificação dos morfotipos envolvidos nestas colônias.

No laboratório as amostras foram cortadas e analisadas com lupa binocular para descrição macroscópica. Parte do material coletado foi enviada ao Laboratório de laminação do CPMTC/IGC/UFMG, onde foram serradas e confeccionadas as lâminas delgadas para as descrições microscópicas. Os resultados obtidos foram comparados com a literatura existente, para conclusão sobre os morfotipos existentes na área.

3. Contexto geológico da região nordeste da Serra do Espinhaço

O contexto geológico do Grupo Macaúbas compreende o domínio da Faixa Araçuaí (Neoproterozóico), estrutura orogênica desenvolvida durante o

Ciclo Brasileiro (Uhlein, 1991; Pedrosa Soares et al., 1992; Uhlein et al., 1995) Geograficamente a área situa-se na porção nordeste da Serra do Espinhaço, onde ocorrem as rochas da base do Grupo Macaúbas (Formações Duas Barras e Domingas).

A Formação Domingas (Noce et al., 1997) aflora de forma descontínua ao longo da calha do Rio Jequitinhonha e próximo ao distrito de Inhaí, na localidade da Fazenda Boqueirão. Os afloramentos desta unidade são constituídos por camadas de metassiltitos maciços e metapelitos laminados, contendo no topo, lentes de dolomito cinzento composto por estruturas estromatolíticas.

Na calha do Rio Jequitinhonha aflora uma lente, com cerca de 20 metros de espessura e 50 metros de extensão, descrita pela primeira vez em Schöll (1976). Neste trabalho, será descrito duas novas lentes menores e alinhadas, encontradas na Fazenda Boqueirão, intercaladas no topo de pacote de metapelitos laminados. Os corpos de dolomitos descritos neste trabalho serão identificados, respectivamente, por Lente A e Lente B, localizados na Figura 1 (Coordenadas UTM 23K da Lente A: 659415E – 8022593N e Lente B: 652083E – 8022630N; 651840E – 8023408N, datum SAD 69).

A base do Grupo Macaúbas é constituída essencialmente por quartzitos conglomeráticos e estratificados depositados em sistema fluvial, relacionado à Formação Duas Barras (Noce et al., 1997; Fraga, 1999). A Formação Domingas é constituída por camada de metassiltito contendo no topo, corpos isolados de rocha dolomítica. Fraga et al. (2010) descreve novas camadas de metassedimentos siliciclásticos e metassedimentos carbonáticos laminados sobre a Formação Domingas, encontrados na região da Fazenda Tijucuçu (Figura 1).

O registro glacial na bacia Macaúbas é marcado por camadas de metadiamicítos maciços da Formação Serra do Catuni, depositados sobre uma profunda discordância erosiva, cortando todas as formações encontradas na base do Grupo Macaúbas (Karfunkel e Hoppe, 1988; Noce et al., 1997; COMIG, 1997 – Projeto Espinhaço; CPRM-CODEMIG, 2003).

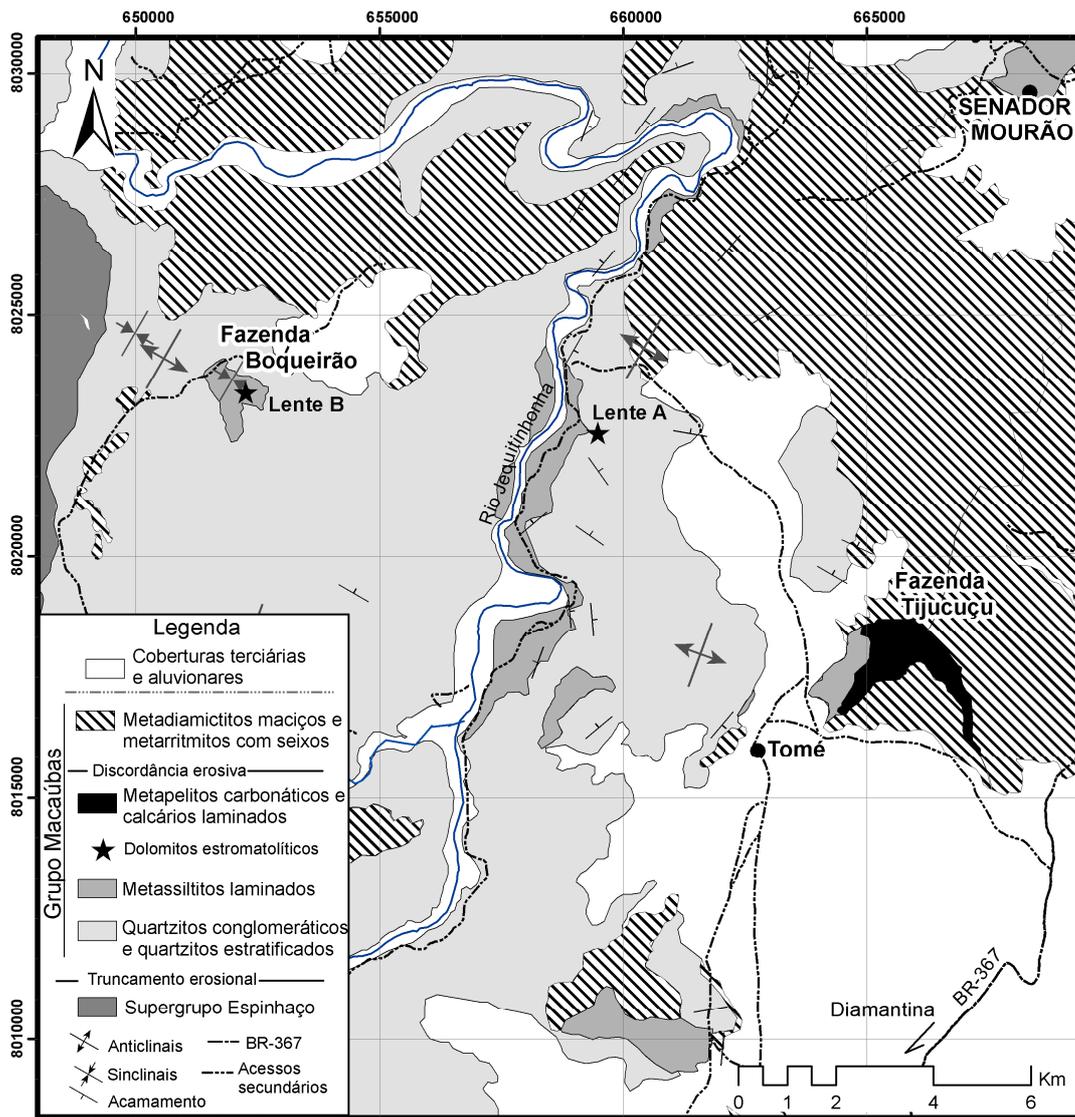


Figura 1: Mapa geológico simplificado da região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, destacando a localização das lentes dolomíticas (lentes A e B), contendo os estromatólitos estudados (modificado de Fraga, 1999).

4. Descrição da sucessão sedimentar

As lentes de dolomito estromatolítico estão intercaladas no topo do pacote de rochas metapelíticas da Formação Domingas. Na região estudada, estas camadas podem ser encontradas com até mais de 50 metros de espessura, ocorrendo desde regiões próximas ao contato com Supergrupo Espinhaço até afloramentos isolados ao longo da calha do Rio Jequitinhonha.

Este pacote de rochas foi originalmente depositado como camadas de siltitos maciços (Sm), em contato normal sobre os arenitos fluviais da Formação Duas Barras (Figura 2). Estas rochas formam camadas tabulares

com espessura variável onde, nas camadas mais espessas (até 30 cm), foi identificado possíveis estratificações convexas do tipo *hummocky* (estratificações cruzadas por ação de ondas de tempestade). Acima dos siltitos maciços, afloram camadas de siltitos e argilitos com laminação plano-paralela (Plr), localmente com níveis arenosos e carbonáticos (margas). Dentro destas camadas encontram-se preservadas diversas estruturas sin-deposicionais entre elas: estruturas de carga e fluidização, brechas e dobramentos convolutos. Acima destas camadas ocorrem lentes de dolomitos cinzentos, isoladas, contendo estruturas estromatolíticas colunares (Dol). Para o topo, retornam as fácies fluviais (arenitos grosseiros com estratificações cruzadas) em contato erosivo. As camadas de metadiamicititos da Formação Serra do Catuni encontram-se depositada sobre uma paleosuperfície erosiva que corta todas as camadas de rochas da base do Grupo Macaúbas (Figura 1).

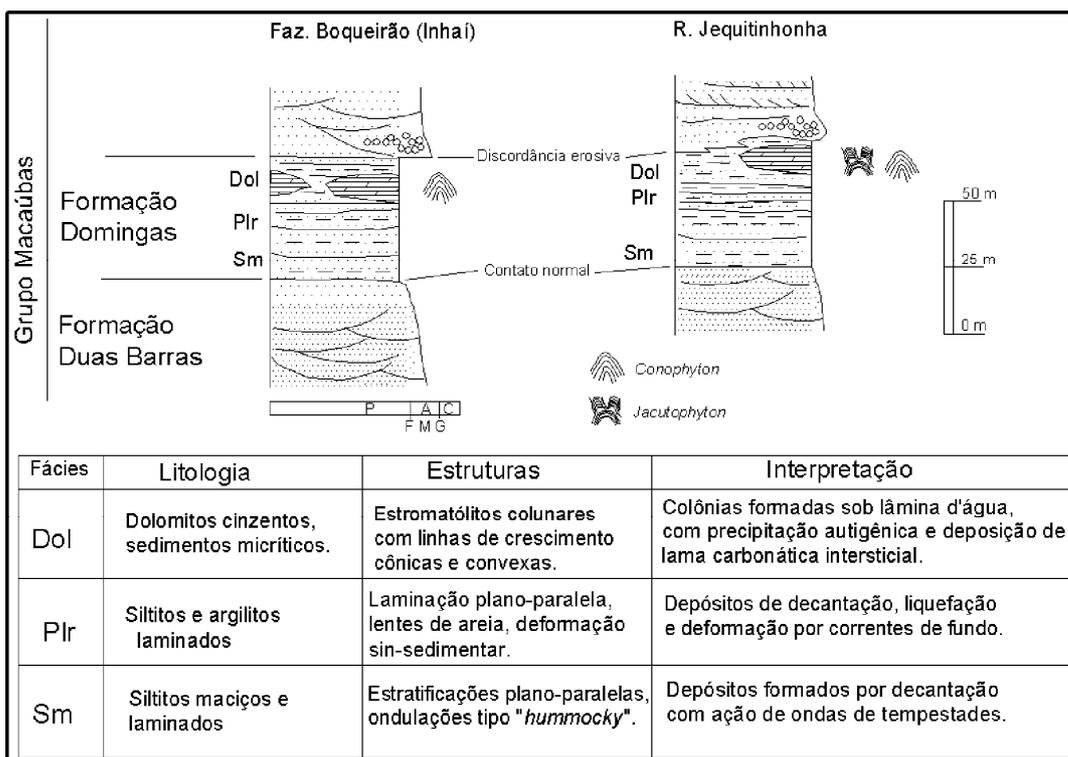


Figura 2: Estratigrafia da Formação Domingas a partir da interpretação das estruturas e litologias sedimentares. Colunas levantadas na região da Fazenda Boqueirão/Inhaí (lente B) e na calha do Rio Jequitinhonha (lente A).

5. Descrição paleontológica dos estromatólitos do Grupo Macaúbas

Os estromatólitos encontrados na Formação Domingas constituem um importante acervo de estruturas biogênicas, com predominância de estromatólitos colunares. Representam o primeiro registro de vida Neoproterozóica na Bacia Macaúbas.

Em ambos os afloramentos (lentes A e B), as macroestruturas dos morfotipos básicos estão distribuídas em colunas pontiagudas, lateralmente contínuas, de forma cônica, normalmente sem ramificações. Entretanto, na lente que aflora na calha do Rio Jequitinhonha (lente A, Figura 3A) ocorre estromatólitos lateralmente descontínuos e ramificados, caracterizados pelo desenvolvimento e crescimento de dicotomas geralmente paralelos em colunas sinuosas.

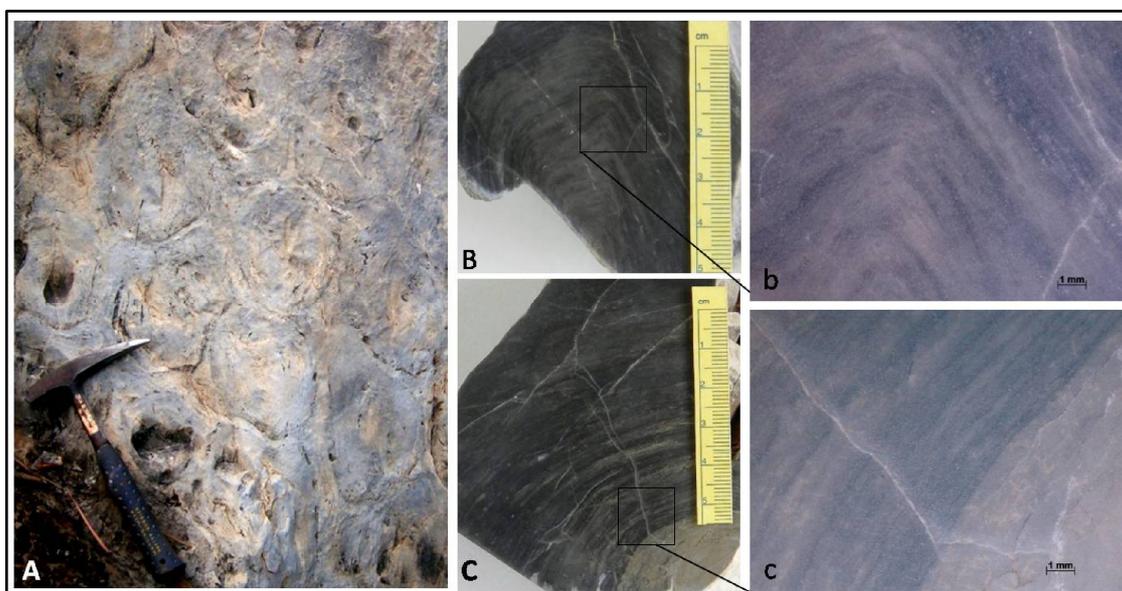


Figura 3: (A) Afloramento de dolomito estromatolítico encontrado na calha do Rio Jequitinhonha (Lente A). (B) linhas de crescimento lateral e (b) alto grau de herança laminar (seção basal, aumento 65x). (C) linhas de crescimento radial e (c) variação na espessura dos níveis de cinza no início de crescimento (seção basal, aumento 65x).

Na região da Fazenda Boqueirão ocorre duas lentes alinhadas (lente B) uma com 10 metros de espessura e 20 metros de extensão e a outra com 20 metros de espessura e 50 metros de extensão.

Nestas lentes os morfotipos pontiagudos, em relação ao contorno em planta, apresentam estruturas elipsoidais interligadas, com diâmetros variando

entre 20 e 12 centímetros. Na mesoestrutura predomina o perfil laminar pontiagudo, com zona axial e estrutura laminar marginal infletida. Mostram superposição parcial das linhas de crescimento, com médio a alto grau de herança laminar (Figura 3b), caracterizando-os como do tipo *Conophyton*.

Na lente encontrada na calha do Rio Jequitinhonha ocorre estromatólitos ramificados e não-ramificados juntos, no mesmo nível estratigráfico. Os estromatólitos colunares não-ramificados mostram macroestrutura e mesoestrutura idênticos àquelas encontradas na lente da Fazenda Boqueirão, ou seja, lateralmente contínuos e pontiagudos. Este morfotipo foi classificado por Schöll (1976) como *Conophyton metula* Kirichenko.

Os estromatólitos colunares ramificados, lateralmente descontínuos, formam ramificações dicotomas paralelas e, mais raramente, ramificações moderadamente divergentes (Figura 4A). Compõem colunas de poucos centímetros até 1,5 metros de altura, ligeiramente inclinadas, com espaçamento de 1 a 5 centímetros entre as colunas, preenchido por sedimento micrítico. Dentro dos sedimentos micríticos não são encontradas feições erosivas ou fragmentos detríticos entre as bioconstruções (Figura 4).

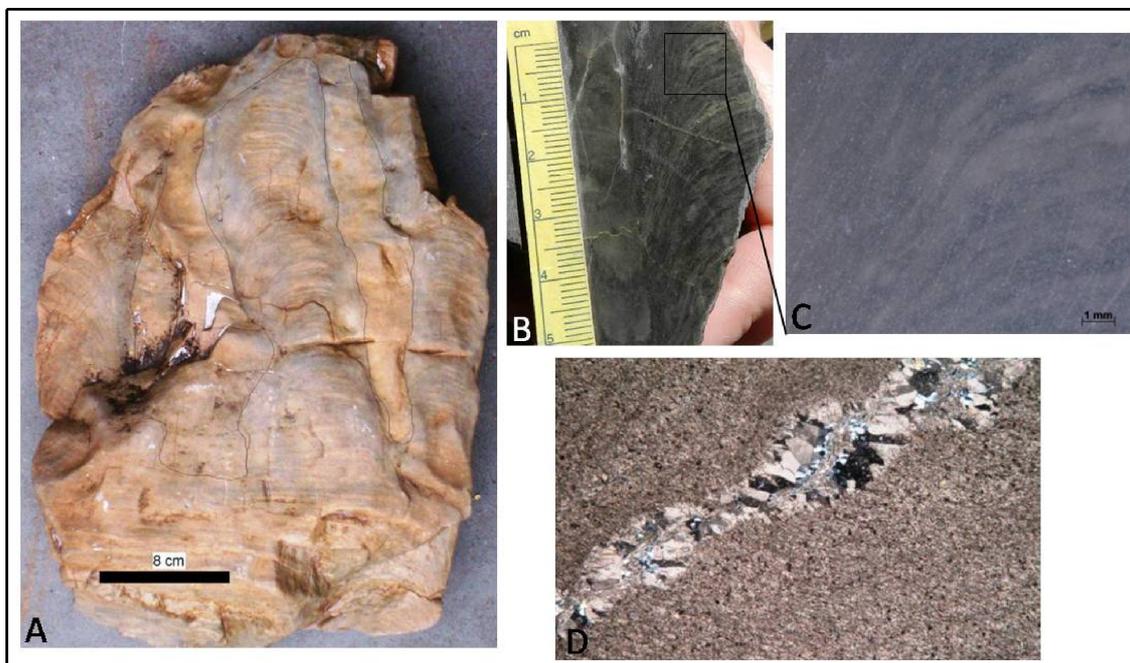


Figura 4: (A) amostra de estromatólito *Jacutophyton* encontrado na Lente A. (B) Linhas de crescimento vertical e (C) estrutura marginal infletida (Seção vertical, aumento 65x). (D) Matriz de sedimentos micríticos com recristalização de quartzo e sericita nos planos de clivagem.

Os morfotipos ramificados quando vistos em planta, apresentam uma diminuição no diâmetro elíptico da laminação, em direção ao topo das colunas. O maior diâmetro medido na base foi de 26 centímetros e o menor diâmetro, medido na base, foi de 15 centímetros (Figura 5). A média de medidas de espessura da laminação cinza claro foi de 0,5 centímetros e, na média da laminação cinza-escuro, foi de 0,3 centímetros.

Na mesoestrutura, estes morfotipos apresentam perfil laminar, moderadamente convexos a muito convexo, moderado grau de herança laminar e estrutura laminar marginal infletida, com superposição parcial (Figura 4B e c). As características estruturais encontradas nestes estromatólitos os identificam como do tipo *Jacutophyton*.



Figura 5: Detalhe dos estromatólitos colunares ramificados da Lente A, contendo colunas bifurcadas e forma muito convexa (*Jacutophyton*). Entre as colunas ocorre sedimento micrítico sem fragmentos esqueléticos.

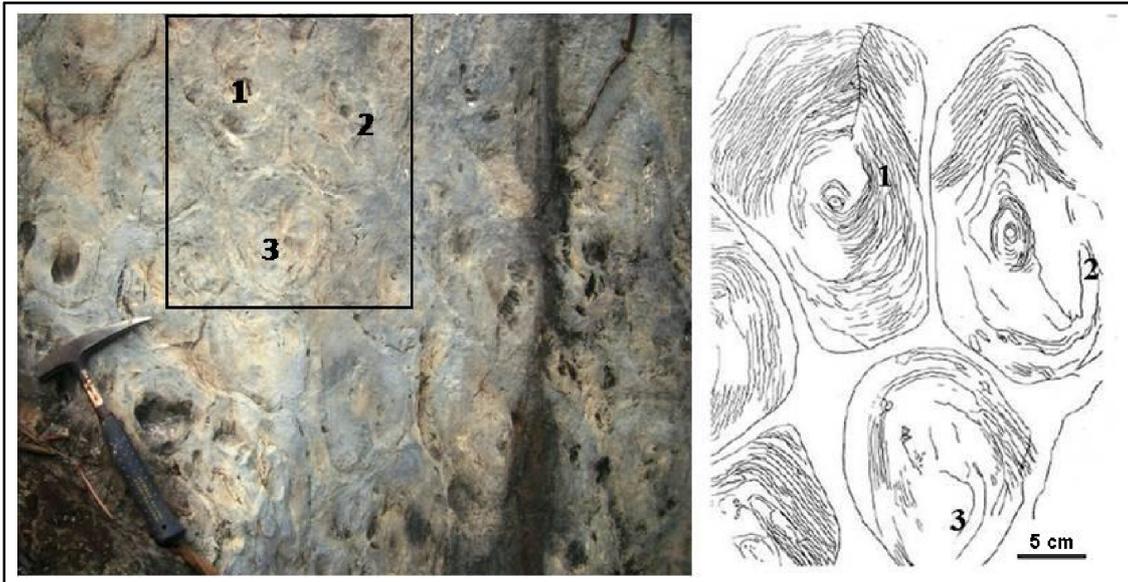


Figura 6: Detalhe da seção basal dos estromatólitos da Lente A, onde pode ser observada a forma elíptica e o espaçamento (de 1 a 3 centímetros) entre as colunas, preenchido por micrito.

Estromatólitos colunares, principalmente do tipo *Conophyton*, são comuns em ambientes marinhos plataformais ou planície de maré, por exemplo, em pontões e baías expostas na porção intermaré inferior (Srivastava, 2004). A altura das colunas indica a disputa pela zona fótica, formadas em ambiente de baixa energia, abaixo da ação de ondas e marés (Knoll, 1985).

Sallun Filho & Fairchild (2005) caracterizam diferentes morfotipos de estromatólitos através das características morfológicas e o grau de herança laminar das linhas de crescimento. Neste sentido, o alto grau de herança laminar apresentado pelos estromatólitos do tipo *Conophyton* do Grupo Macaúbas (Figura 3B e 3b) demonstram semelhanças com as formas atribuídas ao *Conophyton garganicum*, descritos da Faixa Ribeira (Pires e Tibães, 2010; Sallun Filho & Fairchild, 2005).

6. Interpretação paleoambiental

Os estromatólitos são estruturas biogênicas muito distintas e possuem grande distribuição em estratos do Pré-cambriano. Eles são especialmente abundantes no proterozóico e em conjunto com outros morfotipos, formam uma importante associação de estromatólitos colunares podendo ser encontrados

desde o Rifeano inferior (1650 – 1350 Ma) até o Rifeano superior (950 – 670 Ma.) (Srivastava, 2004).

Uma das principais características dos estromatólitos do Grupo Macaúbas é a coexistência de *Conophyton* e *Jacutophyton* na mesma camada de calcário dolomítico, formando uma associação específica.

Esta associação *Conophyton-Jacutophyton* tem como principal característica ambiental a falta de fornecimento sedimentar externo, ou seja, não há intercalações pelíticas entre eles, sendo que todo o espaço intercolunar é representado por micrita, preenchendo os espaços vazios (Bertrand-Sarfati e Moussine-Pouchkine, 1985).

A ausência de feições de dissecação ou brechas, junto com o constante fornecimento de lama carbonática, indica sua posição de submaré rasa, dentro de um sistema costeiro protegido de ondas, mas dominado pelo avanço de marés. Dentro das lentes dolomíticas ocorrem truncamentos subhorizontalizados nas colunas estromatolíticas, indicando sua exposição em vários episódios sem deposição de camada pelítica entre eles.

O evento responsável por estas feições implica num importante aumento temporário na energia do ambiente. No topo das lentes ocorre um evento mais significativo, associado a uma mudança no nível do oceano ou a uma variação climática, seguido de mudança no tipo de sedimento depositado, passando de carbonatos para pelitos e arenitos.

Tais situações ambientais podem ser encontradas dentro do ambiente costeiro dominado por marés com águas pouco profundas (submaré rasa). Os canais da intermaré inibem o crescimento das ligações laterais entre as estruturas, formando as lentes isoladas. A ação do ciclo de marés, onde o recuo da maré baixa corre a somatório de fluxos oscilatórios provocados pela maré e por fluxos unidirecionais provenientes do continente, provocam o isolamento dos pacotes estromatolíticos.

7. Conclusões

As lentes dolomíticas que ocorrem na Fazenda Boqueirão e a lente que ocorre na calha do Rio Jequitinhonha, apresentam o mesmo conteúdo de estruturas estromatolíticas e ocorrem encaixadas no topo das camadas de metapelitos laminados da Formação Domingas.

Os pacotes isolados de dolomitos estromatolíticos, lateralmente contíguos a camadas de metapelitos laminados indicam que, originalmente, estes sedimentos desenvolveram-se numa plataforma carbonática caracterizada por um complexo sistema de planície de maré. As lentes arenosas na base do pacote pelítico, foram formadas por influência de correntes de fundo na zona intermaré inferior, possivelmente por canais descendentes de maré, separando lagunas dentro da plataforma carbonática.

Na submaré rasa, fora da ação das correntes de maré e abaixo da lâmina d'água, instalaram-se colônias de estromatólitos colunares caracterizados pela associação dos morfotipos *Conophyton-Jacutophyton*.

Agradecimentos: Os autores agradecem a FAPEMIG e PRPG/UFVJM pelo apoio financeiro e logístico. Agradecem também aos Laboratórios: GEMA e LAEP – Núcleo de Geociências / CITec – UFVJM; CPMTC-IGC/UFMG, pelo auxílio nas análises petrográficas.

8. Referências bibliográficas

Bertrand-Sarfati J. e Moussine-Pouchkine A. 1985. Evolution and enviromental conditions of *Conophyton-Jacutophyton* association in Atar Dolomite (Upper Proterozoic, Mauritania). Ed. Precambrian Research, 29: 207-234.

Boggiani P.C. 1997. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Doctoral Thesis, Instituto de Geociências – USP, 181 p.

Cloud P. e Dardenne M. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. Geological Society of America Bulletin, 84: 1673-1676.

Cloud P., Semikhatov M.A. 1969. Proterozoic stromatolitic zonation. American Journal of Science, 267: 1017-1061.

COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais 1997 (Belo Horizonte). Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos e anexos), escala 1:100.000. Coord. e Edit. Gossi-Sad J.M., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. Belo Horizonte, 2693p.

CPRM-CODEMIG 2003. Mapa Geológico de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, CD-ROM.

Dardenne, M.A., Mello S.M.G., Moeri E. 1972. Conophyton: um fóssil index do Precambriano no Grupo Bambuí. Ciênc. Cult., 24 (2):199-203.

Dardenne M.A. e Campos Neto M.C. 1975. Estromatólitos colunares na Série Minas (MG). Revista Brasileira de Geociências, 5:99-105.

Dardenne M.A. 2005. Conophyton de Cabeludo, Grupo Vazante (MG). In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiróz E.T., Winge M., Berbert-Born M. (ed) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 03/08/2005 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio073/sitio073.htm>

Fraga L.M.S. 1999. O Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas no nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, região de Domingas–Inhaí, Diamantina, Minas Gerais. Diss. de Mestrado. IGC/UFMG, 140 p.

Fraga L.M.S., Neves S.C., Uhlein A. 2010. Ocorrências de estromatólitos em rochas calcárias do Grupo Macaúbas na região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, Couto de Magalhães de Minas, MG. In: Anais 45 Cong. Bras. Geol. Belém (PA) – Sessão STC7.

Fraga, L.M.S., Neves S.C., Uhlein A., Sial A.N., Souza F.P., 2011. Dados preliminares sobre a quimioestratigrafia de rochas carbonáticas do Grupo Macaúbas, região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (MG). In: Anais XIII Cong. Bras. Geoquímica, Gramado (RS). 1: 1223-1226.

Guimarães S.B., Reis Neto J.M., Siqueira R.B. 2002. Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiru (Proterozóico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande, leste do estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 51:77-88.

Karfunkel J. e Hoppe A. 1988. *Late Proterozoic glaciation in central – eastern Brazil: Synthesis and model*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 65:1–21.

Knoll A. H. 1985. The distribution and evolution of microbial life in the late Proterozoic Era. Annual Review of Microbiology, 39:319-417.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi-Sad J.H., Baars J.R., Guimarães M.L.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R. & Roque N.C. 1997. Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: registro de uma bacia neoproterozóica. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 9, Ouro Preto. Bol. 14: 29-31.

Nogueira G.M.S., Dardenne M.A. 1992. Caracterização dos dolomitos biohermais estromatolíticos da região de Lagamar, MG. Bol. Res. Exp., Cong. Brás. Geol., 37, SBG, São Paulo, 1: 70-71.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R.L.B.P. 1992. Discussão Sobre Novo Modelo Tectônico Para A Faixa Araçuaí. Revista Escola de Minas - REM, Ouro Preto, v. 45, n. 1/2: 38-49.

Pires G.L.P. e Tibães A.L. 2010. Estudo Paleontológico dos calcários estromatolíticos do Grupo Macaúbas na Serra do Espinhaço Meridional (MG). Trabalho de conclusão de curso – UFVJM, Diamantina. 52 p.

Silva I.E. 2010. Estromatólitos Neoproterozóicos registrados no Conjunto litológico Rio Branco (Formação Capiru, Grupo Açungui). DEGEO/Universidade Federal do Paraná, Dissertação de Mestrado, 99 p.

Sallun Filho W. e Fairchild T. R. 2004. Os estromatólitos do Grupo Itaiacoca ao sul de Itapeva, São Paulo. Revista Brasileira de Paleontologia, Porto Alegre, 7 (3):359-370.

Sallun Filho W e Fairchild T. R. e. 2005. Estudo comparativo entre estromatólitos do tipo conophyton das Faixas Ribeira e Brasília. Rev. do Instituto geologico. São Paulo, 26(1/2):1-18.

Schöll W.U. 1976. Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos no Grupo Macaúbas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, Anais, 2: 67-73.

Srivastava N. K. 1982. Algumas observações sobre os estromatólitos dos Grupos Una (Bahia) e Vaza Barris (Sergipe), nordeste do Brasil. Ciências da Terra, 3: 7-11.

Srivastava N. K., Rocha A.J.D. 1999a. Fazenda Cristal, BA – Estromatólitos Mesoproterozóicos. In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiróz E.T., Winge M., Berbert-Born M. (ed) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 29/12/1999 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio093/sitio093.htm>

Srivastava N. K., Rocha A.J.D. 1999b. Fazenda Arrecife, BA – Estromatólitos Neoproterozóicos. In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiróz E.T., Winge M., Berbert-Born M. (ed) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 03/11/1999 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio061/sitio061.htm>

Srivastava N.K. 2004. Estromatólitos. *In*: I. S. Carvalho (ed). Paleontologia. Interciência, Rio de Janeiro, p. 119-136.

Uhlein A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de doutoramento, USP, 295 p.

Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1995. Riftingamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton São Francisco. *Geonomos*, 3 (1):99-107.

Walter M.R., Grotzinger J.P., Schopf J.W. 1992. Proterozoic stromatolites. *In*: Schopf, J.W. e Klein, C. (Eds). *The Proterozoic Biosphere – A multidisciplinary study*, Cambridge University Press, p. 253-260.

Zaine M.F. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP, 218 p.

11. GEOQUÍMICA DE ROCHAS CARBONÁTICAS E METAPELÍTICAS NAS SEQUÊNCIAS BASAIS DO GRUPO MACAÚBAS

11.1. Introdução

Grande parte das rochas metassedimentares basais do Grupo Macaúbas, na região nordeste da Serra do Espinhaço, está inserida dentro das sequências deposicionais Duas Barras e Tijucuçu. As litofácies pelíticas e carbonáticas encontradas nestas rochas representam importantes indicadores estratigráficos, posicionados nos limites destas sequências. Entretanto, muitas vezes estas camadas apresentam-se descontínuas em campo (Figuras 58 e 59), sendo afetadas por uma profunda discordância erosiva e parcialmente recobertas por camadas de metadiamicritos da Sequência Glacial.

Na área pesquisada as rochas metapelíticas são representadas por metassiltitos maciços (Fácies Sm) e metassiltitos laminados (Fácies Plr) da Associação Faciológica 2 (AF 2) da Sequência Duas Barras e metassiltitos laminados (Fácies Sl) com metapelitos grafitosos e manganésíferos (Fácies Plg) da Associação Faciológica 4 (AF 4) da Sequência Tijucuçu.

As rochas carbonáticas são representadas por dolomitos estromatolíticos (Fácies Dol) da Sequência Duas Barras e metapelitos carbonáticos (Fácies Pcl) com calcilitos laminados (Fácies Clu) da Sequência Tijucuçu.

Desta forma, nos diversos pacotes de rochas metapelíticas e rochas carbonáticas do Grupo Macaúbas, foram realizadas diversas análises geoquímicas, utilizando as técnicas de ICP-MS e OES, difratometria de Raio-X e microsonda eletrônica, destacando as composições dos elementos maiores, elementos menores e terras raras (ETR) encontrados em cada segmento de camadas destas rochas. Pretende-se com isto melhor caracterizar as litofácies pelíticas e carbonáticas da base do Grupo Macaúbas.

Neste estudo pretende-se ainda avaliar a mineralogia envolvida na mineralização de manganês, encontrada em níveis no topo do pacote de metapelitos grafitosos (Fácies Plg) da Associação Faciológica 4 (AF 4), na região de Couto de Magalhães de Minas.

11.2. Localização das amostras

Para este estudo geoquímico foram coletadas 14 amostras dos diversos tipos de rochas metapelíticas e carbonáticas do Grupo Macaúbas, aflorando nos limites da área pesquisada (Figura 58). Para melhor análise da mineralogia dos metapelitos

manganesíferos (Fácies Plg) foram coletadas amostras de rochas em afloramentos localizados na periferia de Couto de Magalhães, no sul da área pesquisada (Figura 59).

Como forma de simplificar a denominação das amostras destinadas a análises de ICP MS/OES, todas elas foram indicadas com o prefixo PSL (em referência a Pelitos e Siltitos Laminados) seguidas do número de ordem de coleta no campo, incluindo as rochas carbonáticas. Nas amostras de metapelitos grafitosos, destinadas a caracterização mineralógica por Difractometria de Raio-X e Microsonda eletrônica, foram designadas com prefixo PM, seguido do número de ordem de coleta no campo.

Na periferia do município de Couto de Magalhães de Minas ocorrem duas faixas de afloramentos de rochas metapelíticas grafitosas enriquecidas em manganês (Fácies Plg) da Sequência Tijucuçu, separados por um pacote de metadiamicítos. No segmento sudoeste do município (Figura 58) aflora uma fina camada de metassiltito laminado rosado (Amostra PSL 1) seguido de metapelito grafitoso com níveis manganesíferos (Amostra PSL 2).

O segmento de afloramentos localizado a nordeste do município de Couto de Magalhães é formado por espesso pacote de rochas metapelíticas (Figura 59). Na base do pacote ocorrem camadas de metassiltitos laminados rosados (Amostra PSL 3) sobreposto por camadas de metapelitos grafitosos (Amostras PSL 4). No topo deste pacote de rochas afloram metapelitos grafitosos com níveis enriquecidos em manganês (Amostra PSL 5).

Na região de Senador Mourão (município de Diamantina) a Sequência Tijucuçu é representada por camadas de metapelitos rosados laminados (Amostra PSL 7), posicionados abaixo do pacote de metarritmitos com seixos (Fácies Pls) da Sequência Glacial (Figura 58). As rochas da Sequência Glacial na periferia do distrito são representadas por metarritmitos com seixos (Amostra PSL 6), onde foi analisado o material pelítico da matriz e metassiltitos laminados sem seixos (Amostra PSL 8) que ocorrem intercalados as camadas de metarritmitos com seixos.

No pacote de rochas da Associação Faciológica 2 (AF 2) que aflora ao longo da calha do Rio Jequitinhonha (Figura 58) foram coletadas amostras de metassiltitos maciços (Amostra PSL 9) e metapelitos rosados laminados (Amostra PSL 10) associadas a lente de dolomito estromatolítico (Amostra PSL 11). Ao sul da Vila do Tomé (Figura 55) aflora espesso pacote de metassiltitos maciços (Amostra PSLc13) pertencente a AF 2 (Fácies Sm) da Sequência Duas Barras.

Na região da Fazenda Tijucuçu aflora um espesso pacote de rochas metassedimentares carbonáticas agrupados na AF 4 da Sequência Tijucuçu. Na base deste pacote ocorrem camadas de metapelitos carbonáticos (Amostra PSL 12) sobreposto por camadas de calcários laminados (Amostra PSL 14).

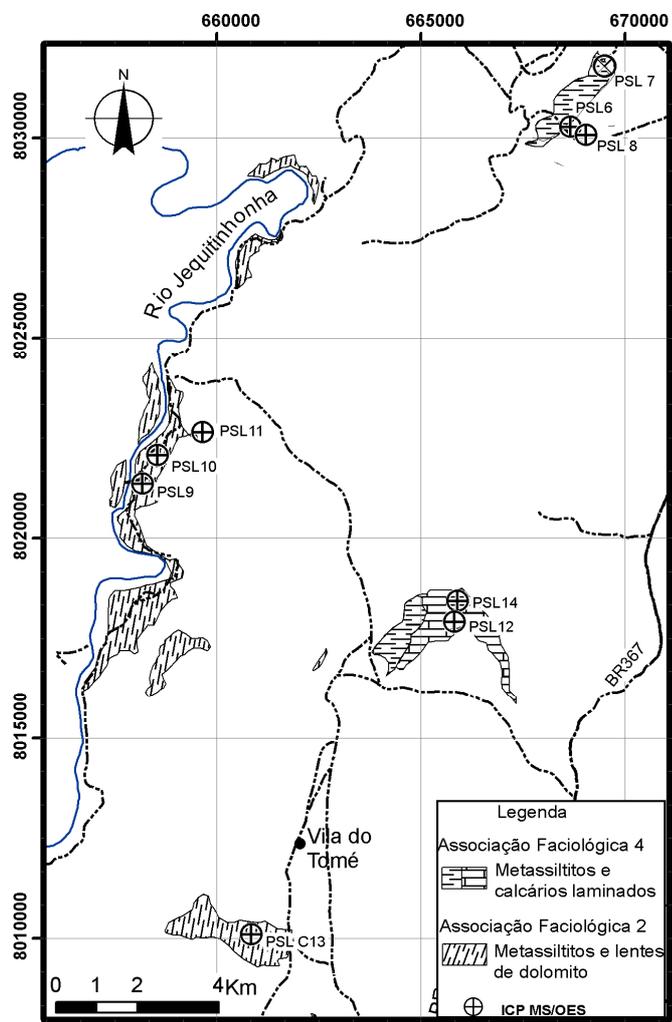


Figura 58- Mapa geológico simplificado da região leste da área pesquisada, destacando os pacotes de rochas de granulação fina do Grupo Macaúbas e o local de coleta das amostras de calcários e metapelitos para geoquímica.

As amostras PSL 2, PSL 3 e PSL 4 (metapelitos grafitosos e manganésíferos) da Sequência Tijucuçu, coletadas na periferia de Couto de Magalhães foram selecionadas para estudo mineralógico de detalhe (Figura 59). Estas amostras foram submetidas a análise de difratometria de Raio-X (correspondendo as análises PM 1A, 2A, 3A, 4A, 5A e 7A). A partir dos resultados obtidos na difratometria, foram confeccionadas seções polidas das amostras PM 3A e PM 5A e submetidas a análise detalhada em microsonda eletrônica.

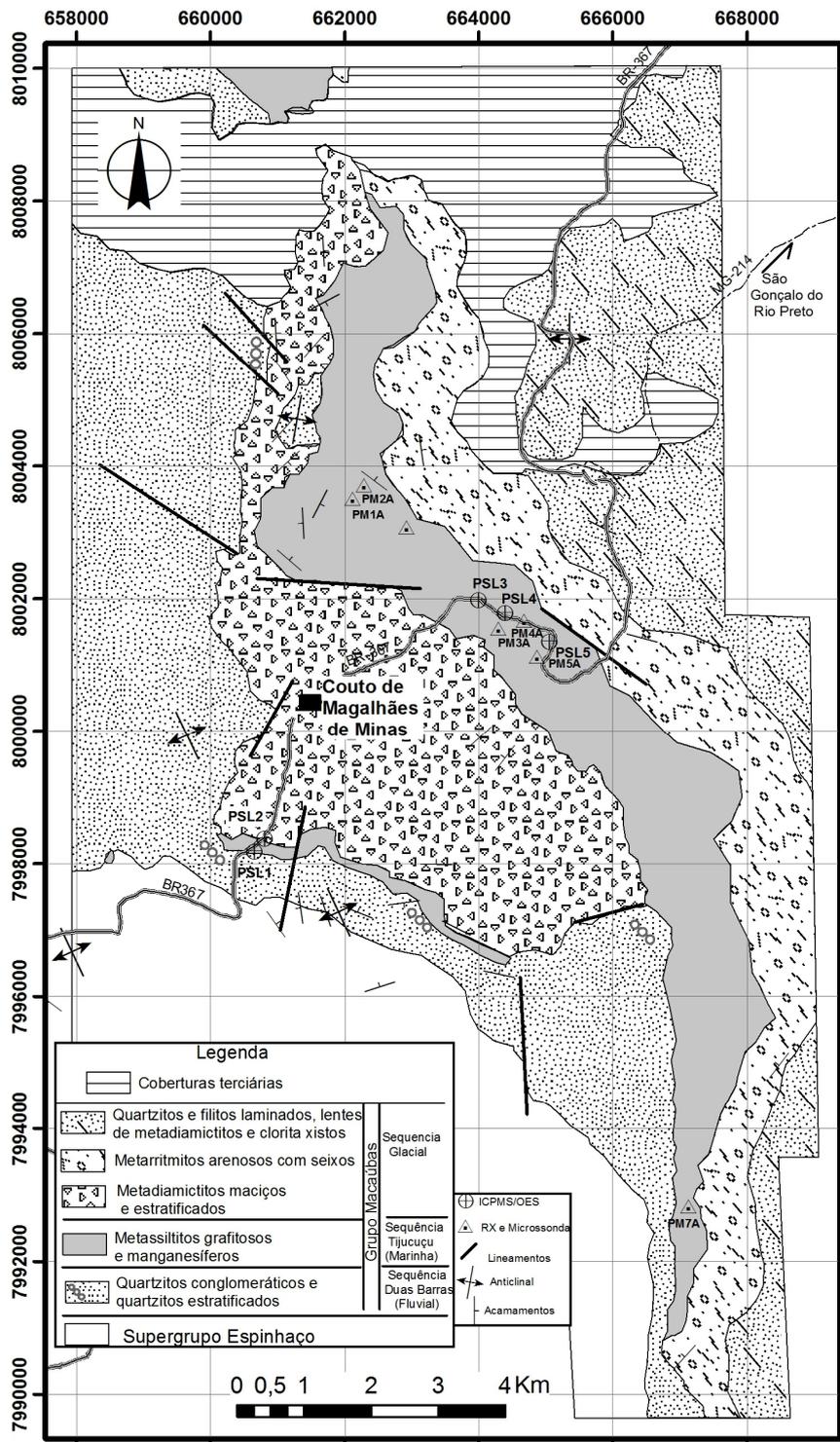


Figura 59- Mapa geológico simplificado da região de Couto de Magalhães de Minas, destacando os afloramentos de metapelitos grafitosos e manganésiferos na periferia de Couto de Magalhães, com os pontos de coleta de amostras para geoquímica.

11.3. Avaliação geoquímica das rochas metapelíticas

Dentro do grupo de rochas metapelíticas foram analisadas separadamente, os metapelitos grafitosos e manganésíferos que afloram em duas faixas na periferia de Couto de Magalhães (amostras PSL 1, 2, 3, 4 e 5; Figura 59) e os metassiltitos laminados que afloram no distrito de Senador Mourão (Amostra PSL 7) da Sequência Tijucuçu. Dentro deste grupo foram analisados também os metassiltitos maciços (Amostra PSL 9) e metassiltitos rosados laminados (Amostra 10) que afloram ao longo da calha do Rio Jequitinhonha da Sequência Duas Barras.

Nos metapelitos grafitosos e manganésíferos de Couto de Magalhães (amostras PSL 1, 2, 3, 4 e 5; Tabela 3) predominam os teores de SiO_2 e Al_2O_3 apresentando soma com aproximadamente 62 a 90% da rocha. O SiO_2 com teores entre 41,3% a 80,6% e o Al_2O_3 com 10,1% a 26,5 variando proporcionalmente com os teores de SiO_2 . Além destes elementos, estas rochas apresentam teores consideráveis de Fe_2O_3 entre 4,46% até 11,52%, valores de K_2O entre 2,49% até 7,0 % e TiO entre 0,5% e 1,3%.

No metassiltito laminado da região de Senador Mourão (Amostra PSL 7; Tabela 3) e nos metassiltitos encontrados na calha do Rio Jequitinhonha (amostras PSL 9 e 10; Tabela 2), também predominam os teores de SiO_2 e Al_2O_3 . O SiO_2 com teores entre 57,5% a 72,9% e o Al_2O_3 varia proporcionalmente de 11,9% a 18,7%. Além destes elementos estas rochas destacam teores consideráveis de Fe_2O_3 entre 2,9% até 13,1%, K_2O entre 3,7% a 4,2% e TiO entre 1,1% e 3,4%.

De maneira geral, as concentrações de elementos traços nas rochas metapelíticas geralmente mostram valores muito altos (de 1700 até 4000ppm), destacando as concentrações de Ba (de 369 até 1896ppm); Zr (202 a 1251ppm); V (70 a 483ppm); Sr (17 a 400ppm); Rb (68,2 a 221,4ppm) e Ce (24,2 a 269,5ppm).

Nestas rochas destacam-se ainda concentrações de Cr (12 a 37ppm); Zn (20 a 109ppm); Cu (13 a 72ppm); Ni (15 a 93ppm) e Co (3,1 a 119,6ppm).

Os valores dos elementos traços encontrados na rochas metapelíticas foram normalizados ao padrão NASC (*North American Shale Composite* – folhelho padrão, Taylor & Mc Lennan, 1985) e plotados em diagrama *spider* para rochas da crosta continental superior (Figura 60).

O grupo de rochas metapelíticas grafitosas e manganésíferas (amostras PSL 1, 2, 3, 4 e 5) exibe comportamento de distribuição de traços semelhantes, marcado por pronunciadas anomalias negativas em Sr e Tb e moderadas anomalias negativas em Rb, Th, Nb, P e Zr (Figura 60A).

Tabela 3- Resultados das análises de ICP nas amostras de metapelitos e rochas carbonáticas. Os valores dos elementos maiores são dados em porcentagem (%) e os valores de elementos traços são dados em ppm.

	PSL1	PSL2	PSL3	PSL4	PSL5	PSL6	PSL7	PSL8	PSL9	PSL10	PSL11	PSL12	PSLc13	PSL14
SiO2	61,15	48,55	41,3	58,28	80,62	86,61	72,93	83,37	68,17	57,56	2,76	4,80	74,53	59,63
TiO2	0,99	1,39	1,04	1	0,5	1,04	2,41	0,29	1,19	1,27	0,06	0,06	0,8	0,82
Al2O3	18,23	26,59	21,96	19,17	10,11	8,22	11,96	10,67	18,79	18,72	1,06	1,01	13,34	13,14
Fe2O3	8,85	7,48	11,52	9,31	4,46	2,45	5,51	2,9	2,97	13,18	0,72	0,49	5,77	5,68
K2O	3,96	7,09	3,51	3,88	2,49	2,36	3,72	2,35	4,51	4,33	0,31	0,35	3,50	2,96
CaO	0,04	0,04	0,08	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03	0,04	29,13	36,4	0,09	7,68
Na2O	0,11	0,03	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,08	0,09	0,08	0,1	1,61
Cr2O3	0,02	0,03	0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
MgO	0,58	1,49	0,76	0,79	0,61	0,51	0,83	0,43	1,26	1,24	19,42	12,43	0,53	2,48
MnO	0,03	<0,01	>10	3,50	0,04	0,11	0,15	0,01	0,01	0,29	0,1	0,04	0,07	0,09
P2O5	0,15	0,1	0,08	0,07	0,05	0,05	0,08	0,01	0,06	0,07	0,04	0,05	0,05	0,25
Ba	1088	1772	1896	1055	807	475	782	562	369	403	32	61	624	426
B	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	22	<10	<10	<10
Rb	124,3	221,4	146,3	150	68,2	66,4	128,9	68,3	179,5	141,3	10,9	11	105,7	138,1
Sr	72	70	400	125	38	27	43	12	26	17	68	173	52	246
Cs	1,53	4,76	7,8	5,23	0,85	0,83	1,31	0,82	8,4	3,79	0,24	0,43	1,73	6,49
Ga	23,6	36,2	31,9	27,7	13,2	9,3	18,5	11,4	24,2	26,1	1,6	1,3	17,7	19,7
Tl	0,5	1,2	0,9	1,1	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	1,2	1	<0,5	<0,5	<0,5	0,8
Ta	4,79	4,28	3,84	2,94	2,28	2,89	5,76	1,11	1,99	2,15	0,5	0,41	1,54	1,35
Nb	14,17	21,15	19,63	17,44	10,14	15,96	39,96	6,75	18,72	19,74	1,92	1,63	12,91	12,87
Hf	4,52	6,51	5,26	4,95	4,16	29,27	30,05	4,84	9,62	9,4	0,61	0,24	7,96	4,3
Ho	1,29	1,94	1,96	0,76	0,69	1,99	3,01	0,69	1,74	1,32	0,15	0,12	1,11	1
La	28,7	99,7	81,2	26,6	46,5	68,8	142,4	19,1	62,2	66,1	6	3,2	15,4	37,4
Lu	0,59	0,75	0,78	0,36	0,28	1,11	1,33	0,37	0,74	0,68	<0,05	<0,05	0,55	0,36
Mo	3	35	6	5	3	<2	2	<2	<2	<2	<2	15	<2	<2
Nd	26,2	85,5	91,8	23,1	23,7	56,1	123,9	5,7	56,1	70,3	4,8	2,7	13,4	33
Sm	5,4	14,9	17,4	4,8	4,3	10,2	23,6	1,3	10,5	11,7	0,8	0,5	3,2	6
Sn	5,3	12,5	5,7	5,3	3,2	3,6	10,2	2,3	4	4,4	0,5	0,5	3,2	3,8
Tb	0,81	1,48	1,64	0,63	0,41	1,41	2,39	0,37	1,28	0,96	0,09	0,06	0,74	0,74
Th	7,9	15,9	15,7	14,5	9,4	21,8	53,6	11,7	16,5	22,2	3,7	1,8	10,3	11,2
Tm	0,57	0,82	0,82	0,32	0,24	0,98	1,4	0,37	0,83	0,64	<0,05	<0,05	0,48	0,38
U	3,78	7,21	5,01	4,12	2,32	4,36	6,2	1,8	8,44	3,45	0,47	0,61	3,95	3,84
V	199	483	211	159	94	41	166	11	70	82	<5	44	125	162
Y	27	44	33	18	18	53	76	19	54	41	3	2	33	25
Yb	3,9	5,3	5,3	2,3	2	7	9,4	2,3	5,5	4,4	0,4	0,3	4	2,5
W	16	10,1	22,7	19,3	8,6	4,3	4,6	0,8	15,7	0,2	0,2	3,7	5,9	<0,1
Pr	7,42	22,59	24,8	6,53	7,26	15,59	33	2,06	15,14	19,26	1,51	0,96	3,57	8,71
Gd	4,82	11,05	12,14	4,41	3,29	9,15	18,62	2,09	9,24	7,74	0,84	0,59	3,89	5,78
Eu	0,87	2,11	2,59	0,57	0,61	1,65	3,18	0,09	1,97	1,62	0,19	0,06	0,59	1,12
Er	3,71	4,81	5,4	2,18	2,17	6,07	9,02	2,32	5,5	3,89	0,39	0,31	3,66	2,67
Dy	5,62	9,61	10,56	4,18	3,23	9,31	15,18	3,23	8,87	6,09	0,73	0,55	5,15	5,38
Ce	24,2	204,5	148,6	82,8	70,6	11707	269,5	24,7	79,8	109,8	11,1	7,4	35,6	70,1
Co	2,8	3,1	119,6	51,1	3,8	4,3	16,9	1,9	11,5	4,5	2,3	1,8	5,7	16,2
Ni	30	15	93	56	20	10	20	12	59	23	15	105	26	50
Cu	70	72	68	68	23	15	24	17	27	13	<1	6	13	26
Zn	64	28	109	78	23	18	29	8	56	49	24	6	20	74
Zr	202	278	219	211	189	1302	1251	176	396	411	20	17	372	191
Pb	3	32	44	12	7	5	23	4	9	80	<3	<3	6	7
Sc	<3	<3	<3	5	<3	<3	<3	<3	<3	<3	6	<3	<3	<3
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Li	<1	<1	5	4	<1	<1	1	<1	4	<1	3	<1	<1	29
Cr	37	28	13	30	13	5	12	6	13	18	3	2	12	25
Be	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
ETRtot	114	465	404	159	165	307	655	64	259	304	27	16	91	175

Os metassiltitos encontrados na região de Senador Mourão (Amostra PSL 7) apresentam comportamento de elementos traços semelhantes aos metassiltitos grafitosos encontrados na região de Couto de Magalhães com relação a anomalias negativas em Sr, Tb e Nb (Figura 60B). Os metassiltitos associados aos dolomitos estromatolíticos (amostras PSL 9 e 10), diferentemente dos demais metassiltitos, apresentam anomalia negativa em Ba e moderada anomalia em Zr, diferenciam-se também por uma anomalia positiva em Th.

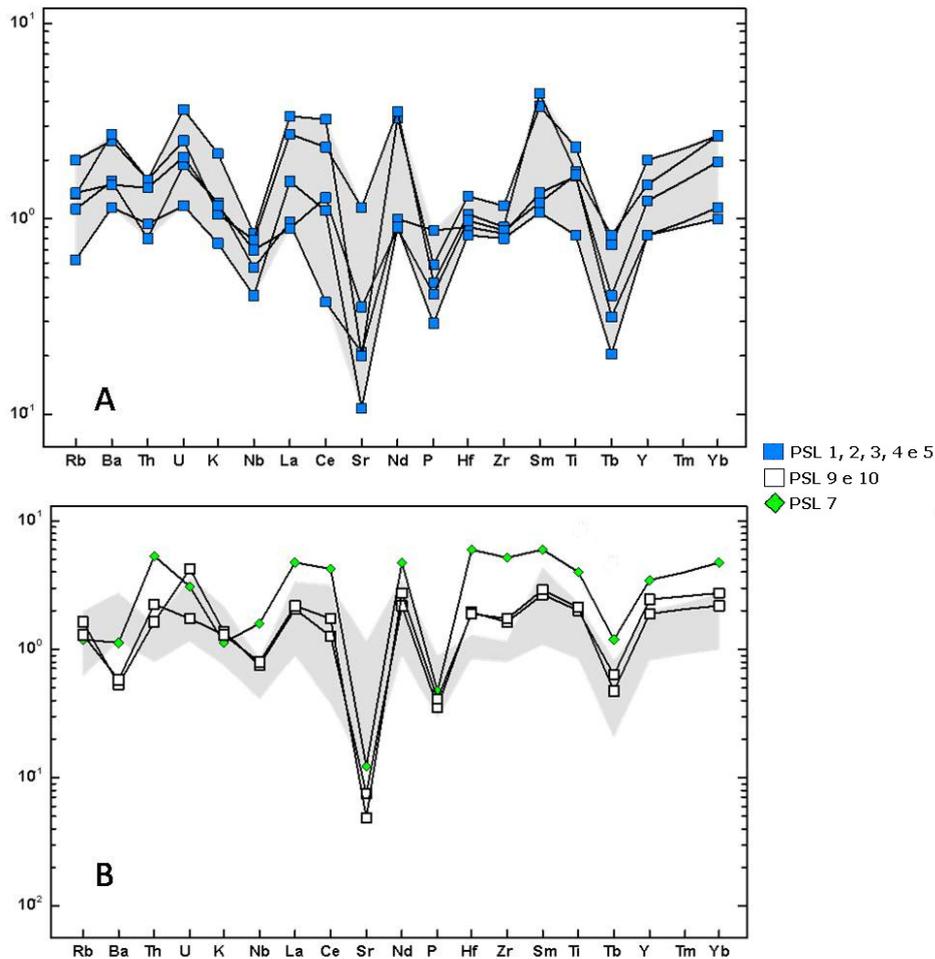


Figura 60- Gráfico de distribuição dos elementos traços das amostras PSL1, 2, 3, 4 e 5; (gráfico A) com relação a sua distribuição na Crosta continental superior (Taylor e McLennan, 1985) e, no gráfico B, comparação entre o padrão de A e as demais amostras de metassiltitos (Amostra PSL7 e amostras PSL8 e PSL9).

O padrão de distribuição dos ETR nas rochas metapelíticas grafitosas (amostras PSL 1, 2, 3, 4 e 5; Tabela 3), em geral, mostram perfil suave com valores pouco mais altos de ETR pesados do que de ETR leves (Figura 61A). As amostras apresentam uma evidente anomalia negativa em Eu e uma forte tendência de anomalia negativa de Ce. Ambas as anomalias denotam condições ambientais de sedimentação características de bacia marinha. As rochas metapelíticas de Senador Mourão (Amostra PSL 7)

apresentam comportamento de ETR semelhante ao encontrado nas rochas metapelíticas grafitosas de Couto de Magalhães (Figura 61B).

As rochas metapelíticas encontradas na calha do Rio Jequitinhonha (amostras PSL 9 e 10) apresentam comportamento de ETR pouco diferenciado das demais amostras rochas metapelíticas, mostrando uma anomalia negativa de Ce mais evidente (Figura 61B).

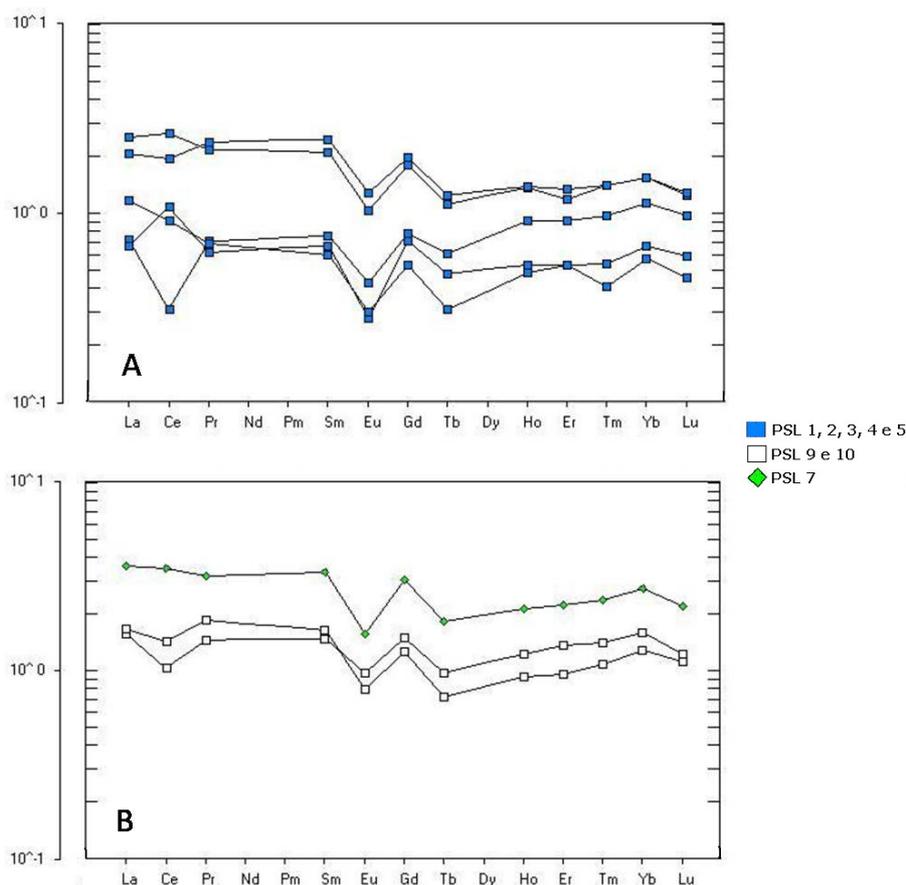


Figura 61- Gráfico comparativo de ETR nas rochas metapelíticas.

11.4. Avaliação Geoquímica das rochas carbonáticas

Dentro do grupo de rochas carbonáticas foram analisadas separadamente, os dolomitos estromatolíticos da Sequência Duas Barras (Amostra PSL 11), o calcário laminado (Amostra PSL 12) e o metapelito carbonático (Amostra PSL 14) da Sequência Tijucuçu.

Nos dolomitos e calcários laminados (amostras PSL 11 e PSL 12 respectivamente; Tabela 3) predominam os teores de CaO e MgO apresentando soma (CaO + MgO) com aproximadamente 50% do total da rocha. O CaO varia de 29,13% nos dolomitos e 36,4% nos calcários laminados da Sequência Tijucuçu. O MgO varia de

19,42% nos dolomitos e 12,43% nos calcários laminados. Outro elemento presente nestas rochas é o SiO_2 com teores variando de 2,76% nos dolomitos e 4,80% nos calcários laminados.

Nos metapelitos carbonáticos da Sequência Tijucuçu (Amostra PSL14; Tabela 3) foram encontrados teores de 7,68% de CaO e 2,48% de MgO . Além destes elementos, estas rochas apresentam teores consideráveis de SiO_2 (59,63%), Al_2O_3 (13,14%), Fe_2O_3 (5,68%) e K_2O (2,98%).

As concentrações de elementos traços nos dolomitos (Amostra PSL11) apresenta somatório com valores menores que 265ppm, destacando as concentrações de 38ppm Ba; 22ppm B; 68ppm Sr e 10,9ppm de Rb. Nas amostras de calcários laminados (Amostra PSL12) ocorrem somatório de 494ppm, destacando as concentrações de 61ppm Ba; 173ppm Sr; 11ppm Rb; 44ppm de V e 105ppm de Ni. Os metapelitos carbonáticos (Amostra PSL14) mostram somatório de concentração de traços com valores altos (> 1200ppm).

Os valores dos elementos traços encontrados nas rochas carbonáticas foram normalizados ao padrão NASC e plotados em diagrama *spider* (Figura 62). A partir da análise do diagrama pode-se interpretar que os calcários laminados (Amostra PSL 12) e os metapelitos carbonáticos (Amostra PSL 14) apresentam comportamento semelhante com relação a pronunciadas anomalias negativas em Ba, Nb e Tb e baixas em Zr e Ce.

Nos dolomitos estromatolíticos (Amostra PSL 11) podem ser encontradas anomalias negativas de Ba, Nb e Tb semelhantes aos calcários laminados, entretanto apresenta moderada anomalias em Nd e Zr.

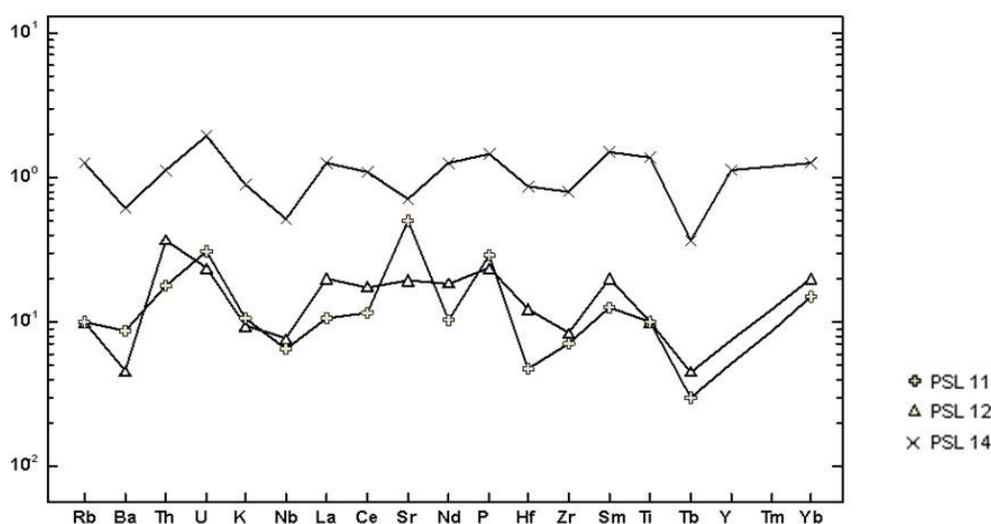


Figura 62- Gráfico de distribuição dos elementos traços nas rochas calcárias do Grupo Macaúbas.

Os elementos terras raras (ETRs) são importantes no estudo das rochas carbonáticas de origem marinha, pois devido ao seu baixo tempo de residência na água do mar e seu precoce e invariável coeficiente de partição, eles tornam-se bons traçadores químicos de massas de águas numa escala local e, em escala global, marcam a evolução secular da composição química da água do mar.

Entre estes elementos, o Eu pode refletir variações relativas à alteração hidrotermal sofridas pela rocha, enquanto que o Ce (nos dois estados de oxidação) varia com grau de oxidação da água do mar, já que o Ce (IV) é preferencialmente removido pelos fluidos óxidos por co-precipitação junto aos óxidos metálicos (Frimmel *et al.*, 2010). Desta forma, as anomalias negativas de Ce estão relacionadas diretamente às condições de oxi-redução da água do mar, em oceano abertos.

Os valores de ETR encontrados nas rochas carbonáticas do Grupo Macaúbas foram normalizados ao NASC (Figura 63).

O comportamento destes elementos nas rochas calcárias mostra semelhança no perfil, com padrão suavemente mais alto para ETR leves e relativamente constantes para ETR pesados. Os dolomitos (Amostra PSL 11) apresentam uma suave anomalia positiva em Ce e pronunciada anomalia em Eu. Os calcários laminados (Amostra PSL 12) e os metapelitos carbonáticos (Amostra PSL 14) apresentam uma suave anomalia negativa em Ce e uma moderada anomalia em Eu. As anomalias de Eu apresentam comportamento típico dentro de rochas sedimentares, assim como também é típico a tendência de anomalia negativa em Ce.

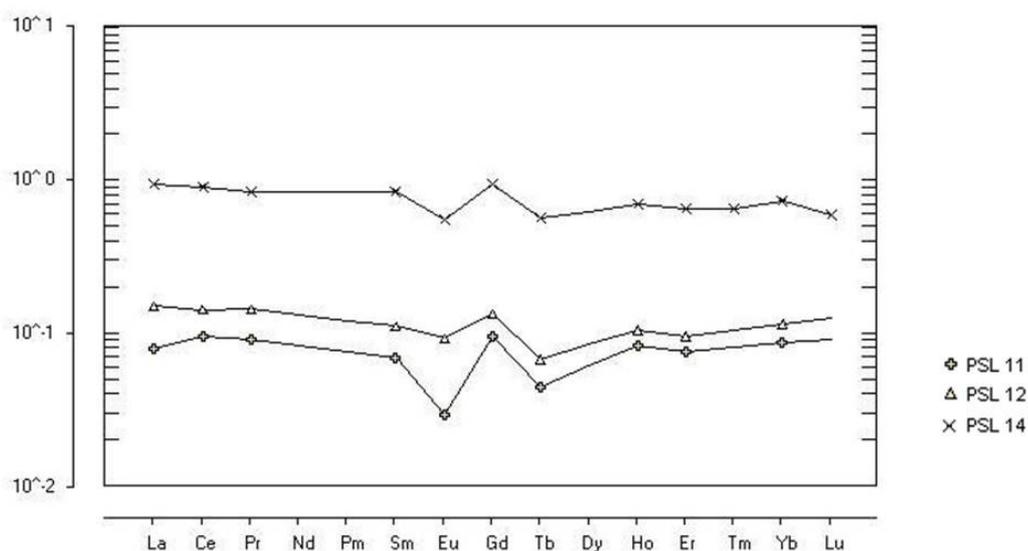


Figura 63- Gráfico de distribuição dos elementos ETR nas rochas calcárias.

11.5. Mineralogia dos metassiltitos grafitosos e manganíferos da Sequência Tijucuçu

Para definição da mineralogia essencial dos metapelitos grafitosos e manganíferos do Grupo Macaúbas (Sequência Tijucuçu), foram realizadas 6 análises por difratometria de Raio-X, em amostras distribuídas em diferentes pontos da camada. Para definição dos principais minerais envolvidos na mineralização de manganês, foram selecionadas as amostras que obtiveram maior quantidade de minério (amostras PM3A e PM5A; Tabelas 4 e 5). Através da análise de microsonda eletrônica, procurou-se identificar com precisão qual o principal mineral e as diferentes fases minerais envolvidas nesta mineralização.

Os resultados obtidos na difratometria demonstraram que nos metapelitos grafitosos predominam a presença de quartzo, muscovita, caolinita e goehtita, com proporções variáveis e localizadas de rutilo e grafita (Tabela 4). Diferentes proporções de óxidos e hidróxidos de Mn ocorrem em toda a camada mineralizada. Entretanto, pela técnica de difratometria, não foi possível detalhar as respectivas fases minerais envolvidas nesta mineralização de Mn.

Tabela 4- Resultado das análises de difratometria de Raio-X (em %) ao longo da camada de metapelitos, na região de Couto de Magalhães de Minas.

Amostras	Quartzo SiO ₂	Muscovita K Al ₂ Si ₃ Al O ₁₀ (OH) ₂	Caolinita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	MnO e Mn (OH)	Rutilo TiO ₂	Goehtita FeO	Grafita C	Hematita Fe ₂ O ₃
PM1A	29.82	26.31	-	12.86	14	-		17
PM2A	20.61	17.54	13.59	-	13.15	14.47		-
PM3A	50	-	15.38	20	-	-		-
PM4A	33.91	19.13	-	20.86	-	26.08		-
PM5A	19.70	-	17.51	27	-	14.59	12.3	-
PM7A	35.13	14.19	20.27	14.86	-	15.54		-

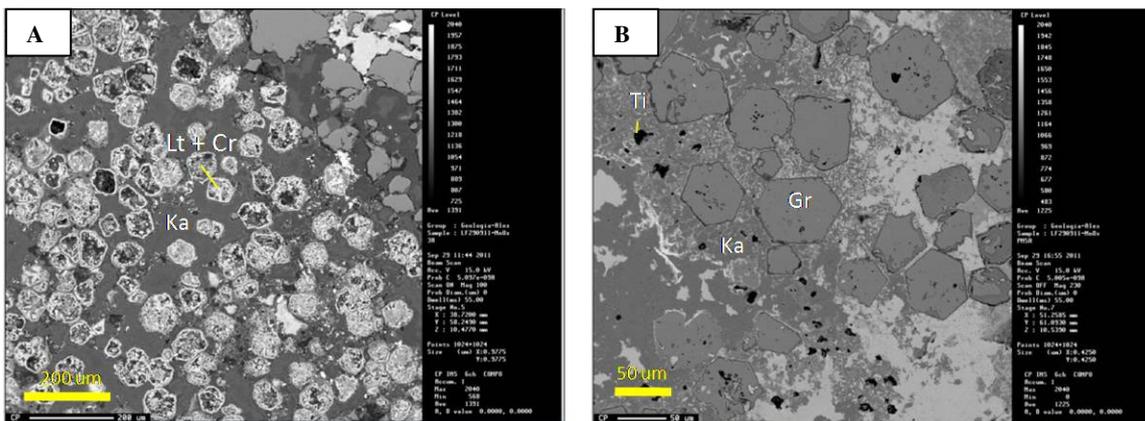
Nos resultados obtidos nas análises de microsonda eletrônica, realizadas na amostra PM3A (Tabela 5), foram identificados pseudomorfos de minerais com hábito romboédrico. Dentro destes minerais foram identificadas duas fases de substituição supergênica, variando entre uma mais potássica (fase criptomelano) seguida de outra mais aluminosa (Figura 65).

Estas composições estão relacionadas com a fase secundária de substituição supergênica existente entre o criptomelano (K (Mn⁴⁺, Mn²⁺)₈ O₁₆) e possivelmente a litioforita - (Al, Li Mn⁴⁺O₂(OH)₂), porém este último mineral é de difícil identificação precisa devido a limitação do equipamento na quantificação do lítio.

Somente nas análises de microsonda realizadas na amostra PM5A (Tabela 5) foi possível detectar a fase primária de cristalização do mineral hexagonal que estava sofrendo alteração supergênica. Os resultados analíticos quantitativos (Tabela 5 e Figura 65) indicam a ocorrência primária de um silicato do grupo das granadas, variedade espessartita (Figura 64). Sua composição é caracterizada por conter baixas quantidades de K₂O e altas quantidades de CaO e cujas condições metamórficas de formação são caracterizadas por baixas pressões (3 a 4 kb) e baixas temperaturas (até 400°C).

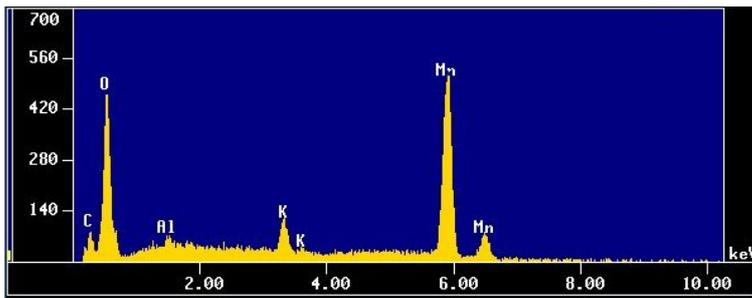
Tabela 5- Resultados das análises de microsonda eletrônica.

Amostras	ordem	Al ₂ O ₃	K ₂ O	MnO	FeO	SiO ₂	CaO	Total
PM3A-1	1	23,18	0,23	49,96	0,16	0,00	0,00	73,54
PM3A-2	2	22,63	0,22	48,50	0,26	0,00	0,00	71,62
PM3A-3	3	21,89	0,23	47,16	0,21	0,00	0,00	69,48
PM3A-4	4	23,54	0,08	47,82	0,20	0,00	0,00	71,65
PM3A-5	5	0,83	3,76	72,93	0,24	0,00	0,00	77,77
PM3A-6	6	1,59	4,31	73,33	0,17	0,00	0,00	79,40
PM3A-7	7	1,65	4,05	74,54	0,16	0,00	0,00	80,40
PM3A-8	8	0,68	3,78	76,53	0,00	0,00	0,00	80,99
PM3A-9	9	22,46	0,23	51,39	0,40	0,00	0,00	74,48
PM3A-6	10	1,69	4,16	74,53	0,22	0,00	0,00	80,59
PM5A-1	11	4,61	3,68	67,70	2,82	0,00	0,00	78,81
PM5A-2	12	5,30	0,67	53,33	11,65	0,00	0,00	70,95
PM5A-3	13	10,03	0,07	25,20	24,39	0,00	0,00	59,69
PM5A-4	14	10,31	0,06	24,87	21,79	0,00	0,00	57,02
PM5A-5	15	20,87	0,01	28,86	9,77	36,28	2,44	98,23
PM5A-6	16	20,71	0,03	28,40	10,12	35,72	2,40	97,38
PM5A-7	17	3,77	0,02	33,02	8,39	6,07	4,30	55,56
PM5A-8	18	20,70	0,00	28,31	9,28	36,16	2,34	96,78
PM5A-9	19	20,57	0,00	29,45	9,99	36,09	2,40	98,49
PM5A-10	20	19,40	0,04	28,42	7,74	33,74	2,41	91,74

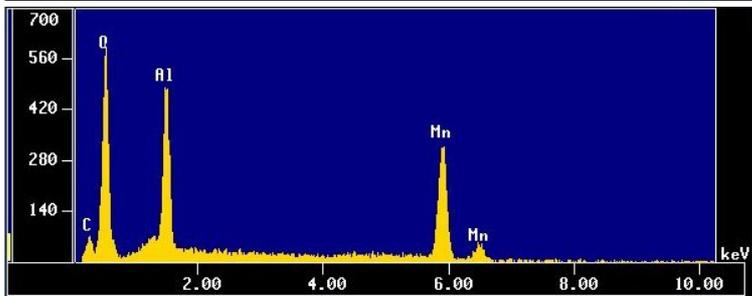


Gr – Granda (Espessartita) Lt – Lioforita Cr – Criptomelano Ka – Caolinita Ti – Titanita

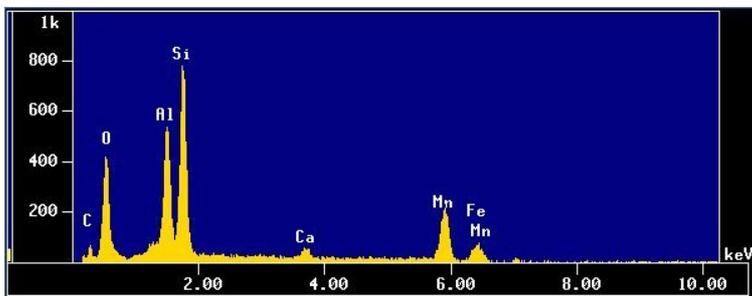
Figura 64- Imagens de retroespalhamento identificando cristais hexagonais de granada espessartita (A) e em (B) pseudomorfos de granada sendo alterados em duas fases de dissolução.



Fase 3: Criptomelano



Fase 2: Lioforita(?) PM3A -3



Fase 1: Granada

Figura 65- Resultados analíticos quantitativos demonstrando as fases de mineralização de manganês encontradas nos metassiltitos manganésíferos (análises de Microsonda eletrônica).

12. ESTRATIGRAFIA DE ISÓTOPOS DE C, O E Sr NAS ROCHAS CARBONÁTICAS DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

C-, Sr-isotope stratigraphy of carbonate rocks from the Southern Espinhaço Ridge, Minas Gerais, southeastern Brazil

LUCIO MAURO S. FRAGA^{1,*}, SORAYA C. NEVES², ALEXANDRE UHLEIN¹,
ALCIDES N. SIAL³, MARCIO M. PIMENTEL⁴, ADOLF H. HORN¹

¹Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 31270-901, Belo Horizonte, MG, Brasil

²Núcleo de Geociências, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, 39100-000, Diamantina, MG, Brasil

³NEG-LABISE, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 50732-970, Recife, PE, Brasil

⁴Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil

Manuscrito aceito para publicação em Julho/2013 na Revista Anais da Academia Brasileira de Ciências com o título:

ABSTRACT

Neoproterozoic carbonate rocks comprise different stratigraphic units in the southern part of the Espinhaço Ridge, Minas Gerais, Brazil. C, O- and Sr-isotope analyses were carried out along four selected stratigraphic sections across these formations. These are: (i) the Rio Pardo Grande Formation in the upper portion of the Espinhaço Supergroup, sampled in sections 3; (ii) Macaúbas Group laminated limestones (Tijucuçu Farm) and dolostone layers (Domingas Formation) have been respectively sampled along the so-called sections 1 and 2, and (iii) the lower stratigraphic units of the Bambuí Group, sampled in section 4. Laminated limestone samples from the Macaúbas Group have $\delta^{13}\text{C}$ values as high as 10.9‰ decreasing up section to -1.1‰ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values vary from 0.7072 to 0.7076, a range commonly observed in Cryogenian rocks. In section 2, dolomitic samples exhibit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from 0.7076 to 0.7077 while in section 3, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from 0.7074 to 0.7079. In section 4, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values are around 0.7080. The values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observed in carbonate samples from the Macaúbas Group are similar to those observed in the Sr-isotope secular curve for the Neoproterozoic. Carbonate samples

from the base of the Bambuí Group correlate with Ediacaran fingerprints, after the Marinoan (ca. 635 Ma) glaciation.

Keywords: Sr isotopes; C isotopes; carbonates; Macaúbas Group; Bambuí Group, Marinoan glaciation

1. INTRODUCTION

The main scope of this study is to investigate the C-, O- and Sr-isotope stratigraphy of carbonate rocks of the Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup and the Neoproterozoic Macaúbas and Bambuí groups, exposed in the southeastern portion of the São Francisco Craton and Araçuaí Belt, southeastern Brazil.

This investigation aims at understanding the nature of the depositional environments and climatic conditions that predominated during the deposition of the above-mentioned units, as well as to examine how C and Sr-isotope data fit the global Meso- to Neoproterozoic secular isotope curves (Veizer et al., 1983; Kaufman et al., 1993; Hoffman et al., 1998; Halverson et al., 2007; Halverson et al., 2010).

The Espinhaço Ridge in southeastern Brazil (Minas Gerais) comprises Archean Basement and Rio Paraúna Supergroup, the Paleo-Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup (divided into the Diamantina and Conselheiro Mata Groups), the Neoproterozoic Macaúbas and Bambuí Groups (Fig. 1). The Macaúbas Group crops out at the western margin of the Araçuaí Belt and overlies stratigraphically metasediments of the Espinhaço Supergroup. The contact between these two units has been described either as an angular unconformity or as an erosive disconformity (Pflug, 1965; Schöll & Fogaça, 1979; Uhlein, 1991). The Bambuí Group crop out at the eastern margin of the São Francisco Craton and includes mixed carbonate and siliciclastic strata deposited on tectonically stable craton.

A package of carbonate rocks occurs at the central portion of the Espinhaço Ridge. They include gray dolostones of the Rio Pardo Grande Formation (top of the Conselheiro Mata Group) as well as limestones of the Neoproterozoic Bambuí Group exposed along the western side of this ridge. Dolostone lenses of the Domingas Formation and laminated limestones at the Tijucuçu Farm are equivalent to the basal sequence of Macaúbas Group in the northeastern portion of the Espinhaço Ridge.

Carbonatic and siliciclastic lithofacies from sections at the Tijucuçu Farm, dolostone with stromatolitic lenses exposed along the Jequitinhonha River and in the Boqueirão Farm (Inhaí and Senador Mourão-Diamantina), gray dolostone samples of the Rio Pardo Grande Formation and limestones of the Bambuí Group (Rodeador-Monjolos) are here described and the C, O and Sr isotopic results are discussed (Fig. 1; Area 1 and Area 2).

2. GEOLOGIC BACKGROUND

The Espinhaço Ridge is essentially composed of crystalline basement rocks (Congonhas Group and Gouveia granites), metavolcanic and schists (Rio Paraúna Supergroup) and metasedimentary rocks of the Espinhaço Supergroup (metaconglomerates, quartzites and phyllites), deposited in a rift basin during the Paleoproterozoic (Dussin & Dussin, 1995; Martins-Neto, 1998). The Neoproterozoic Macaúbas Group crops out at the northeastern margin of the Espinhaço Ridge and it is composed of metadiamicrite, quartzite and schist. The Neoproterozoic Bambuí Group crops out at the western part of the Espinhaço Ridge, with carbonates and pelitic sediments. Tectonic convergence during the Brasiliano Cycle (580-550 Ma) turned this region into a thrust-fold belt with structures verging westward. Rocks have undergone regional metamorphism up to greenschist facies (Schöll & Fogaça, 1979; Uhlein, 1991) low grade deformational zones have allowed preservation of much of the original sedimentary structures. Uhlein (1991) has reviewed the regional geology of the central portion of the Espinhaço Ridge, encompassing the southeastern limit of the São Francisco Craton and the external domain in the transition zone to the Araçuaí orogenic belt.

In the northeastern part of the Espinhaço Ridge (area 1, Fig. 1), carbonate layers comprise part of the basal sequence of the Macaúbas Group. The Duas Barras Formation (Noce et al., 1997; Fraga et al., 2011; Fraga, 2013) is formed by sedimentary rocks deposited in proximal fluvial system (conglomeratic sandstones grading down to fine-to medium-grained sandstones). This formation is overlapped by the Domingas Formation (massive siltstones and laminated mudstones with dolostone lenses) deposited in a coastal environment (Noce et al., 1997; Fraga et al., 2013). Glacial diamictites of the Serra do Catuni Formation overlie these units. A strong erosive unconformity separates the Duas Barras Formation and the Serra do Catuni Formation suggesting installation of a continental glacier. Diamictites of the Serra do Catuni

Formation overlies this unconformity, and represent glacio-continental to glacio-marine environments, while the pelitic-sandstone association of the Chapada Acauã Formation comprises a glacio-marine facies. Glacial erosion caused the destruction of a large portion of the carbonate rocks, locally juxtaposing diamictite packages and carbonate layers in one topographical level.

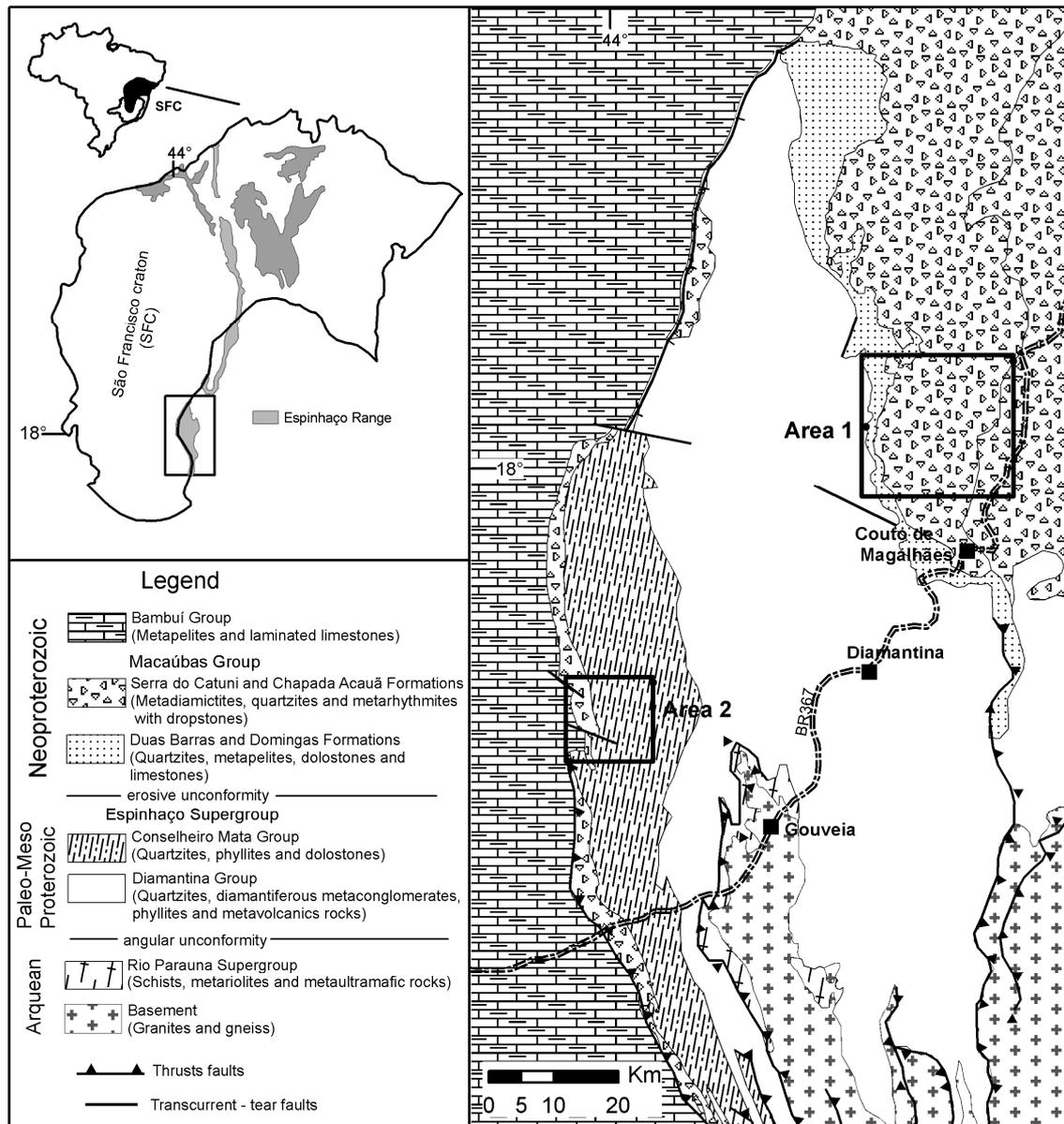


Figure 1. Location map and simplified geological map of the central region of the Espinhaço Ridge, highlighting the areas studied: Area 1 – Northeast region; Area 2 – western edge (modified from Geological Map of the state of Minas Gerais, 2003 and Almeida, 1977).

The Area 1 (Fig. 2) shows the Duas Barras, Domingas and Serra do Catuni Formations, in the Macaúbas Group. In this area, gray dolostone lenses occur laterally, associated with layers of massive siltstones and laminated pelites, on top of the Domingas Formation. This unit is found in a semi-continuous range along the Jequitinhonha River (section 2), and near the district of Inhaí (Boqueirão Farm; Fig. 2). Thick dolostone lenses occur in the river ledge and, at the Boqueirão Farm, they are observed as two smaller aligned lenses. In both localities, stromatolites without branches, classified as *Conophyton metula kirichenko* by Schöll (1976), have been found. In the Tijucuçu Farm (section 1; Fig. 2), one sedimentary association occur at the base, formed by alternating layers of calcarenites and laminated pelites, followed by a succession of calcarenites and laminated calcilutites layers.

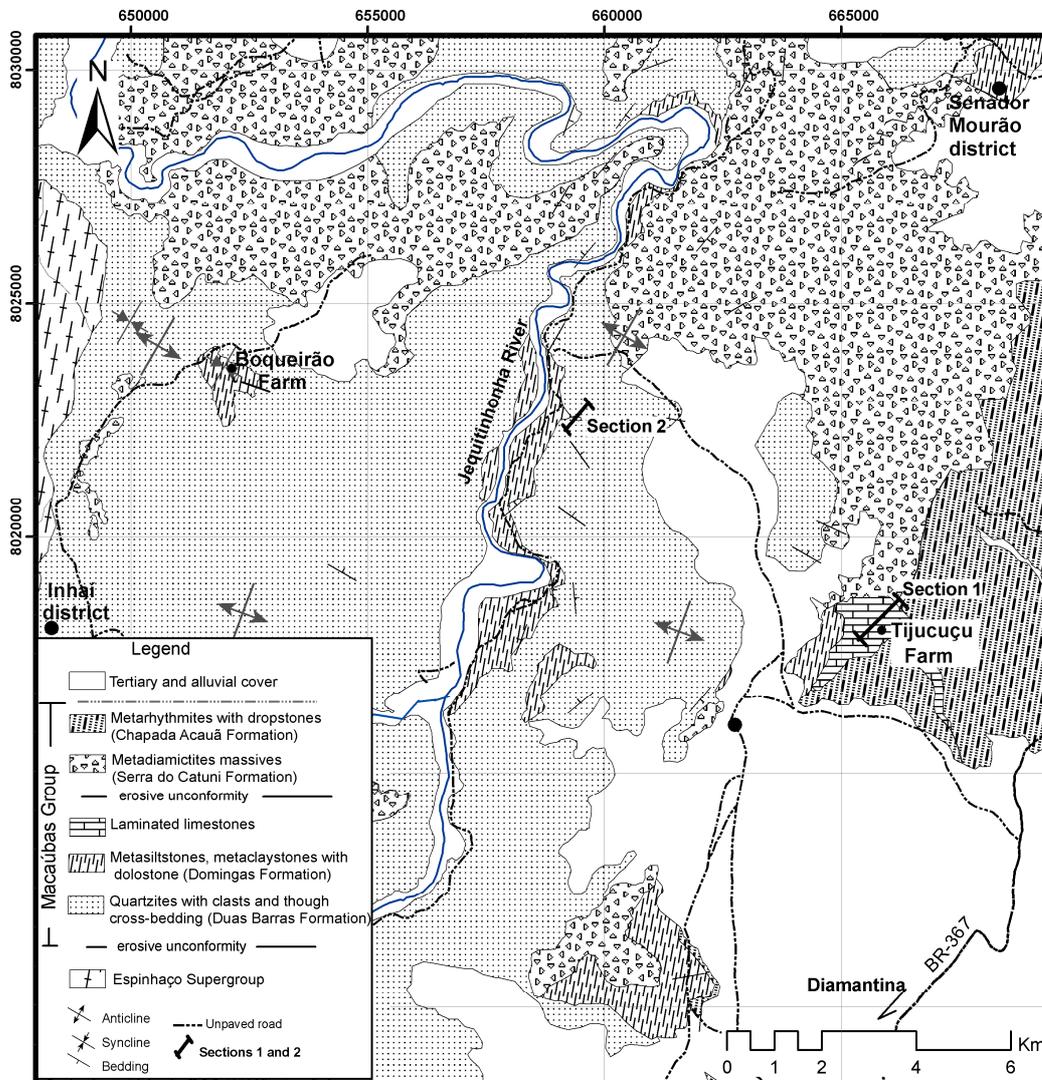


Figure 2. Geological sketch map of the northeastern part of the Espinhaço Ridge. The location of the investigated sections (sections 1 and 2) are indicated (modified from Fraga, 1999).

At the western margin of the Espinhaço Ridge, the area 2 (Fig.3) shows the Rio Pardo Grande Formation (Espinhaço Supergroup), the A Level (Macaúbas Group) and Bambui Group. Gray dolostones with stromatolites (section 3) of the Rio Pardo Grande Formation (Conselheiro Mata Group) are observed above the sandy units of the Córrego Pereira Formation, Espinhaço Supergroup (Pflug, 1965; Baptista et al. 1986; Dupont, 1995). The rocks of the Conselheiro Mata Group comprise a marine sequence with pelites and fine-grained sandstones representing deposition during thermal-flexural subsidence in a transgressive environment (Martins-Neto, 1998), following the deposition of the basal sequences (Diamantina Group; Espinhaço Supergroup) in the Espinhaço Rift system.

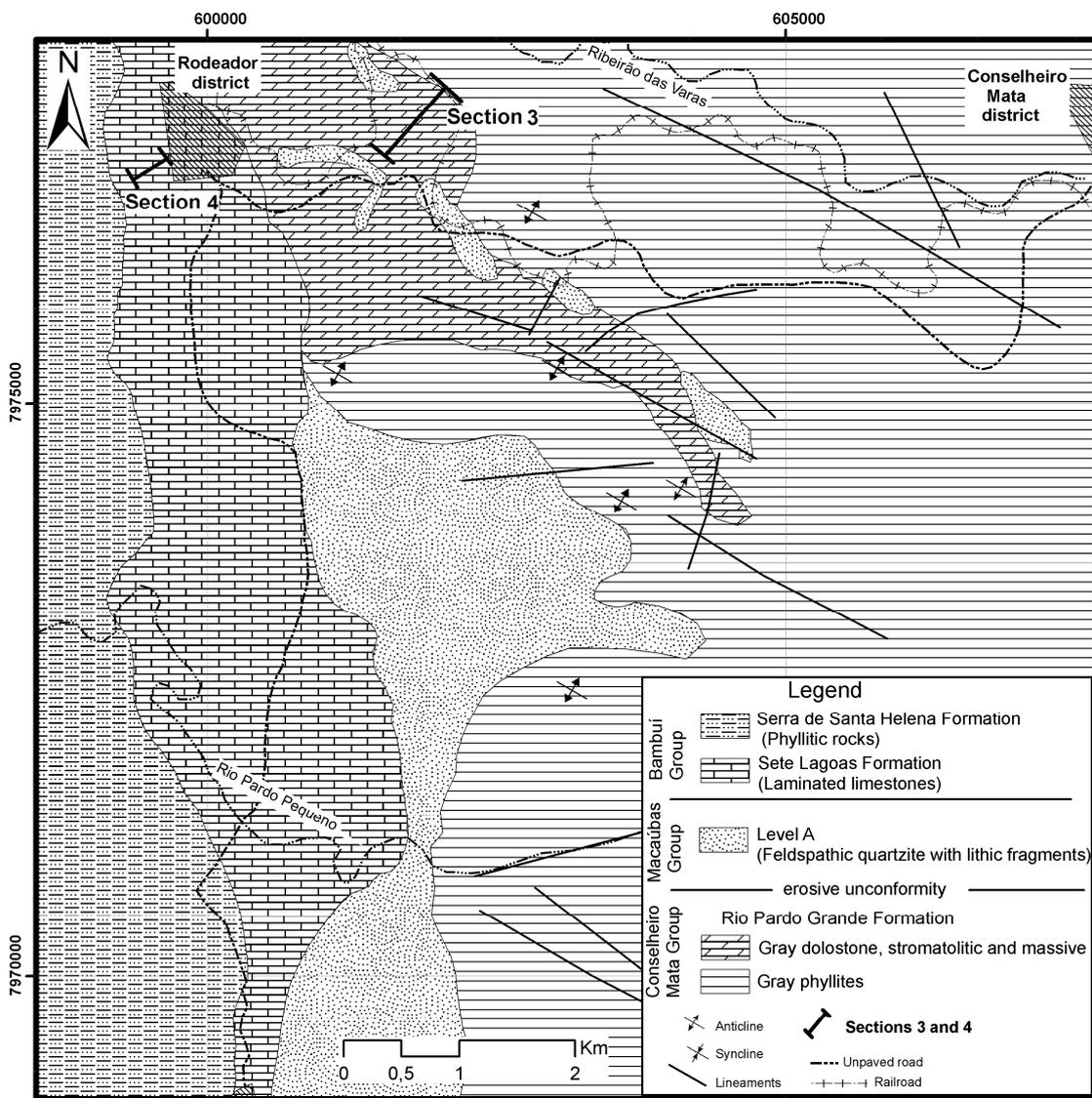


Figure 3. Simplified geological map of the Conselheiro Mata and Rodeador districts. Lines indicate location of the studied chemostratigraphic sections (modified from Baptista et al., 1986).

Fine- to medium-grained feldspar-rich sandstones, with angular dolostone fragments (Level A – Macaúbas Group) overlie a gray dolostone of the Rio Pardo Grande Formation, filling an erosive paleo-surface, in amalgamated parallel layers (Fig. 3). These rocks (Level A) occur at the base of diamictites of the Serra do Catuni Formation (Dossin & Dardenne, 1984; Dupont, 1996) a glacial sequence in the western margin of the Espinhaço Ridge (Fig. 1).

3. ANALYTICAL METHODS

Sixty-four limestone and dolostone samples were collected, at 1.5m to 2m interval, along the selected sections. These samples were powdered at the CPMTC of the Federal University of Minas Gerais, using an electric drill or shatter box and then analyzed for C and O isotopes at the Stable Isotope Laboratory (NEG-LABISE), Federal University of Pernambuco, using the methods described by Sial et al. (2000) and Pandit et al. (2002). Powdered samples were reacted with H_3PO_4 at 25 °C to release the CO_2 . An extended reaction period was preferred for the dolomite-rich samples instead of increasing the reaction temperature. The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values were measured on cryogenically cleaned CO_2 (Craig, 1957) using a triple collector SIRA II or Delta V advantage mass spectrometers. The C and O isotopic data are reported as ‰ deviation with reference to V-PDB and V-SMOW, respectively. Borborema skarn calcite (BSC), calibrated against international standards, was used as the reference gas and reproducibility of the measurements was better than $\pm 0.1\%$. The values obtained for the standard NBS-20 in a separate run against BSC yielded $\delta^{13}C_{V-PDB} = -1.05\%$, and $\delta^{18}O_{V-PDB} = -4.22\%$. These results are in close agreement with the values reported by the US National Bureau of Standards (-1.06% and -4.14% , respectively).

For Sr-isotope analysis, 100mg of powdered carbonate samples were separated from 19 fresh samples, from the same sections analyzed for C and O isotopes. Laboratory procedures are found in Sial et al. (2000), Alvarenga et al. (2007) and Vieira et al. (2007). These samples were analyzed at the laboratory of Isotope Geology of the Federal University of Rio Grande do Sul, Brazil.

Elemental concentrations (Sr, Mn) were determined by inductively coupled plasma optical emission spectroscopy (ICP-OES) in the Lakefield Geosol Laboratories

in the city of Belo Horizonte city. The Mn/Sr ratio is the most commonly used geochemical criteria for assessing the degree of alteration of Neoproterozoic carbonates.

4. ISOTOPE DATA EVALUATION

Section 1- Laminated calcarenites and calcilutites (Tijucuçu Farm)

The section at the Tijucuçu Farm (Figs. 4 and 5) comprises a 30m-thick rhythmic carbonate-pelitic succession at the base, followed by a thick layer of laminated calcarenite and calcilutite with intraclastic material resulting from reworking. In this section, 15 samples were collected at 1.5 m interval.

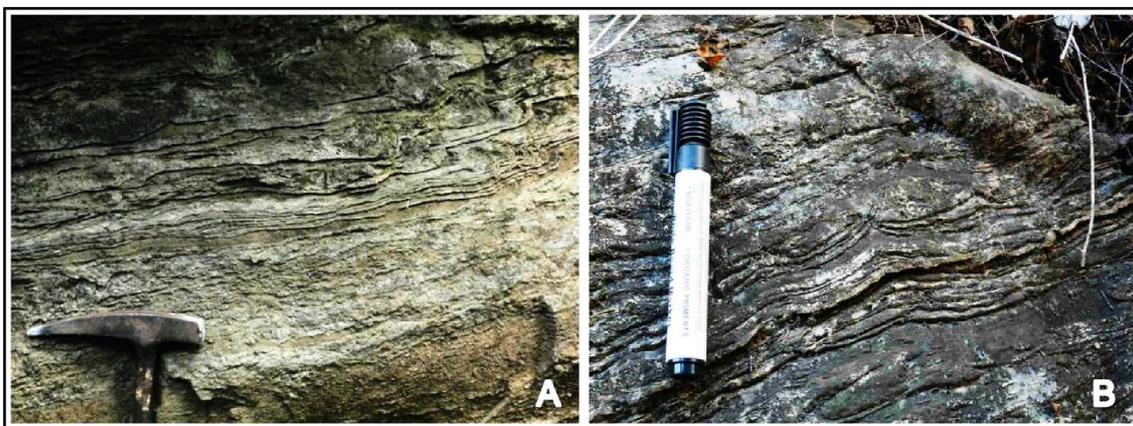


Figure 4. Exposures of calcilutite and calcarenite at the Tijucuçu Farm showing plane-parallel lamination (A) and tepee structures (B).

In this section, $\delta^{13}\text{C}$ values vary from 7‰ to 11‰ with sharp decrease to -1.0‰ in laminated calcilutites in the upper part of the section, which displays higher $\delta^{18}\text{O}$ values in relation to the base of the section. $\delta^{18}\text{O}$ values on the base of this section show a sympathetic fluctuation with $\delta^{13}\text{C}$ (from -13 to -12‰). This gradual change suggests a decrease in the sedimentation rate associated to warmer and dryer climatic conditions. The decrease in the contribution of continental sediments allowed for accumulation of carbonate sediments in the coastal region (Nagarajan et al., 2008).

The carbon isotope behavior suggests eustatic sea-level fluctuation, with minor transgressions followed by regressions, which generally precede a significant climate change (Hall and Veizer, 1995; Halverson et al., 2007; Halverson et al., 2010). These isotopic variations follow the lithological variations in the carbonate sequence (Fig. 5).

Weathering may have partially affected isotopic results for samples from calcarenite layers in the profile Tijucuçu (samples B and Q; Macaúbas Group), but the corresponding Mn/Sr ratios are within the limits for primary signals (Mn/Sr <2).

Therefore, it is assumed here that the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios reported are probably near-primary values.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in the Tijucuçu section range from 0.7072 to 0.7076 (respectively samples C and S; Fig. 5), similar to those observed in the post-Sturtian rocks (Veizer et al., 1983; Hoffman et al., 1998; Halverson et al., 2007; Halverson et al., 2010). These Sr-isotope values suggest that carbonate and metapelitic rocks of the Tijucuçu section are Cryogenian in age.

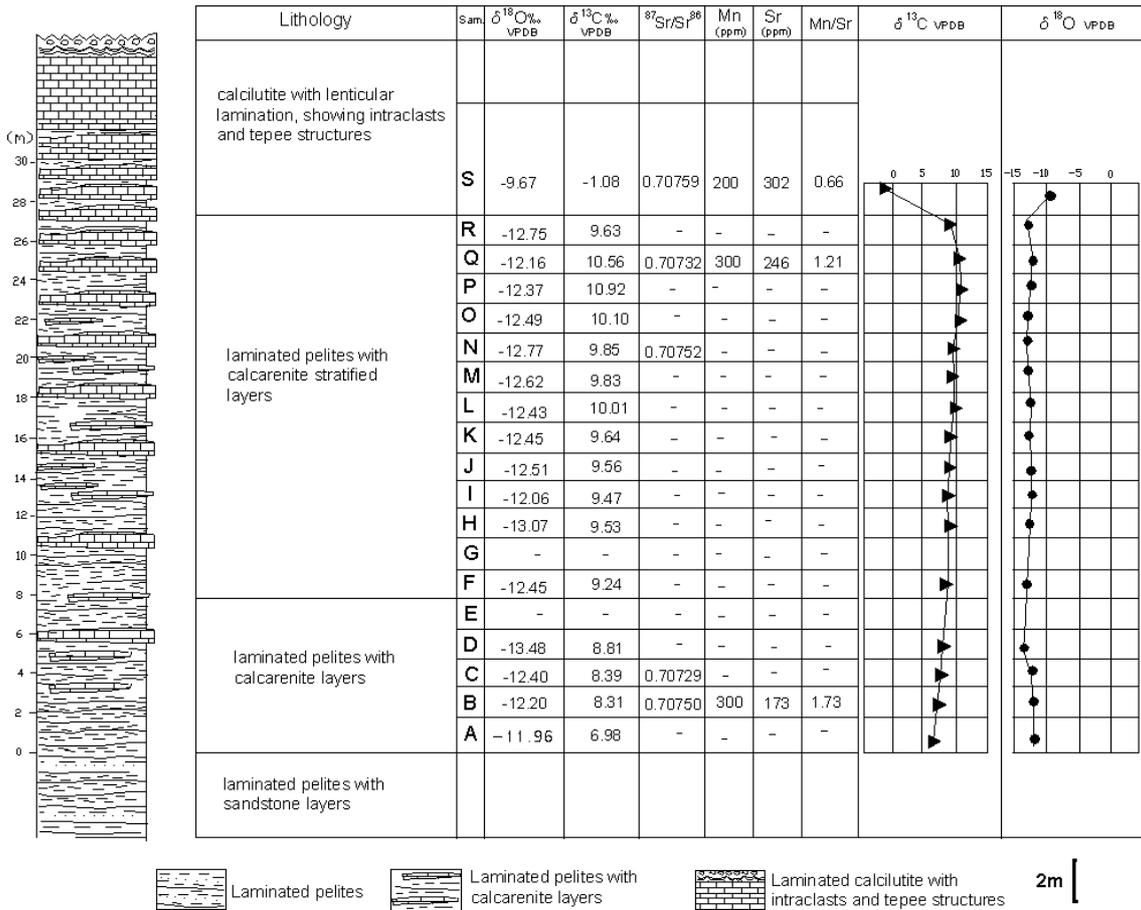


Figure 5. Lithological variations, elemental and isotopic data of Section 1- Tijucuçu Farm (see Fig. 2 for location).

Highly positive $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ excursions as well as several negative anomalies are observed in the Neoproterozoic, caused by glacial events as signatures of extreme points of the exogenous carbon cycle fluctuation (Frimmel, 2010; Halverson et al., 2010). According to Halverson et al. (2010), trends of positive values towards negative ones are the first evidence for glaciation in the Neoproterozoic. Therefore, positive $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ excursions in the Neoproterozoic may be explained by three processes recorded during

interglacial periods: (1) high rates of C_{org} burial, (2) increased flow of carbon in surface environments, (3) increase of the isotopic fractionation coefficient between C_{carb} and C_{org} .

Thus the variation of positive $\delta^{13}C$ values from the base to negative values at the top of the section indicates a trend of climatic change in coastal depositional environment, possibly indicating the installation of a glacial period.

Section 2–Lens of dolostone with stromatolites (Domingas Formation)

Section 2 was performed over a dolostone lens with stromatolites exposed along the Jequitinhonha River, at the top of Domingas Formation. This association consists of massive white-gray metasiltstone, followed by laminate metaclaystone containing isolated dolostone lenses at the top with columnar stromatolitic structures. The stromatolites were classified by macro and mesostructures. This way, two distinct species of stromatolite were recognized where conical shapes, without branches, show high degree of laminar heritage, and thus were classified as *Conophytons*. The branched shapes, usually with parallel dicotomas and convex growth were classified as *Jacuthophytons* (Fraga et al., 2013).



Figure 6. Outcrop of columnar estromatolitic structures containing gray dolostone (A) at the Boqueirão Farm. Stromatolites have elliptical shape in basal section, branched or unbranched, with micrite deposition in the free space (B).

In this section, ten samples were collected in two-meter intervals. In lenses from the Boqueirão Farm (Fig. 2) only two Sr isotopic analyses were carried out.

The geometry of the lenses and their stratigraphic position suggest that these rocks had been chemically precipitated in coastal lagoons (Fraga et al., 2013). There is a clear difference between the $\delta^{13}\text{C}$ isotopic behaviors of these rocks when compared to data from the Tijucuçu Farm (Fig. 6). The dolostone lenses do not show gradual variations in $\delta^{13}\text{C}$ values, with minimum values around 0‰ and maximum values in the 0.6 - 0.8‰ interval. The behavior of $\delta^{18}\text{O}$ in dolostones of the Macaúbas Group suggests warmer climates for the various depositional environments.

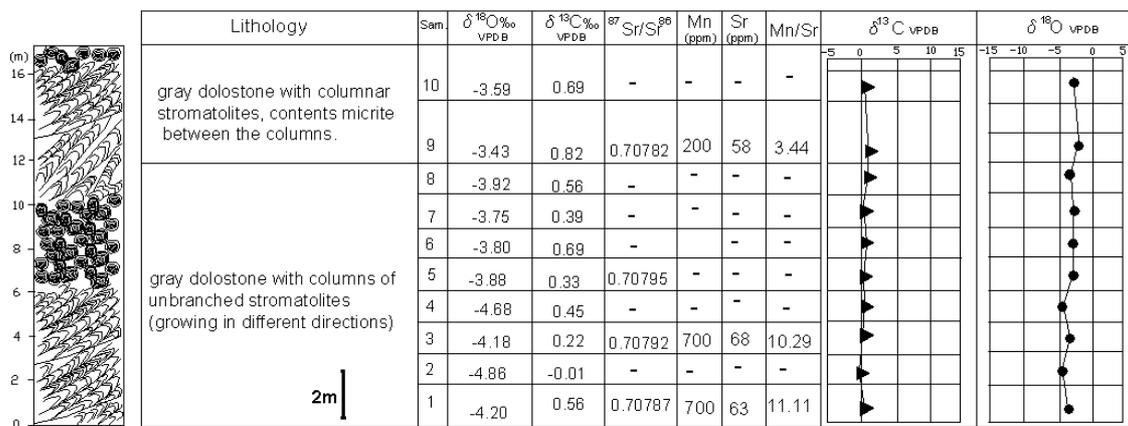


Figure 7. Lithological variations, elemental and isotopic data in stromatolitic dolostone lenses of the section along the Jequitinhonha River (see Fig. 2 for location).

However, dolostone lenses in the Jequitinhonha River (samples 1, 3, 5 and 9; Fig. 6) show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values between 0.7078 and 0.7079, slightly higher than those observed in the adjacent marine environment (section 1). Dolostone lenses in the region of Boqueirão display Sr isotope values similar to those observed at the top of the Tijucuçu Farm section (0.7076 and 0.7077).

Due to the distinct behavior of Mn and Sr during diagenesis (in marine and meteoric environments) of limestone, the Mn/Sr ratios are generally regarded as an important indicator of the degree of preservation of the isotopic signal acquired during deposition (Nagarajan et al., 2008). These authors state that limestones with $\text{Mn}/\text{Sr} < 2$ generally show unchanged isotopic signals, as well as Sr amounts between 150 and 2500 ppm. In the samples analyzed in section 2 (Domingas Formation, Macaúbas Group) meteoric alterations could have partially affected the isotopic results in layers of stromatolitic dolomite where Mn/Sr ratios are above 2.

Section 3- Gray dolostone of Rio Pardo Grande Formation

The lithological composition and the paleontological records of these dolostones are different from those found on the dolostone lenses of the Macaúbas Group. In the Rio Pardo Grande Formation, these rocks are found at the base of this stratigraphic unit, and consist of a thick layer of gray massive dolostone, followed upwards by layers with stratiform stromatolites (Fig.8). At the top of this sequence, intraclastic conglomeratic lenses are observed, indicating marine reworking processes on a plataformal environment.

$\delta^{13}\text{C}$ values vary from 1.5 to 2.2‰ (Fig. 9) and are in close agreement with those found in Santos et al. (2004). According to Nagarajan et al. (2008), similar values are related to marine environments from which a large amount of carbonates are precipitated.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for dolostone layers of the Rio Pardo Grande Formation vary from 0.7074 (grayish massive dolostone at the base, 2C) to 0.7079 (grayish dolostone with stratiform stromatolites, 2G). These Sr-isotope ratios are similar to those found in the carbonate rocks in the northeastern region (Tijucuçu Farm – section 1).

In the samples analyzed in profile 3 (the Rio Pardo Grande Formation, Espinhaço Supergroup) the meteoric alteration may have partially affected the isotopic results in the layers of gray dolostone with $\text{Mn}/\text{Sr} > 2$ (samples 2D, 2I and 2L). However, samples 2A and 2G show Mn/Sr ratios within the limits of preservation of primary isotopic signals.

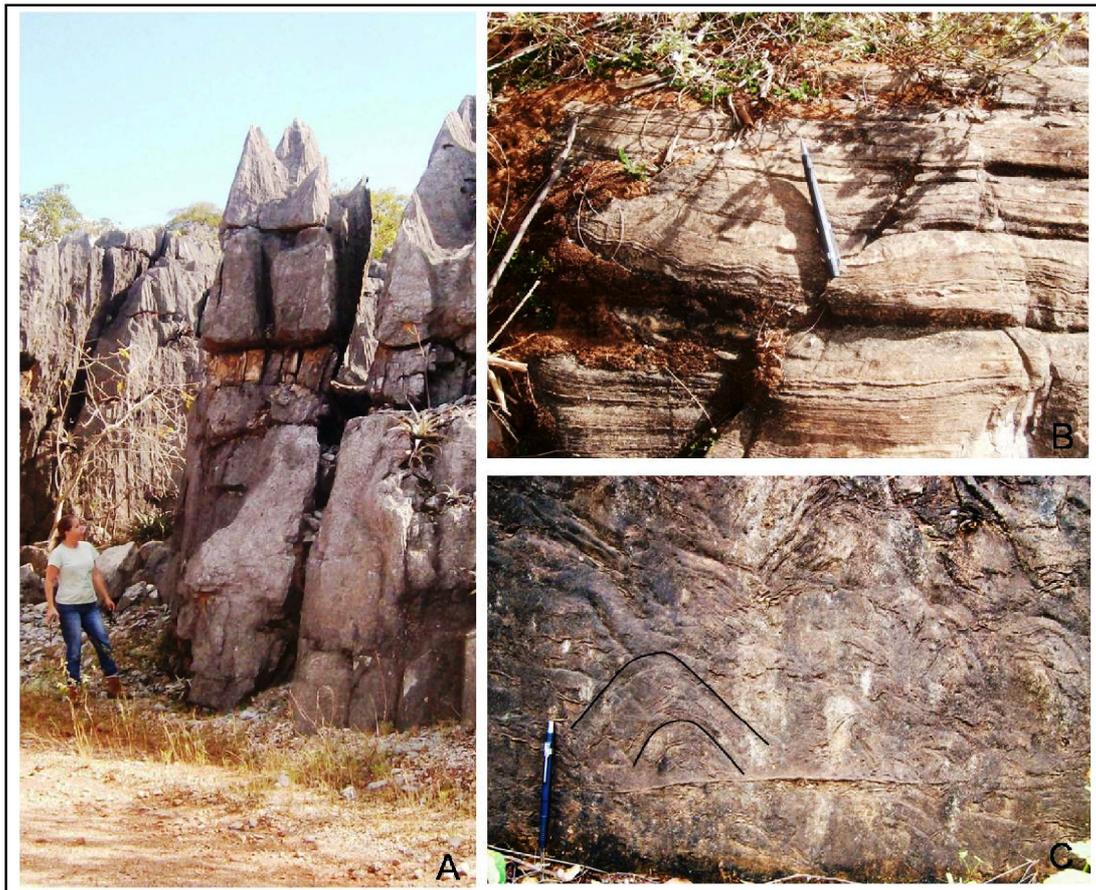


Figure 8. Outcrop of gray dolostone along the railway near Conselheiro Mata district (A), with stratiform stromatolite structures (B), and (C) with hemispherical columnar structures.

The isotopic data indicate that the Rio Pardo Grande Formation and the dolostone and carbonate rocks of the northeastern region (Tijucuçu section) were deposited in different marine basins, under different conditions of sedimentation over the basal rocks of the Espinhaço Supergroup during the Neoproterozoic. One belongs to the Macaúbas Group and the other is considered as upper part of the Espinhaço Supergroup (Conselheiro Mata Group).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values found for these two carbonate sequences (between 0.7072 and 0.7079) correspond to values usually found in the Sr-isotope homogenization process, in post-glacial oceans of the Cryogenian (Veizer et al., 1983; Halverson et al., 2007).

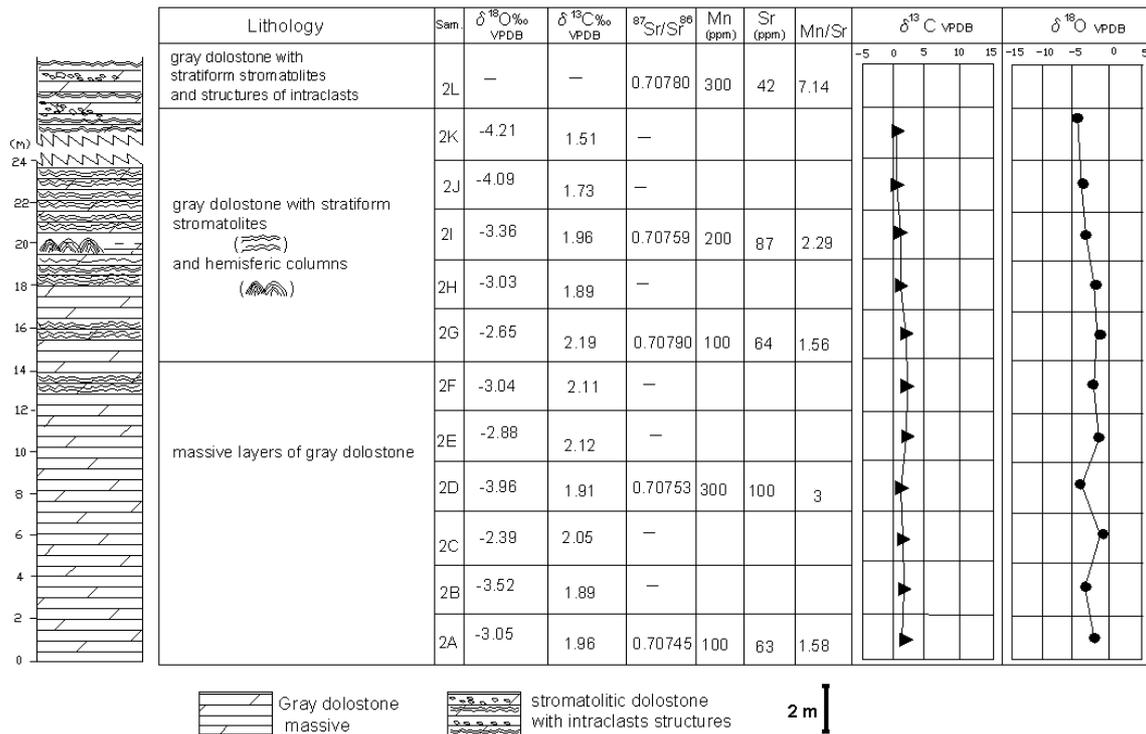


Figure 9. Lithological variations, elemental and isotopic data of Section 3 – gray dolostone of Rio Pardo Grande Formation (for location, see Fig. 3).

Section 4 - Laminated calcareous rocks with pelitic levels, Bambuí Group

The quarry of Rodeador district (Fig. 3 – section 4) in the western portion of the Espinhaço Ridge consists of perfectly laminated, white to pink limestone, deformed and metamorphosed during the Brasiliano Cycle. These rocks are at angular unconformity with gray dolostones of the Rio Pardo Grande Formation.

Values of $\delta^{13}\text{C}$ between -5 and +5‰ in gray limestones or dolostone of the Sete Lagoas Formation, Bambuí Group, jump to 10‰ towards the upper part of this stratigraphic unit (Ramos 2000; Santos et al., 2004; Vieira et al., 2007; Martins & Lemos, 2007). C-isotope values observed in laminated limestones of the Rodeador quarry suggest that these rocks belong to the middle portion of the Sete Lagoas Formation, prior to the positive isotopic excursion characteristic of the top of this formation.

In section 4 (Rodeador district), carbonate layers from the base of the Bambuí Group (Sete Lagoas Formation) display $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values around 0.7083. In the samples analyzed in this section, meteoric alteration has not affected the isotopic results. The Mn/Sr ratios (Mn/Sr <2) are within the limits for little affected or primary isotopic signals.

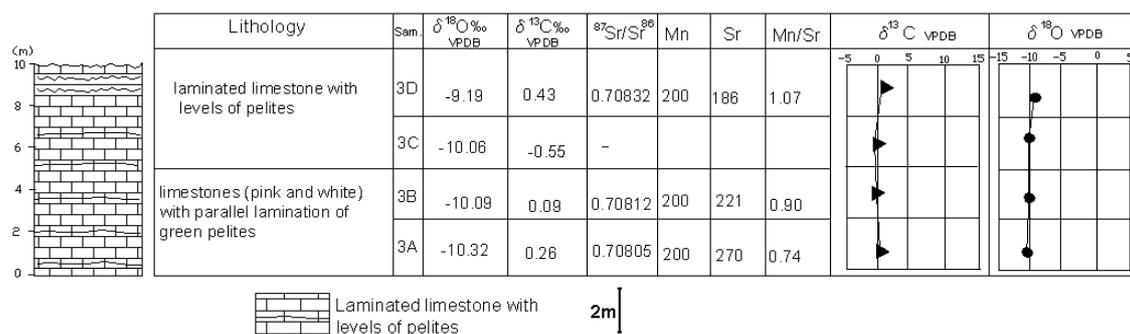


Figure 10. Lithological variations, elemental and isotopic data of Section 4– laminated limestones at the quarry of the Rodeador district, Bambuí Group (for location, see Fig.3).

5. EVALUATION AND INTERPRETATION OF THE RESULTS

A $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ plot for the four studied sections discriminate three distinct associations (Fig. 11). In group 1, limestones from the Tijucuçu Farm plot, found in a position higher than those of others groups of carbonate rocks in this study. Their isotopic characteristics are typical of marine environments, related to enrichment in ^{13}C during diagenetic cementation (Milliman, 1966; Nagarajan et al., 2008).

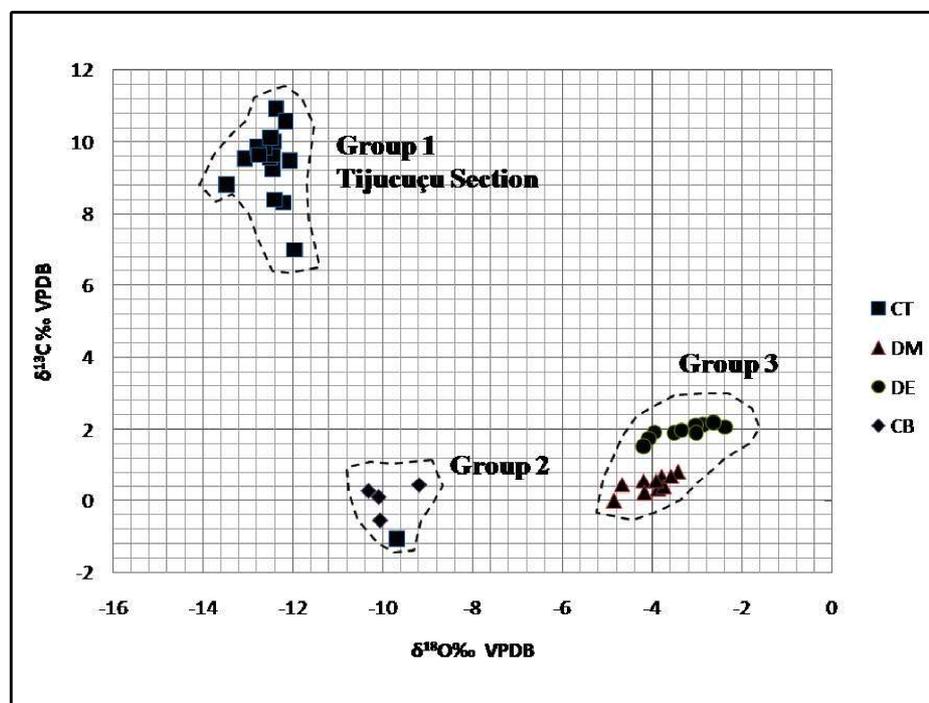


Figure 11. $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ - $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ plot for samples from the Tijucuçu section (CT), dolostone lenses with stromatolites (DM), dolostone of Rio Pardo Grande Formation (DE), calcareous of the Bambuí Group (CB).

Group 2 is formed by limestone samples of the Bambuí Group. They present $\delta^{18}\text{O}$ values from -8 to -10‰ and $\delta^{13}\text{C}$ values from +1 to -1‰, which are very similar to those observed in the rocks of the faciologic association 2 (FA2) of the Sete Lagoas Formation (Vieira et al., 2007). These limestones are interpreted as an external ramp deposit associated to CaCO_3 -oversaturated seawater in a quiet environment (Vieira et al., 2007).

Group 3 comprises dolostone samples from the Rio Pardo Grande Formation (section 3) and dolostones of the Domingas Formation (section 2). Both groups of samples are predominantly of dolomitic composition with stromatolites, differing from each other only by the $\delta^{13}\text{C}$ composition.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values plotted against age for the Neoproterozoic-Cambrian interval (Halverson et al., 2007) allow for the estimation of the age of the studied sedimentary units (Fig.12).

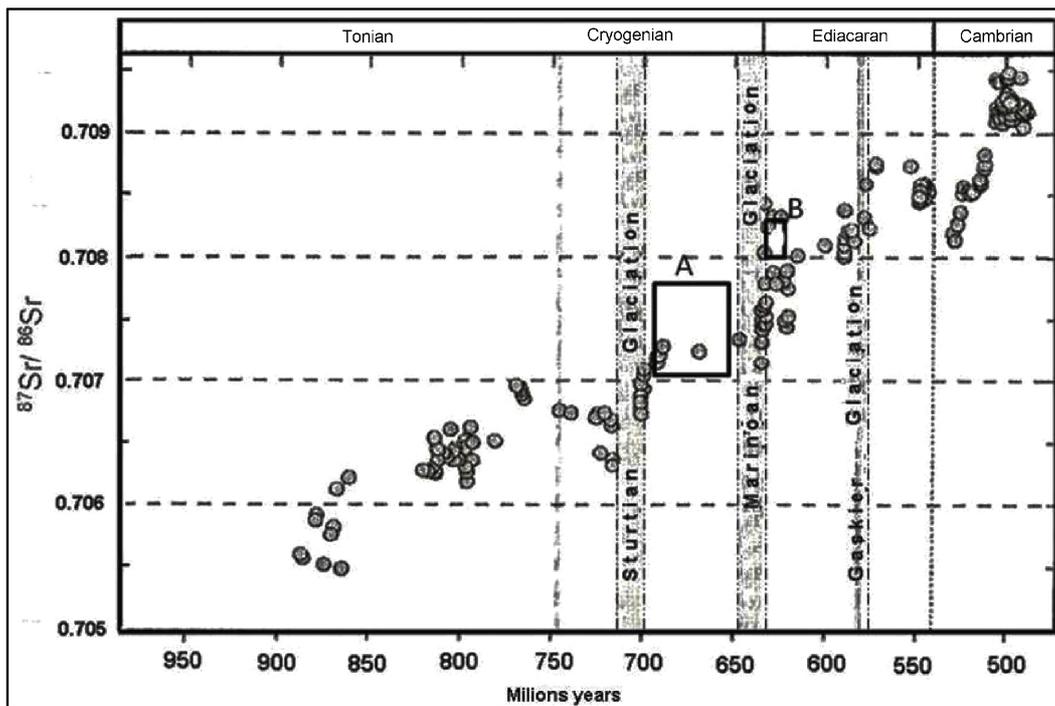


Figure 12. Distribution of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from carbonate rocks along the Neoproterozoic (Halverson et al., 2007). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data for the sections 1 and 2 (Macaúbas Group) and 3 (Rio Pardo Grande Formation) concentrate in A; while values for samples from the Bambuí Group (section 4) plot in B.

According to the curve of Halverson et al. (2007), the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values between 0.7072 and 0.7079 found in the studied carbonate sequences correspond to the time

interval for the isotopic homogenization process of oceans between the end-Cryogenian (Marinoan) and Sturtian glaciations (~ 700-650Ma). Therefore, the glacial event in the Espinhaço Ridge corresponds to the Marinoan event (Caxito et al., 2012).

Hoffman et al. (1998) and Halverson et al. (2007) studying limestones of the Maieberg Formation, Namibia, observed a sudden increase in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values from 0.7080 where were correlated to the radiogenic-strontium influx from post-Marinoan oceans. Similar isotopic values are also observed in carbonate rocks of the Bambuí Group (0.7081 to 0.7083; see Fig. 10, sample 3A, B, and D).

Massive diamictite layers deposited during the Marinoan glaciation are housed in the northeastern region (Serra do Catuni Formation) over carbonate layers of the Macaúbas Group. In the western portion of the Espinhaço Ridge (Fig. 13), these glacial diamictites occur at the base of carbonate rocks of the Bambuí Group.

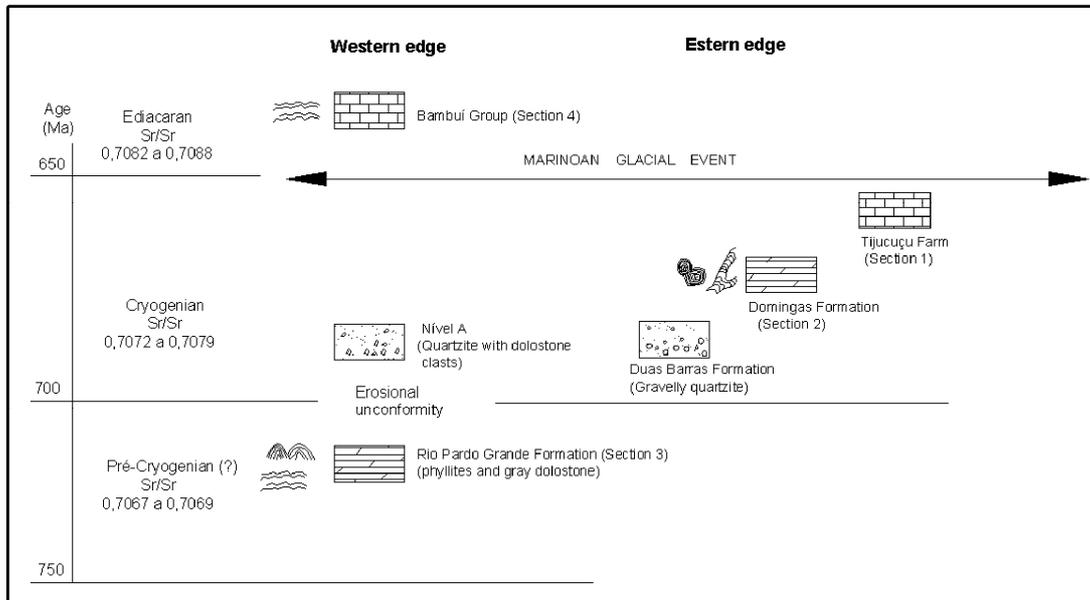


Figure 13. Correlation between the different lithological units chemostratigraphic data observed in the Espinhaço Ridge sections in this study. Relationship between ages and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition were obtained in Halverson et al. (2007).

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic results for rocks of the northeastern and western edge of the Espinhaço Ridge suggest that there was an onset of hot and dry climate, with small amounts of detrital sediments, on a shallow-marine environment. This was possibly related to variation in isostatic tract, allowing the formation of carbonate platforms.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values found in the lenses of dolostone with stromatolites in the northeastern region (Domingas Formation, section 2), similar to those found in the section of the Tijucuçu Farm (section 1), indicate Sr isotopic homogenization between coastal lagoons, possibly due to the influence of the mixture of continental waters in the coastal environment.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values for carbonate rocks of the Tijucuçu and Domingas sections (Macaúbas Group) and the Rio Pardo Grande section (Espinhaço Supergroup) show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values similar to those observed in Neoproterozoic secular isotopic curves (Kaufman et al., 1993; Hoffman et al., 1998; Halverson et al., 2007 and 2010) and related to pre-Marinoan glaciation sediments. However, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in the section 3 (dolostone of Rio Pardo Grande Formation) should be looked upon caution, seeing that high corresponding Mn/Sr ratios suggest that these rocks could have undergone substantial secondary alteration.

In section 4 (Rodeador district), carbonate layers from the base of the Bambuí Group (Sete Lagoas Formation) display $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values around 0.7083, which suggests an Ediacaran age (635-542 Ma) when Sr-isotopic homogenization of oceans took place, after the Marinoan glaciation (Halverson et al., 2010).

From this study, we consider that the regional Neoproterozoic glaciation registered by sedimentary rocks of the Espinhaço Ridge corresponds to the continental-marine end-Cryogenian (Marinoan) glacial event, installed around 635 Ma. Therefore, this study sheds some light on the age of the so-called "Macaúbas glaciation", which was responsible for the deposition of the glaciogenic sediments in the Macaúbas Basin.

ACKNOWLEDGEMENTS

Thanks are due to FAPEMIG – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (Project CRA-APQ-01416-09) for financial support and UFVJM-PRPPG and UFMG-IGC-CPMTC for their technical and scientific support.

RESUMO

Rochas carbonáticas do Neoproterozóico ocorrem em diferentes unidades estratigráficas na parte sul da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Análises isotópicas de C, O e Sr foram realizadas ao longo de quatro selecionadas seções estratigráficas. São elas: (i) dolomitos da Formação Rio Pardo Grande, na porção

superior do Supergrupo Espinhaço , amostrada na seção 3, (ii) calcários laminado (Fazenda Tijucuçu) e camadas de dolomitos estromatolíticos (Formação Domingas) do Grupo Macaúbas, amostrados respectivamente ao longo das seções 1 e 2, e (iii) calcários laminados das unidades estratigráficas inferiores do Grupo Bambuí, amostrados na seção 4. Amostras de calcário laminado do Grupo Macaúbas têm valores $\delta^{13}\text{C}$ tão elevados quanto 10,9‰, diminuindo no final da seção para -1,1‰ e os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0,7072-0,7076, faixa comumente observada em rochas do Criogeniano. Na seção 2 , as amostras de dolomito apresentam $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7076-0,7077 enquanto na seção 3 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ocorrem valores entre 0,7074-0,7079. Na seção 4, os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ estão em torno de 0,7080. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observados em amostras de carbonato do Grupo Macaúbas são similares aos observados na curva secular dos isótopos de Sr para o Neoproterozoico. As amostras de carbonato da base do Grupo Bambuí correlacionam-se com a assinatura isotópica do Ediacarano, após a glaciação Marinoana (ca. 635 Ma).

Palavras Chaves: Isótopos de estrôncio; Isótopos de carbono; carbonatos; Grupo Macaúbas; Glaciação Marinoana

REFERENCES

- ALVARENGA, CJS, GIUSTINA, MESD, SILVA, NGC, SANTOS, RV, GIOIA, SMCL, GUIMARÃES, EM, DARDENNE, MA, SIAL, NA, FERREIRA, VP, 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás – O Cráton São Francisco. *Revista Bras. Geociências* 37 (4-Suplemento): 147-155.
- BAPTISTA, AJ, CASTRO, WB DE M, GRECO, FM, 1986. Geologia da Serra do Espinhaço entre Conselheiro Mata e Rodeador, Minas Gerais. XXXIV Congresso Bras. Geologia, Goiânia, Anais 2: 949-959.
- CAXITO, FA, HALVERSON, GP, UHLEIN, A, STEVENSON, R, DIAS, TG, UHLEIN, GJ, 2012. Marinoan glaciations in east central Brazil. *Precambrian Research* 200-203: 38-58.
- CRAIG, H, 1957. Isotopic standards of carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12: 133– 149.
- DOSSIN, IA & DARDENNE, MA, 1984. Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhame). XXXIII Congresso Bras. Geologia, Rio de Janeiro. Anais 3: 3104-3117.
- DUSSIN, IA & DUSSIN, TM, 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos* 3(1): 19-26.

- DUPONT, H, 1995. O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. *Boletim Sociedade Bras Geologia-SBG/MG* 13: 9-10.
- DUPONT, H, 1996. O Supergrupo São Francisco entre a Serra do Cabral e as serras do Espinhaço e de Minas: estudo estratigráfico e estrutural e relações de contato com o Supergrupo Espinhaço. XXXIX Congresso Bras. Geologia, Salvador. *Anais* 5: 489-493.
- FRAGA, LMS, NEVES, SC, UHLEIN, A, SIAL, AN, SOUZA, FP, 2011. Dados preliminares sobre a quimioestratigrafia de rochas carbonáticas do Grupo Macaúbas, região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (MG). XIII Congresso Bras. Geoquímica, Gramado. *Anais* 1. 1223-1226
- FRAGA, LMS, NEVES, SC, PIRES, GLP, TIBÃES, AL, UHLEIN A, 2013. Estromatólitos colunares na base do Grupo Macaúbas, nordeste da Serra do Espinhaço (MG): paleontologia e ambiente de sedimentação. *Geonomos* 21 (1).
- FRAGA, LMS, 2013. Análise estratigráfica da sequência basal do Grupo Macaúbas na região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional. Tese de doutoramento, IGC/UFMG.
- FRIMMEL, HE, 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research* 182: 239-253.
- GEOLOGICAL MAP OF THE STATE OF MINAS GERAIS, 2003. 1: 1 000 000 scale. COMIG – CPRM. Belo Horizonte, CD-ROM.
- HALL, SM and VEIZER, J, 1995. Geochemistry of Precambrian carbonates: VII. Belt supergroup, Montana and Idaho, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 667-677.
- HALVERSON, GP, WADE, BP, HURTGEN, MT, BAROVICH, KM, 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research* 182: 337-350.
- HALVERSON, GP, DUDÁS, FO, MALOOF, AC, BOWRING, SA, 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 256: 103-129.
- HETTICH, M, 1977. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *Revista Bras. Geociências* 7: 87 – 101.
- HOFFMAN, PF, KAUFMAN, AJ & HALVERSON, GP, 1998. Coming and going of global glaciations on a Neoproterozoic tropical platform in Mamíbia. *GSA today* 8: 1-9.
- KAUFMAN, AJ, JACOBSEN, SB, KNOLL, AH, 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters* 120(3-4): 409-430.
- MARTINS, M & LEMOS, VB, 2007. Análise estratigráfica das sequências neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. *Revista Bras Geociências* 37 (4 Suplemento): 156-167.
- MARTINS-NETO, MA, 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma Bacia Rifte-Sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Revista Bras. Geociências* 28: 151-168.
- MILLIMAN, JD, 1966. Submarine lithification of deep-water carbonate sediments. *Science*: 153: 994.
- NAGARAJAN, R, SIAL, AN, ARMSTRONG-ALTRIN, JS, MADHAVARAJU, J, NAGENDRA, R, 2008. Carbon and Oxygen isotope geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhimabasin, Karnataka, Southern India. *Revista Mexicana de Ciências Geológicas* 25(2): 225-235.
- NOCE, CM, PEDROSA-SOARES, AC, GROSSI-SAD, JH, BAARS, JR, GUIMARÃES, MLV, MOURÃO, MAA, OLIVEIRA, MJR & ROQUE, NC, 1997.

- Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: registro de uma bacia neoproterozóica. IX Simpósio Geol. Minas Gerais. Boletim 14: 29-31.
- PANDIT, MK, SIAL, AN, SUKUMARAN, GB, PIMENTEL, MM, RAMASAMY, A.K. and FERREIRA, VP, 2002. Contrasting mantle sources (depleted and enriched) or temporally widespread carbonatites of southern India: Sr, Nd, C-O isotopic and geochemical constraints. *Chemical Geology* 189 (1/2): 69-89.
- PFLUG, R, 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. Boletim 226, 55 p.
- RAMOS, MLS, 2000. Geoquímica isotópica de sequências carbonáticas do proterozóico médio/superior no Brasil: um estudo da transição Espinhaço/Macaúbas (Faixa Araçuaí) e Araí/Paranoá (Faixa Brasília). Dissertação de Mestrado. DEGEO/UFOP.
- SANTOS, RV, ALVARENGA, CJS, BABINSKY, M, RAMOS, MLS, CUKROV, N, FONSECA, MA, SIAL, AN, DARDENNE, MA, NOCE, CM, 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco Craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Science* 18: 27-39.
- SCHÖLL, WU, 1976. Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos no Grupo Macaúbas. XXIX Congresso Bras. Geologia, Ouro Preto. Anais 2: 67-73.
- SCHÖLL, WU & FOGAÇA, ACC, 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. – I Simpósio Geol. Minas Gerais, Diamantina. Atas 1, 55-73.
- SIAL, AN, FERREIRA, VP, BEZERRA, VS, SANTANA, GM, SOARES, DR, 2000. Current methodologies at the stable isotope laboratory of the Federal University of Pernambuco, Brazil. Site: <http://www.ufpe.br/neglabise/staff.php>. p. 110-112.
- UHLEIN, A, 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de doutoramento, USP, 245 p.
- VEIZER, J, COMPSTON, W, CLAUER, N and SCHIDLowski, W, 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Late Proterozoic carbonates: evidence for a “mantle” event at ~900 Ma ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47: 295-302.
- VIEIRA, LC, TRINDADE, RIF, NOGUEIRA, ACR, ADER, M, 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *CR Geosciences*, 339: 240-258.

13. GEOCROLOGIA U-PB EM ZIRCÕES DETRÍTICOS NAS ROCHAS BASAIS DO GRUPO MACAÚBAS DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL.

13.1. Introdução

A técnica SHRIMP (geocronologia U-Pb em zircão) é baseada na análise de diminutas porções de material em um contexto espacial diminuto, somente uma pequena fração do cristal é atingida pelo feixe de elétrons e destruída pela análise (Stern, 1997). Por ser uma técnica que permite uma melhor exatidão e agilidades na análise, o SHRIMP tem sido usado para datações de zircões detriticos em diversos pacotes sedimentares, melhorando a precisão de idades quando comparado com outras técnicas (exemplo TIMs).

Na região nordeste da Serra do Espinhaço, foram separados zircões detriticos encontrados nos metarenitos da AF 3 (Sequência Tijucuçu) e zircões ígneos e detriticos encontrados em rochas metaígneas que cortam a AF 1 (Sequência Duas Barras).

Na borda oeste (Figura 66) foram selecionados zircões detriticos de metarenitos com clastos carbonáticos, encontrados na região de Quebra-pé (distrito de Rodeador), correspondendo ao Nível A, base do Grupo Macaúbas para esta região.

Estas rochas foram estudadas como forma comparativa de análise com dados geocronológicos já existentes para a borda leste (Martins, 2006; Pedrosa-Soares e Alkmin, 2011; Pedrosa-Soares *et al.*, 2010; Babinski *et al.*, 2011) e em zircões de metarenitos de regiões adjacentes (Chemale Jr. *et al.*, 2011).

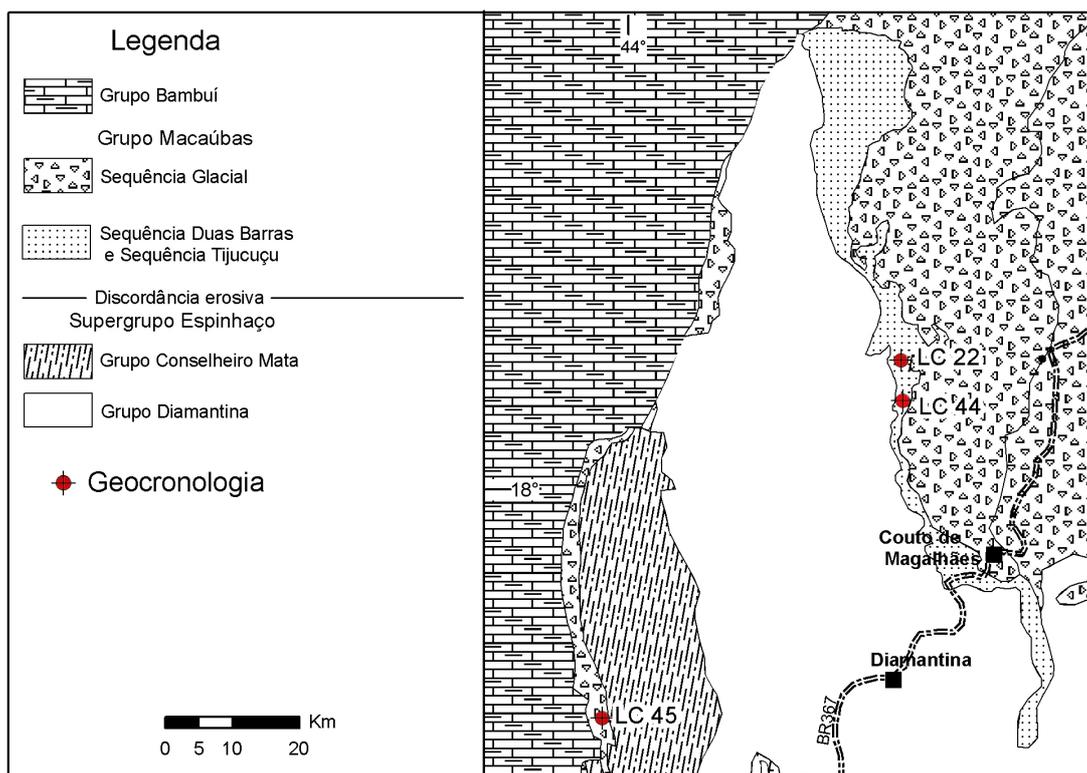


Figura 66- Localização das amostras analisadas dentro das unidades estudadas na borda leste e oeste da Serra do Espinhaço Meridional. Amostra LC 45 (quartzito), Amostra LC 22 (rocha metabásica) e Amostra LC 44 (quartzito).

13.2. Procedimentos analíticos

Os concentrados de minerais pesados foram obtidos usando técnicas padrão de separação densimétrica, atividades realizadas no (LOPAG) Laboratório de preparação de amostras da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Minas Gerais. Os grãos foram escolhidos a dedo sob um microscópio binocular. As análises SHRIMP foram realizadas na *Research School of Earth Sciences*, Australian National University, Canberra, Austrália. Os zircões foram montados em um disco epóxi de 1,0 cm de diâmetro com padrão RSES de cristais de zircões e seccionados aproximadamente pela metade. A superfície seccionada foi então polida para expor o interior dos grãos e fotografado para obter as imagens de catodo luminescência (CL). As análises U-Pb foram realizadas na microsonda de íons utilizando os equipamentos SHRIMP II e RG.

Os procedimentos analíticos seguiram os métodos descritos por Williams (1998). As correções mais comuns foram realizadas utilizando o modelo de Cumming & Richards (1975). As incertezas relatadas nas tabelas de dados são dadas ao nível 1σ , e as idades finais são cotadas a nível de confiança de 95%. Os dados brutos foram

processados usando o programa SQUID (Ludwig, 2001) e os cálculos de idade e curvas de concórdia foram feitos utilizando os programas SQUID ou Isoplot/Ex (Ludwig, 2003).

13.2. Rochas metaígneas alojadas na Sequência Duas Barras (amostra LC-22)

Rochas metaígneas na forma de finos diques cortam as rochas da AF 1 da Sequência Duas Barras. Amostras frescas desta rocha são muito difíceis de serem encontradas, entretanto, em um único afloramento, localizado na porção norte da área mapeada, foi encontrado rocha sã, com coloração verde escura, alto grau de cristalinidade e textura fanerítica média reliquiar, constituída principalmente por anfibólios e plagioclásio. No local, estas rochas são truncadas por uma discordância erosiva, a qual sobrepõe espesso pacote de metadiamicctitos estratificados da Sequência Glacial. Devido à pequena espessura do dique encontrado na região mapeada, são comuns as feições de contaminação com fragmentos de metarenitos da encaixante.

Nesta amostra foram analisados 16 grãos de zircões (entre 100 cristais separados), representando três famílias de distintas idades. Os zircões mais antigos (entre 2177 e 2016 Ma) fazem referência a zircões detríticos, alguns arredondados e assimilados da encaixante arenosa. Suas idades indicam que foram gerados durante pulsos magmáticos no evento Transamazônico. O deslocamento destas idades na curva da concórdia identifica o metamorfismo que atingiu estas rochas (Figura 67). O prolongamento da curva de deslocamento indica metamorfismo relacionado ao evento Brasileiro (560 a 540 Ma).

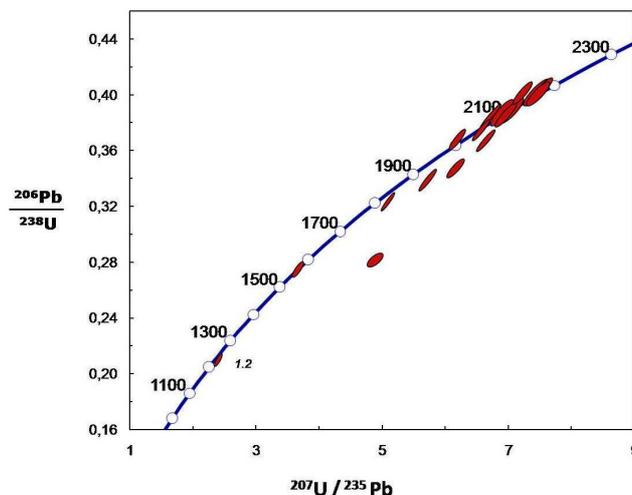


Figura 67- Curva da concórdia para zircões detríticos e magmáticos encontrados nas rochas intrusivas da AF 1.

Ocorrência de zircões herdados de pulsos magmáticos anteriores, como o encontrado no *Spot* 16.1, indicam que foram cristalizados durante magmatismo em 1557 \pm 16 Ma (Pb/Pb). Estes cristais são prismáticos e não apresentaram zonação, com razão U/Th de 0,52.

O zircão magmático mais novo encontrado nas rochas intrusivas possui idade U/Pb de 1246 \pm 17 Ma, *Spot* 2.1 (Figura 68, Tabela 6). Esta idade representa o pulso magmático mais novo encontrado, mas não significa ser o último sofrido por esta rocha. A ocorrência conjunta de zircões detríticos e zircões herdados na amostra LC 22, significa que a rocha foi contaminada, perdendo sua referência única de idade de magmatismo.

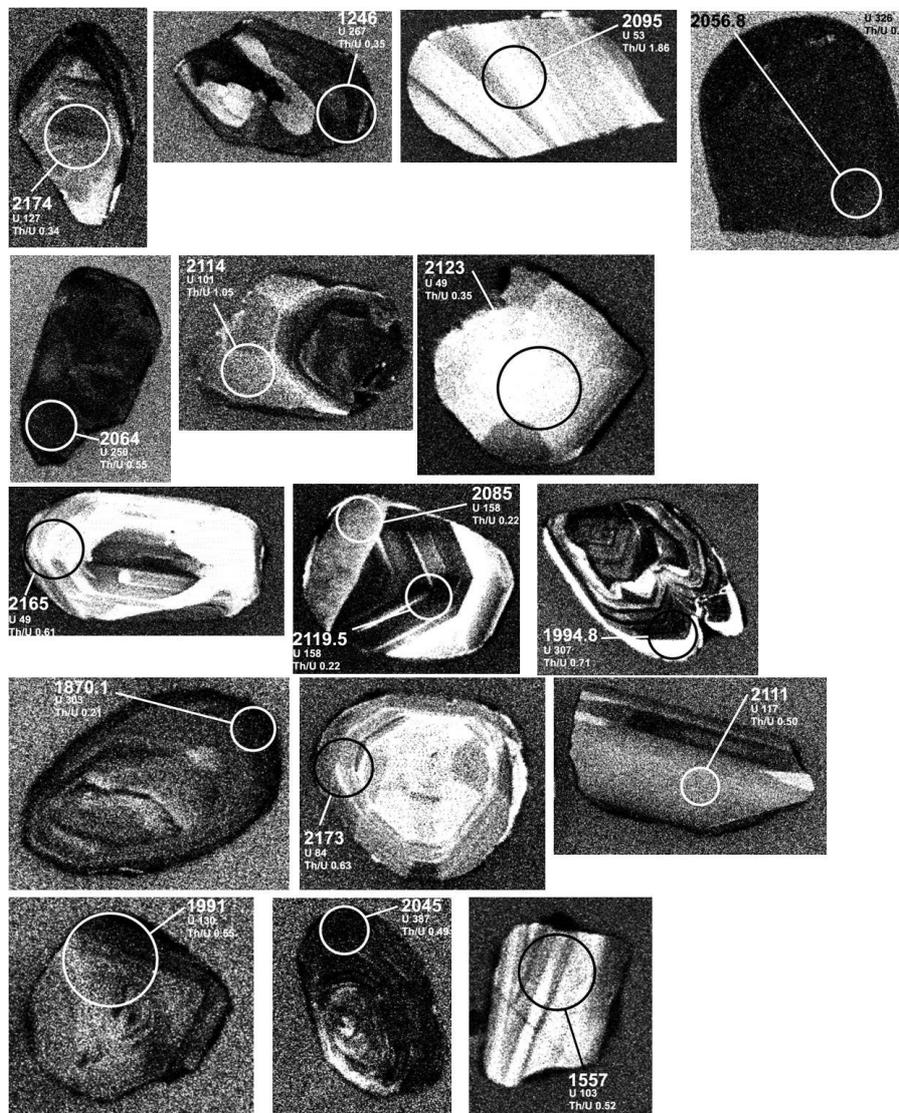


Figura 68- Imagem de catodoluminescência em zircões zonados encontrados nas rochas intrusivas. Os círculos mostram os pontos da sonda SHRIMP e suas respectivas idades U/Pb.

Tabela 6- Análise dos zircões encontrados na rocha metabásica (amostra LC-22).

Spot	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb ppm	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±	ρ	Idades ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		% Disc
1,1	127	41	0,34	43.5	0,00	0.3994	1.4	7.48	1.6	0.1358	0.84	0,860	2166	±26	2174	±15	0
2,1	267	91	0,35	48.3	0,23	0.2097	1.4	2.371	1.6	0.08202	0.87	0,846	1227	±15	1246	±17	2
3,1	53	95	1,86	17.6	0,07	0.3862	1.5	6.91	1.8	0.1298	0.93	0,856	2105	±28	2095	±16	0
4,1	326	289	0,92	107	0,05	0.3835	1.5	6.72	1.6	0.127	0.38	0,970	2093	±27	2056.8	± 6.8	-2
5,1	250	133	0,55	80.3	0,04	0.3738	1.3	6.572	1.4	0.12751	0.45	0,947	2047	±23	2064	± 8	1
6,1	101	102	1,05	33.3	0,10	0.3848	1.5	6.96	1.6	0.13118	0.69	0,904	2099	±26	2114	±12	1
7,1	49	17	0,35	16.3	0,13	0.3877	1.6	7.05	1.9	0.1319	10	0,846	2112	±28	2123	±17	1
8,1	49	29	0,61	16.8	0,00	0.4003	1.6	7.45	1.8	0.1351	0.9	0,870	2170	±29	2165	±16	0
9,1	158	34	0,22	47.2	0,26	0.3467	1.3	6.169	1.4	0.12906	0.7	0,873	1919	±21	2085	±12	8
9,2	216	181	0,87	68	0,03	0.3662	1.4	6.645	1.4	0.13161	0.48	0,943	2011	±24	2119.5	± 8.4	5
10,1	307	210	0,71	89.2	0,09	0.3382	1.5	5.718	1.6	0.12263	0.53	0,944	1878	±25	1994.8	± 9.4	6
11,1	303	63	0,21	83.9	0,07	0.3224	1.4	5.084	1.4	0.11438	0.43	0,952	1801	±21	1870.1	± 7.8	4
12,1	84	51	0,63	29.1	0,00	0.4018	1.6	7.52	1.7	0.13569	0.68	0,917	2177	±29	2173	±12	0
13,1	117	57	0,50	40.2	0,00	0.4003	1.3	7.23	1.4	0.13095	0.62	0,902	2170	±24	2111	±11	-3
14,1	130	68	0,55	40.8	0,00	0.3671	1.2	6.193	1.4	0.12235	0.59	0,905	2016	±22	1991	±10	-1
15,1	387	184	0,49	94.1	0,84	0.2808	1.1	4.883	1.6	0.1262	1.2	0,678	1595	±16	2045	±21	22
16,1	103	52	0,52	24.2	0,00	0.2743	1.3	3.648	1.6	0.09648	0.86	0,837	1562	±18	1557	±16	0

13.3. Metarenitos da Sequência Tijucuçu (amostra LC-44)

As amostras de metarenitos desta unidade foram coletadas a montante do Córrego Tomé, dentro do distrito homônimo. São constituídos por metarenitos grosseiros com textura gradacional, contendo grânulos e fragmentos líticos de filitos e quartzitos, formando estratificações cruzadas acanaladas e tabulares.

No gráfico de distribuição das idades nota-se o predomínio de três famílias de idades de zircões, sendo que a grande maioria destes é proveniente de área fonte Arqueana (evento Transamazônico) com idades entre 2120 e 1962 Ma. A mais antiga média de idades 2711 e 2794 Ma podem indicar atividades magmáticas relacionadas ao evento Jequié.

Entretanto, em estudos geocronológicos de zircões detríticos o dado mais importante está relacionado com a idade mais nova do conjunto de idades dos zircões. Na Sequencia Duas Barras o zircão mais novo encontrado possui idade U/Pb de 1115 Ma (*spot* 20.1) e está relacionado na curva de concórdia representando um zircão magmático com razão Th/U 0,45 (Figura 69, Tabela 7). Com base na geocronologia de zircões detríticos a idade de 1115 Ma pode ser inferida como idade máxima da sedimentação da AF 3 da Sequência Duas Barras.

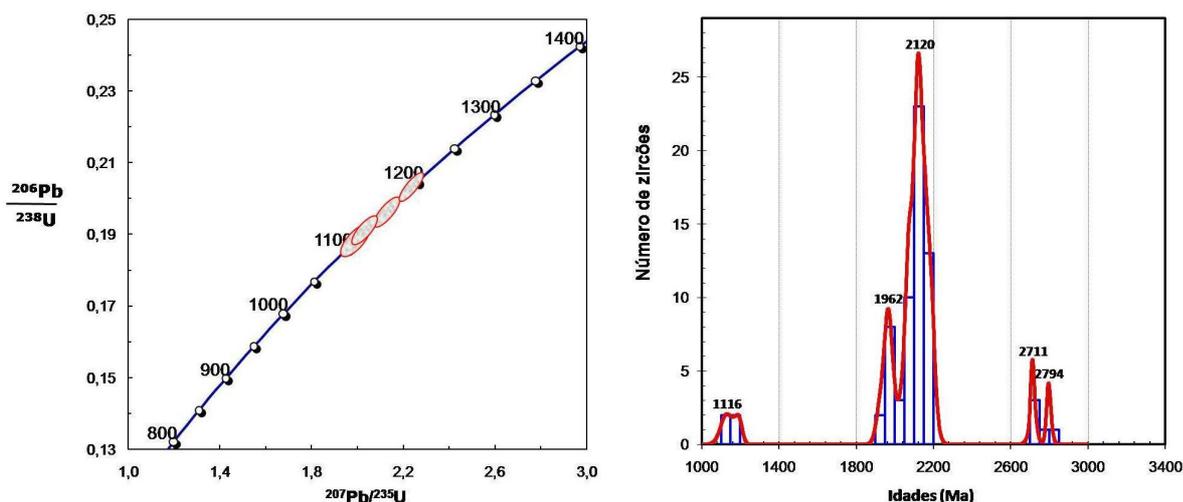


Figura 69- Curva de concórdia destacando os zircões mais jovens e gráficos de distribuição das frequências de idades nos zircões da AF 3.

Tabela 7- Resultados das análises de zircões da AF 3 (amostra LC-44).

Spot	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb *ppm	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb ±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb ±%	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb* ±%	ρ	Idades ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		% Disc	
1,1	62	33	0,54	20,2	0,07	0,3805	1,9	6,88	2,2	0,1311	1,20	0,833	2079	33	2112,0	22,0	2
2,1	129	157	1,26	38,6	0,79	0,3469	1,7	5,89	2,4	0,1232	1,80	0,687	1920	28	2003,0	31,0	4
3,1	112	180	1,66	33	0,08	0,3432	1,6	5,59	1,9	0,118	1,10	0,823	1902	26	1927,0	19,0	1
4,1	56	83	1,52	18,1	0,00	0,3741	2,0	6,09	2,4	0,118	1,40	0,819	2049	35	1926,0	25,0	-6
5,1	57	22	0,39	19,2	0,00	0,3887	2,0	7,10	2,3	0,1324	1,30	0,839	2117	36	2130,0	22,0	1
6,1	214	89	0,43	69,4	0,10	0,3765	1,4	6,65	1,5	0,12811	0,65	0,906	2060	24	2072,0	11,0	1
7,1	177	162	0,95	57,6	0,00	0,3796	1,5	6,88	1,7	0,1315	0,76	0,889	2074	26	2118,0	13,0	2
8,1	72	98	1,40	24,3	0,08	0,3923	1,9	7,12	2,2	0,1317	1,20	0,838	2133	34	2120,0	21,0	-1
9,1	74	18	0,26	25,2	0,00	0,3987	1,8	7,34	2,2	0,1334	1,10	0,854	2163	34	2144,0	20,0	-1
10,1	91	44	0,50	32,7	0,05	0,4184	1,7	7,91	2,0	0,1372	1,00	0,863	2253	33	2192,0	18,0	-3
11,1	39	46	1,23	12,3	0,00	0,3698	2,3	6,12	2,9	0,12	1,70	0,804	2028	40	1957,0	30,0	-4
12,1	27	18	0,69	12,7	0,21	0,542	2,5	13,97	2,9	0,1868	1,40	0,871	2794	57	2714,0	23,0	-3
13,1	77	31	0,41	27,2	0,00	0,4087	1,8	7,66	2,1	0,1359	1,10	0,859	2209	33	2176,0	18,0	-2
14,1	23	13	0,57	7,8	0,00	0,394	2,8	7,27	3,5	0,134	2,00	0,808	2139	51	2151,0	36,0	1
15,1	34	50	1,53	11,3	0,00	0,3896	2,4	7,03	2,9	0,1309	1,70	0,813	2121	43	2110,0	30,0	-1
16,1	62	45	0,74	22,1	0,00	0,4122	2,0	7,74	2,4	0,1361	1,30	0,839	2225	38	2179,0	23,0	-2
17,1	197	99	0,52	67,9	0,04	0,4016	1,5	7,47	1,6	0,13488	0,72	0,896	2177	27	2162,0	13,0	-1
18,1	73	26	0,37	25,6	0,12	0,4059	1,9	7,31	2,2	0,1306	1,30	0,829	2196	35	2107,0	22,0	-4
19,1	127	97	0,79	56,4	--	0,5179	1,6	13,37	1,8	0,1872	0,73	0,911	2690	36	2718,0	12,0	1
20,1	149	65	0,45	24,2	0,14	0,1881	1,6	1,99	2,2	0,0768	1,50	0,715	1111	16	1115,0	31,0	0
21,1	107	85	0,82	36,4	0,00	0,397	1,7	7,27	1,9	0,1328	0,97	0,866	2155	31	2136,0	17,0	-1
22,1	75	22	0,31	27,2	0,07	0,4211	1,8	7,68	2,2	0,1322	1,10	0,851	2266	35	2127,0	20,0	-7
23,1	79	57	0,74	27,4	0,06	0,4016	1,8	7,18	2,3	0,1298	1,40	0,791	2176	33	2095,0	24,0	-4
24,1	55	27	0,50	19,3	0,18	0,4055	2,0	7,07	2,5	0,1264	1,60	0,788	2194	37	2049,0	27,0	-7
25,1	116	84	0,75	38,6	0,02	0,3866	1,6	7,190	1,8	0,135	0,91	0,868	2107	29	2164,0	16,0	3
26,1	66	29	0,46	21,9	0,06	0,3873	1,8	6,990	2,2	0,1309	1,20	0,840	2110	33	2110,0	21,0	0
27,1	88	67	0,79	29,2	0,00	0,3874	1,7	6,950	2,0	0,1302	1,00	0,854	2111	30	2101,0	18,0	0
28,1	101	51	0,52	33,5	0,04	0,3876	1,6	7,070	2,0	0,1323	1,20	0,811	2112	29	2129,0	20,0	1
29,1	128	51	0,41	43,8	0,07	0,3964	1,5	7,490	1,7	0,1371	0,81	0,884	2152	28	2191,0	14,0	2
30,1	153	85	0,58	64,8	0,03	0,4942	1,5	13,37	1,6	0,1962	0,58	0,929	2589	31	2794,8	9,5	7
31,1	113	85	0,77	35,1	0,09	0,36	1,6	6,010	1,9	0,1211	1,00	0,843	1982	28	1972,0	19,0	-1
32,1	99	77	0,80	34,1	--	0,4	1,7	7,290	2,0	0,1322	1,00	0,858	2169	32	2128,0	18,0	-2
33,1	148	181	1,26	48,2	0,23	0,3775	1,6	6,550	1,9	0,1259	1,10	0,811	2065	28	2041,0	20,0	-1
34,1	271	190	0,72	101	0,32	0,4342	1,4	11,53	1,5	0,1927	0,61	0,915	2325	27	2765,1	9,9	16
35,1	304	159	0,54	49,9	0,04	0,1909	1,4	2,031	1,8	0,07715	1,10	0,782	1126	15	1125,0	22,0	0
36,1	69	37	0,55	23,2	0,07	0,391	2,0	7,130	2,4	0,1322	1,30	0,837	2127	36	2127,0	23,0	0
37,1	114	127	1,15	35,8	0,05	0,3641	1,7	6,090	2,0	0,1213	1,10	0,830	2002	29	1975,0	20,0	-1
38,1	289	135	0,48	48,7	0,04	0,1962	1,4	2,130	1,7	0,07873	1,10	0,795	1155	15	1165,0	21,0	1
39,1	50	25	0,52	16,9	--	0,3925	2,0	7,190	2,4	0,1329	1,40	0,828	2134	36	2136,0	24,0	0
40,1	34	15	0,48	11,7	0,00	0,4064	2,5	7,590	3,0	0,1354	1,70	0,817	2199	46	2169,0	30,0	-1
41,1	147	63	0,44	48,4	0,03	0,3832	1,5	6,720	1,7	0,1272	0,82	0,879	2091	27	2060,0	14,0	-2
42,1	64	32	0,52	22	0,08	0,3967	1,9	7,060	2,3	0,1291	1,30	0,838	2154	36	2086,0	22,0	-3

43,1	249	153	0,63	112	0,04	0,524	1,4	13,47	1,5	0,18643	0,50	0,940	2716	31	2710,9	8,2	0
44,1	90	49	0,57	30	0,05	0,3859	1,8	6,910	2,1	0,1299	1,10	0,850	2104	32	2096,0	19,0	0
45,1	38	15	0,39	13,1	0,00	0,3993	2,4	7,470	2,9	0,1356	1,60	0,824	2166	44	2172,0	29,0	0
46,1	120	60	0,52	41,3	0,05	0,4005	1,6	7,110	1,8	0,1288	0,92	0,866	2172	29	2081,0	16,0	-4
47,1	131	60	0,47	46,1	0,04	0,4106	1,6	7,400	1,9	0,1306	1,00	0,843	2218	30	2107,0	18,0	-5
48,1	108	50	0,48	37	0,07	0,3972	1,6	7,320	1,8	0,1337	0,91	0,866	2156	29	2147,0	16,0	0
49,1	54	30	0,57	17,8	0,00	0,3864	1,9	6,970	2,3	0,1309	1,30	,838	2106	35	2110,0	22,0	0
50,1	320	779	2,52	49,6	1,69	0,1772	1,3	3,144	2,1	0,1287	1,60	,645	1051	13	2081,0	28,0	49
51,1	84	65	0,80	26,9	0,06	0,3732	1,7	6,240	2,1	0,1212	1,10	,842	2044	30	1975,0	20,0	-3
52,1	35	9	0,27	12,6	0,21	0,423	2,4	7,960	3,0	0,1364	1,80	,794	2274	46	2183,0	32,0	-4
53,1	46	82	1,83	14,4	0,12	0,3619	2,2	6,000	2,8	0,1202	1,70	,791	1991	38	1960,0	31,0	-2
54,1	159	52	0,34	54,2	0,06	0,3961	1,5	7,210	1,7	0,1319	0,78	,886	2151	27	2124,0	14,0	-1
55,1	59	15	0,27	19,5	0,09	0,3872	2,0	6,830	2,4	0,1279	1,30	,833	2110	35	2069,0	23,0	-2
56,1	123	90	0,75	41,7	0,18	0,3922	1,6	7,130	2,2	0,1318	1,50	,724	2133	29	2122,0	26,0	-1
57,1	54	45	0,87	16,6	--	0,3616	2,0	6,070	2,7	0,1218	1,80	,760	1990	35	1983,0	31,0	0
58,1	159	107	0,70	48,8	0,03	0,357	1,5	5,920	1,8	0,1203	0,97	,834	1968	25	1960,0	17,0	0
59,1	50	81	1,69	16,2	0,09	0,3788	2,0	6,660	2,4	0,1274	1,30	,831	2071	35	2063,0	23,0	0
60,1	59	46	0,80	19,5	0,07	0,3859	1,9	6,850	2,2	0,1288	1,20	,838	2104	34	2081,0	21,0	-1
61,1	133	70	0,54	44,8	0,06	0,393	1,5	7,140	1,7	0,1318	0,81	,881	2137	28	2122,0	14,0	-1
62,1	339	223	0,68	59,1	0,04	0,2031	1,3	2,238	1,6	0,07993	0,87	,836	1192	14	1195,0	17,0	0
63,1	68	38	0,57	23,6	0,06	0,4007	1,8	7,400	2,1	0,1339	1,10	,855	2172	33	2149,0	19,0	-1
64,1	58	21	0,38	27,5	--	0,55	1,9	14,94	2,1	0,1969	0,87	,908	2827	43	2801,0	14,0	-1
65,1	89	34	0,40	30,2	0,00	0,3962	1,7	7,460	1,9	0,1365	0,96	,869	2152	31	2184,0	17,0	1
66,1	46	23	0,52	16,9	0,00	0,4235	2,0	8,050	2,4	0,1378	1,30	,847	2276	39	2199,0	22,0	-4
67,1	58	24	0,42	20,2	0,00	0,406	1,9	7,500	2,3	0,134	1,20	,848	2197	36	2152,0	21,0	-2
68,1	101	51	0,52	34,3	0,03	0,3953	1,6	6,970	1,9	0,1279	1,00	,846	2148	30	2069,0	18,0	-4
69,1	174	129	0,76	50,8	0,00	0,3401	1,5	5,643	1,7	0,1204	0,87	,865	1887	25	1961,0	16,0	4
70,1	30	50	1,70	10,1	0,00	0,3881	2,5	7,120	3,0	0,1331	1,70	,822	2114	45	2140,0	30,0	1

Babinski *et al.* (2011) utilizaram a técnica para auxiliar na correlação entre os depósitos glaciais neoproterozóicos dos Crátos São Francisco e West Congo (África). Nos quartzitos pré-glaciais (Formação Duas Barras) os zircões mostraram idades U/Pb entre 2550 até 900 Ma, sendo que 80% da população concentra-se entre as idades de 1000 a 1250 Ma e 1800 a 2100 Ma, respectivamente as idades das mais importantes fontes de sedimentos. Entretanto, o mais jovem zircão encontrado mostra idade de 900 ±21 Ma, desta forma sendo considerada a idade máxima de deposição desta formação.

Os zircões detríticos encontrados em depósitos de diamictitos da sequência glacial (Formação Serra do Catuni), mostraram um conjunto de idades Pb/Pb entre 885 ±70 Ma até 2740 ±22 Ma sendo que os resultados mais expressivos concentram-se em dois intervalos principais entre 1,15 a 1,4 Ga e 1,8 a 2,2 Ga (Babinski *et al.* 2011).

Grãos de zircões tipicamente de material detrítico foram encontrados em xistos verdes e rochas metavulcânicas na região de Rio Preto, pertencente ao Membro Rio Preto, base da Formação Chapada Acauã. Nestas rochas foram obtidas idades entre 960 e 2750 Ma (Babinski *et al.*, 2011) e os autores adotaram como idade mais nova a idade do zircão que apresentou maior quantidade de U (59 ppm) de 1167 ±19 Ma. Estas idades não representam nenhum significado para o evento glacial, uma vez que na região de São Gonçalo do Rio Preto os xistos verdes afloram acima dos filitos, quartzitos e metadiamictitos da sequência glacial.

13.4. Metarenitos do Grupo Macaúbas na borda oeste da Serra (amostra LC-45)

Na borda oeste da Serra do Espinhaço, região entre Conselheiro Mata e Quebra Pé, ocorrem quartzitos médios a grossos contendo fragmentos líticos de filitos e dolomitos, posicionado em camadas acima dos pacotes de dolomitos da Formação Rio Pardo Grande, Supergrupo Espinhaço (Baptista *et al.*, 1986). Nesta região, estes quartzitos são encontrados na base dos pacotes de metadiamicititos da Formação Serra do Catuni (Sequência Glacial) denominados, genericamente, de Nível A.

Os zircões detríticos encontrados nestas rochas possuem cerca de três tipos diferentes de idades. Os mais antigos indicam área fonte de magmatismo Arqueano entre 2716 e 3059 Ma, representando material retrabalhado do embasamento granítico. Os quartzitos possuem maior concentração de zircões entre as idades de 2096 a 1735 Ma, com amplo espectro de idades neste período.

O grupo de zircões mais novos encontrados indica magmatismo na área fonte entre 1514 \pm 24 Ma (*spot* 47.1) com razão U/Th 0,82 (Figura 70, Tabela 8). Entretanto o zircão mais novo encontrado possui idade de U/Pb de 1106 \pm 16 Ma (*spot* 31.1) porém a relação isotópica U/Th 1,9 determina uma baixa confiabilidade ao resultado e sua posição fora da curva da concórdia.

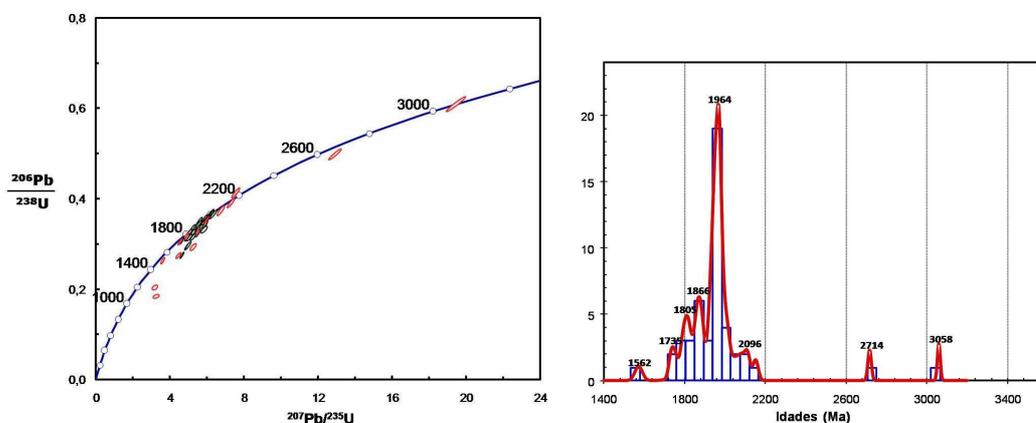


Figura 70- Distribuição de zircões detríticos nos metarenitos da borda oeste.

Tabela 8- Resultados das análises de zircões da borda oeste.

Spot	U ppm	Th ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* ppm	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±	ρ	Idades ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		%Dis c
31,1	259	476	1,90	42,6	2,18	0,1871	1,6	3,18	3,6	0,1232	3,20	0,446	1106	±16	2002,0	±57	45
39,1	342	411	1,24	62,2	2,79	0,2059	1,6	3,12	3,3	0,11	2,90	0,472	1207	±17	1799,0	±54	33
47,1	117	93	0,82	26,6	0,04	0,2646	1,7	3,549	2,0	0,09725	0,99	0,870	1514	±24	1572,0	±19	4
12,1	214	136	0,66	51,1	0,46	0,2764	1,6	4,373	1,9	0,1148	10,0	0,842	1573	±22	1876,0	±18	16
6,1	208	168	0,83	49,7	0,28	0,2769	1,5	4,565	1,7	0,11957	0,62	0,926	1576	±21	1950,0	±11	19
27,1	99	121	1,26	25,4	1,06	0,2949	1,7	5,190	2,2	0,1278	1,50	0,749	1666	±25	2067,0	±26	19
16,1	144	102	0,73	36,8	0,20	0,2964	1,7	4,892	1,9	0,1197	0,85	0,897	1673	±25	1952,0	±15	14
44,1	145	135	0,96	37,2	0,27	0,2983	1,7	4,934	1,9	0,12	0,83	0,899	1683	±25	1956,0	±15	14
3,1	137	130	0,98	36,2	0,10	0,306	1,6	4,476	1,7	0,10609	0,64	0,926	1721	±24	1733,0	±12	1
32,1	154	52	0,35	41	0,07	0,3092	1,6	4,572	1,8	0,10724	0,69	0,922	1737	±25	1753,0	±13	1
10,1	90	57	0,65	24,5	0,09	0,3154	1,7	4,971	1,9	0,1143	0,94	0,871	1767	±26	1869,0	±17	5
23,1	118	65	0,57	32,1	0,12	0,3153	1,7	4,865	1,90	0,1119	0,87	0,891	1767	±26	1831,0	±16	3
26,1	183	178	1,01	50	0,58	0,3163	1,6	5,164	1,8	0,1184	0,93	0,862	1772	±25	1932,0	±17	8
9,1	132	64	0,51	36,2	0,19	0,3197	1,6	4,819	1,7	0,10934	0,72	0,911	1788	±25	1788,0	±13	0
40,1	153	156	1,06	42,9	0,67	0,3247	1,7	5,420	2,0	0,1211	1,10	0,836	1813	±26	1972,0	±20	8
33,1	96	43	0,46	26,9	0,20	0,3256	1,7	4,950	1,9	0,11028	0,91	0,883	1817	±27	1804,0	±16	-1
5,1	110	197	1,84	30,9	0,18	0,3261	1,6	5,396	1,7	0,12001	0,69	0,918	1820	±25	1956,0	±12	7
42,1	72	37	0,54	20,1	0,00	0,3266	1,8	4,990	2,0	0,1107	0,90	0,895	1822	±29	1811,0	±16	-1
11,1	81	52	0,66	22,8	0,20	0,327	1,7	5,190	2,0	0,1151	0,94	0,880	1824	±28	1882,0	±17	3
7,1	200	246	1,27	57,9	1,25	0,3329	1,5	5,780	2,0	0,1258	1,20	0,776	1852	±25	2040,0	±22	9
24,1	133	67	0,52	38,3	0,12	0,3348	1,7	5,450	1,9	0,11815	0,69	0,928	1862	±28	1928,0	±12	3
43,1	107	57	0,55	30,9	--	0,3353	1,7	5,134	1,90	0,11103	0,82	0,902	1864	±28	1816,0	±15	-3
37,1	58	37	0,67	16,9	0,29	0,3412	1,9	5,740	2,20	0,122	1,20	0,834	1892	±30	1985,0	±22	5
45,1	75	49	0,68	22	0,03	0,3416	1,8	5,350	1,9	0,11365	0,83	0,905	1894	±29	1859,0	±15	-2
39,2	94	48	0,52	27,9	0,17	0,3431	1,8	5,670	2,0	0,1199	0,99	0,874	1902	±29	1955,0	±18	3
41,1	134	134	1,03	39,6	0,12	0,344	1,7	5,830	1,8	0,12291	0,70	0,921	1906	±27	1999,0	±13	5
21,1	106	74	0,73	31,4	0,04	0,3449	1,7	5,490	1,8	0,11544	0,71	0,922	1910	±28	1887,0	±13	-1
46,1	162	70	0,45	48,9	0,20	0,3505	1,6	5,780	1,8	0,11954	0,72	0,913	1937	±27	1949,0	±13	1
15,1	72	42	0,60	21,7	0,00	0,351	1,7	5,510	1,9	0,11395	0,76	0,915	1939	±29	1863,0	±14	-4
18,1	71	29	0,42	21,6	0,00	0,3516	1,7	5,770	1,8	0,11907	0,71	0,924	1942	±29	1942,0	±13	0
2,1	172	86	0,52	52,1	0,06	0,3528	1,5	5,889	1,6	0,12104	0,46	0,959	1948	±26	1971,6	±8	1
14,1	83	59	0,74	25,2	0,11	0,3527	1,8	5,780	2,1	0,1189	10,0	0,874	1948	±30	1940,0	±18	0
30,1	97	38	0,41	29,5	0,12	0,3549	1,7	5,880	1,9	0,12024	0,79	0,904	1958	±28	1960,0	±14	0
38,1	110	55	0,52	33,5	0,00	0,3559	1,7	5,790	1,9	0,11795	0,74	0,920	1963	±29	1925,0	±13	-2
4,1	142	137	1,00	43,4	0,14	0,3562	1,6	5,947	1,7	0,12109	0,52	0,949	1964	±27	1972,3	±9	0
25,1	191	100	0,54	58,8	0,01	0,3574	1,6	5,913	1,7	0,11999	0,53	0,949	1970	±27	1956,0	±9	-1
13,1	135	65	0,50	41,7	0,09	0,3601	1,8	6,050	1,9	0,12187	0,59	0,949	1983	±31	1984,0	±11	0
22,1	85	31	0,38	26,2	0,17	0,3602	1,8	6,000	2,0	0,1209	0,97	0,875	1983	±30	1969,0	±17	-1
35,1	228	123	0,56	71,1	0,06	0,3618	1,6	6,023	1,6	0,12074	0,46	0,958	1991	±27	1967,1	±8	-1
36,1	69	43	0,65	21,5	0,27	0,3634	1,8	6,100	2,1	0,1217	1,10	0,860	1998	±31	1982,0	±19	-1
19,1	128	59	0,48	40,4	0,01	0,3665	1,6	6,140	1,7	0,1215	0,53	0,949	2013	±27	1978,4	±9	-2
20,1	113	85	0,77	35,7	0,05	0,3666	1,7	6,270	1,8	0,12396	0,67	0,927	2013	±29	2014,0	±12	0
34,1	72	88	1,26	22,6	0,03	0,3671	1,8	6,150	2,0	0,12149	0,82	0,910	2016	±31	1978,0	±15	-2
28,1	46	19	0,42	14,8	--	0,3748	1,9	6,680	2,2	0,1292	1,00	0,885	2052	±34	2088,0	±18	2
8,1	70	53	0,78	23,4	0,12	0,3911	1,7	7,230	1,8	0,13411	0,72	0,920	2128	±31	2152,0	±13	1
29,1	65	56	0,89	23,2	0,00	0,4137	1,8	7,480	2,0	0,1311	0,77	0,919	2232	±34	2113,0	±13	-6
17,1	124	134	1,12	53,2	0,06	0,4973	1,6	12,83	1,7	0,18708	0,53	0,950	2602	±34	2716,7	±8	4
1,1	69	42	0,63	36,2	0,07	0,608	1,7	19,37	1,8	0,2311	0,45	0,967	3062	±41	3059,8	±7	0

14. CONCLUSÕES

A Estratigrafia de Sequências mostrou boa aplicação na região estudada como importante ferramenta na caracterização dos diferentes ambientes deposicionais, sobre as interpretações litoestratigráficas anteriores para o Grupo Macaúbas.

A partir deste ponto de vista, as camadas de metassedimentos basais do Grupo Macaúbas na região nordeste da serra, podem ter sido formadas durante três eventos deposicionais distintos, separados por discordâncias erosivas.

O primeiro evento está relacionado com a sedimentação nas bordas da bacia que, através de um sistema distal de leques deltaicos iniciados dentro da área fonte, descarrega os sedimentos siliciclásticos continentais (AF 1) para dentro da calha principal e, através de um sistema fluvial entrelaçado, direciona os sedimentos longitudinalmente para norte. As camadas de metassiltitos laminados e as lentes de dolomitos estromatolíticos da AF 2 sobrepostas aos sedimentos siliciclásticos, indicam que a partir de uma transgressão marinha, houve a instalação de um sistema de planície de maré, adjacente a antiga calha fluvial. O conjunto de sedimentos depositados durante estes eventos fazem parte dos metassedimentos da Sequência Duas Barras.

Os estromatólitos preservados nas lentes dolomíticas da AF 2 da Sequência Duas Barras foram caracterizadas como uma associação *Conophyton-Jacutophyton*, relacionados à instalação de um ambiente de planície de maré (sub-maré rasa), durante o Neoproterozóico.

O segundo evento deposicional é caracterizado pelo avanço de depósitos fluviais e costeiros sobre a planície de maré da AF 2. A discordância erosiva basal ocorre pelo retrabalhamento das camadas pelíticas e carbonáticas adjacentes por correntes trativas (fluxos gravitacionais), incorporando os fragmentos líticos encontrados nas fácies Ar e At da AF 3. O pacote de calcarenitos e calcilitos laminados e suas estruturas de retrabalhamento (intraclastos) e dissecação (*tepee*) encontradas no topo da AF 4, indicam que as rochas basais do Grupo Macaúbas se desenvolveram até o fim do estágio eustático do Trato de Mar Alto, com o estabelecimento de uma plataforma carbonática marinha. O conjunto de sedimentos depositados nas associações faciológicas 3 e 4 foram agrupados na Sequência Tijucuçu.

O terceiro evento deposicional está relacionado com a instalação de um ambiente glaciogênico de dimensões continentais. A curva isotópica do C nas rochas carbonáticas laminadas da Sequência Tijucuçu, demonstraram uma inflexão de valores altos positivos para valores baixos e negativos. Este comportamento isotópico é descrito em

Harverson *et al.* (2010), como uma anomalia característica nos sedimentos carbonáticos do Neoproterozóicos, precipitados antes de um evento glaciogênico (anomalias Isley ou Terezona). A ação erosiva deste evento glaciogênico é bem evidente na região estudada. A resposta glácio-eustática é representada pelo ravinamento e destruição de grande parte da plataforma carbonática e planície fluvial da Sequência Tijucuçu, formando uma superfície erosiva ondulada e inclinada na direção nordeste.

O aumento na espessura das camadas de metadiamicritos na região norte e, a forma do depósito alargando em leque na direção leste, pode indicar o transporte de sedimentos glaciogênicos através de possíveis *cânions* glaciais submarinos.

A AF Dmt representa os pacotes de metadiamicritos maciços depositados em ambiente glácio-continental, na base de geleiras (tipo *lodjement*), geralmente em depressões da superfície topográfica gerados por vales incisos durante o rebaixamento da linha de costa. Dentro deste ambiente, influenciados pela sazonalidade do período glacial durante o degelo, fluxos gravitacionais subaquosos retrabalham parte dos pacotes de diamicritos maciços, sendo ressedimentados como diamicritos estratificados, como resultado do *melt out* destas geleiras.

A AF Aps representa os extensos depósitos de metarritmitos com seixos encontrados e distribuídos em direção a região central da Faixa Araçuaí. Estas rochas são depósitos gerados durante o processo de degelo em ambiente glácio-marinho. São depósitos periglaciais onde a dispersão do gelo no ambiente marinho proximal, na base da capa de gelo (planície de *outwash*), gera enxames de seixos caídos (*rockfall*), decantados junto aos ritmitos pelíticos. Mais distante da linha de costa, blocos de gelo dispersos em mar aberto provocam a queda de fragmentos maiores dispersos na matriz de metarenitos laminados na forma de *dropstones*.

As rochas do Grupo Macaúbas são marcadas por dobras suaves até apertadas, com uma foliação principal (S1) subverticalizada em direção ao Cinturão de cavalgamento da Serra do Espinhaço. Na região leste, dominam estruturas distencionais marcadas, principalmente, por uma clivagem de crenulação espaçada, relacionadas ao domínio estrutural da Zona de Cisalhamento Distensional da Chapada Acauã.

A partir da integração dos resultados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nas rochas carbonáticas das regiões nordeste e borda oeste da Serra do Espinhaço, conclui-se que houve a instalação de um período climático muito quente e seco, com baixo aporte de sedimentos detríticos, em um ambiente marinho-raso, em sub-bacias marginais sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço.

As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ encontradas nas rochas carbonáticas do Perfil Tijucuçu (Grupo Macaúbas) e Perfil Rio Pardo Grande (Supergrupo Espinhaço) mostram os valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similares aos encontrados na curva isotópica para o Neoproterozóico (Halverson *et al.*, 2007 e 2010; Hoffman *et al.*, 1998; Kaufman *et al.*, 1993). Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7072 e 0,7075), encontrados nas rochas calcárias da AF 4 na Sequência Tijucuçu, encontrados abaixo dos pacotes de metadiamicritos da Sequência Glacial, são semelhantes aos índices encontrados para o período Criogeniano (pós-Sturtiano) do Neoproterozóico.

Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (entre 0,7081 e 0,7083), encontrados nos calcários do Grupo Bambuí, posicionados acima dos pacotes de metadiamicritos da Formação Serra do Catuni na borda oeste da Serra, indicam homogeneização isotópica nos oceanos no período pós-Marinoanos. As análises isotópicas realizadas nos pacotes carbonáticos, em ambas as bordas da serra, indicam que a Sequência Glacial foi depositada durante a instalação da Glaciação Continental Marinoana sobre o Cráton São Francisco (entre 650 e 635 Ma).

Os dados geocronológicos obtidos em zircões detríticos de metarenitos do Grupo Macaúbas de ambas as bordas da Serra do Espinhaço, identificaram padrões de dispersão de idades semelhantes com relação ao evento Arqueano Jequié (3,0 Ga a 2,7 Ga) e ao Paleoproterozóico Transamazônico (2,2 Ga e 1,7 Ga). Entretanto, nos metarenitos da região nordeste ocorrem grandes dispersões de idades entre 1,2 e 1,0 Ga e nos metarenitos da borda oeste, somente uma fraca dispersão de idades em torno de 1,5 Ga.

Os metapelitos grafitosos são hospedeiros de mineralizações de manganês, constituída essencialmente por fase primária de silicato de Mn (granada espessartita) precipitada durante os processos de sedimentação marinha destas rochas, gerando depósito do tipo gondítico. Dentro deste mineral foram identificadas duas fases de substituição supergênia, variando de uma fase mais potássica (criptomelano) e outra mais aluminosa (possivelmente litioforita).

15. REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F., Brito-Neves B.B. & Alves J.A.C. 1993. Arcabouço Tectônico Do Cráton do São Francisco – uma revisão. *In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. (eds.), O Cráton do São Francisco. Reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/Núcleo BA-SE/SGM/CNPq, p.45-62.*
- Alkmim F.F., Martins-Neto M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In: Pinto, C. P., Martins-Neto M. A. (Ed). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 9-30.*
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P. & Whittington A. 2006. *Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. Precambrian Res., 149: p. 43-63.*
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M. & Cruz S.C.P. 2007. Sobre a Evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos, 15(1): p. 25-43.*
- Allen P. A. & Allen J. R. 1990. *Basin analyses principles and applications.* Oxford: Blackwell, 451 p.
- Allen P. A. & Hovius N. 1998. *Sediment supply from landslide-dominated catchments: implications for basin-margin fans.* Basin Research. Blackwell Science. 10: p. 19-35
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc. 7(4): p. 349-364.*
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro DNPM. Div. Min. (Boletim 241). 36 p.
- Almeida F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. *In: Congresso Bras. Geol., 23, Salvador. Anais SBG. v. 1: p. 29-46.*
- Almeida F.F.M. & Litwinski N. 1984. Província Mantiqueira, Setor Setentrional. *In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (Coord.) Pré-Cambriano do Brasil. Ed Edgar Blücher Ltda, p. 282-307.*
- Almeida-Abreu P.A. 1993. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese de Doutorado. Univ. Freiburg, 150p.
- Almeida-Abreu P. A. & Pflug R. 1994. *The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Palaont., 2(1/2): p. 21-44.*
- Almeida-Abreu P.A., Renger F.E., Lindenberg S.F., Silva M. de F. & Góes H. 1997. A bacia Macaúbas no nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. - 9. *Simp. Geol. Minas Gerais, SBG, Núcleo MG, Bol. 14: p. 8–13*
- Alvarenga C.J.S., Giustina M.E.S.D., Silva N.G.C., Santos R.V., Gioia S.M.C.L., Guimarães E.M., Dardenne M.A., Sial A.N. & Ferreira V.P. 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás,– O Cráton São Francisco. *Rev. Bras. Geoc., 37 (4-Suplemento): p. 147-155.*
- Babinski M., Kaufman A.J. & Varni M. 2003. *First direct dating of a neoproterozoic post-glacial cap carbonate. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Short Papers, 1: p. 321-323.*

- Babinski M., Gradim R.J., Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Noce, C.M., Liu D. 2005. Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd de xistos verdes do Orógeno Araçuaí: Implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Rev. Bras. Geoc.*, 35 (4-Suplemento): p. 77-81.
- Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Martins M., Noce C.M., Karfunkel J. 2007. Geocronologia U-Pb SHRIMP em zircões detríticos do Grupo Macaúbas: implicações na idade de deposição e proveniência dos sedimentos. *In: Simp. Geol. Minas Gerais, 14, – Simpósio do Sudeste. Anais*, p. 33.
- Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Trindade R. I. F., Martins M., Noce C. M., Liu D. 2011. *Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt.* - Gondwana Research, ed. Elsevier, 15p.
- Barros C.E., Nardi L.V.S., Dillenburg S.R. 2005. Geoquímica de minerais detríticos em estudos de proveniência: uma revisão. Instituto de Geociências UFRGS. *Revista Pesquisas em geociências*, 32(1): p. 3-15.
- Baptista A.J., Castro W.B. de M., Greco F.M., 1986. Geologia da Serra do Espinhaço entre Conselheiro Mata e Rodeador, Minas Gerais. *Anais XXXIV Cong. Bras. Geologia, Goiânia. (2): p. 949-959.*
- Bau M. e Dulski P. 1999. *Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: Implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater.* *Chem. Geol.*, n. 155: p. 77-90.
- Bertani R. T., Costa I. G., Matos R. M. D. 1990. Evolução tectono sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. *In: Gabaglia, G. P. R., Milani, E.J., (ed). Origem e evolução de Bacias Sedimentares.* Rio de Janeiro: PETROBRAS: p.291-310.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. & Fisher N.I. 2002. *Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type.* *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: p. 602-622.
- Bertrand-Sarfati J. & Moussine-Pouchkine A. 1985. *Evolution and environmental conditions of Conophyton-Jacutophyton association in Atar Dolomite (Upper Proterozoic, Mauritania).* *Precambrian Research*, 29: 207-234.
- Biondi J. C. 1979. Correlação quantitativa dos efeitos de metassomatismo em rochas vulcânicas básicas. Exemplo dos metabasitos do Espinhaço Meridional (MG – Brasil). *Rev. Bras. Geoc.*, (9): p. 71-85.
- Boggiani P.C. 1997. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Doctoral Thesis, Instituto de Geociências – USP, 181 p.
- Borchert H. 1970. *On the ore deposition and geochemistry of manganese.* *Mineralium Deposita*, Berlim. V. 5, n. 3: p. 300-314.
- Boulton G. S. 1979. *Processes of glacier erosion on different substrata.* *Journal of Glaciology*, 23: p. 15-38
- Brito-Neves B. B., Kawaashita K., Cordani U. G. & Dehal J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *Rev. Bras. Geoc.*, 9: p. 71-85.

- Brito Neves B.B., van Schmus W.R., Babinsky M., Sabin T. 1993. O evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis ao norte do Cráton do São Francisco. II Simp. do Cráton do São Francisco, Salvador, Anais, p. 243-245.
- Brodzikowski K. & Van Loon A. J. 1987. *A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits*. Earth-Sci. Rev., 24: p. 297-381.
- Caxito F. A., Halverson G. P., Uhlein A., Stevenson R., Dias T. G., Uhlein G. J. 2012. *Marinoan glaciations in east central Brazil*. Precambrian Research – Elsevier. 200-203 (2012) p. 38-58.
- Carroll A. R. & Bohacs K. M. 1999. *Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls*. Geology, V. 27. p. 99-102.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. University of Alberta, Canadá. Ed. Elsevier, 375p.
- Chagas A. A. P., Cabral C. F. N., Rocha C. H. A.G., Masutti L. B., Silva L. B. 2006. Estratigrafia de Sequências aplicada às bacias tipo rifte. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Trabalho final de curso, módulo Geologia do Petróleo. 97p.
- Chiossi D. S. N. 1997. Estratigrafia de Sequências e condicionamento tectono-climático num rifte continental (Bacia de Sergipe-Alagoas). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 205p.
- Chemale Jr F., Dussin I. A., Alkmim F. F., Martins M. S., Queiroga G., Armstrong R.; Santos M. N. 2011. *Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil*. Gondwana Research, doi: 10.1016/J.Gr.2011.08.016
- Cloud P. e Dardenne M. 1973. *Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil*. Geological Society of America Bulletin, 84: 1673-1676.
- Cloud P. & Semikhatov M.A. 1969. *Proterozoic stromatolitic zonation*. American Journal of Science, 267: 1017-1061.
- COMIG. Projeto Espinhaço 1996. Companhia Mineradora de Minas Gerais. CD-ROM (inclui 23 mapas geológicos na escala de 1:100.000). Coordenadores e editores Gossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. Belo Horizonte, 2693p.
- CPRM 2005. Guia de procedimentos do SGB para amostragem e seleção de métodos geocronológicos aplicados ao mapeamento regional. DGM/DEGEO, Brasília, 14 p.
- CPRM-CODEMIG 2003. Mapa Geológico de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, CD-ROM.
- Cuckov N., Alvarenga C. J. S. de & Uhlein A. 2005. Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do Cráton do São Francisco: exemplos de Jequitaiá, MG e Cristalina GO. Ver. Brás. Geocie., 35: p. 69–76.
- Cumming G. L., Richards J. R. 1975. *Ore lead ration in a continuously changing earth*. Earth Planetary Science Letter, v. 18: 155-171.
- D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Teixeira W., Onstott T.C. & Renne P.R. 1990. *Paleomagnetic evidence for the evolution of Meso- to Neoproterozoic rocks in central-eastern Brazil*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 80: p. 255-265.

- Danderfer A. 2000. Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 494 p.
- Dardenne M.A., Mello S.M.G., Moeri E. 1972. Conophyton: um fóssil index do Precambriano no Grupo Bambuí. *Ciênc. Cult.*, 24 (2): p. 199-203.
- Dardenne M.A. e Campos Neto M.C. 1975. Estromatólitos colunares na Série Minas (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 5: p. 99-105.
- Dardenne M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil central. *In Congress. Bras. Geol.*, 30, Recife, 1978. *Anais... Recife, SBG. v.2: p. 597-610.*
- Dardenne M. A. & Walde D. H. G. 1979. A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil central. *In: Simp. Geol. Minas Gerais*, 1, Diamantina, 1979. *Anais... Diamantina, SBG/Núcleo MG*, p. 43-54.
- Dardenne M. A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *Anais. I Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais. SBG-Núcleo BA. CPRM/SME, Bahia*, p. 140-157.
- Dardenne M. A., 2000. *The Brasília fold belt*. In: Cordani, U. G.; Milani, A. J.; Thomaz F°, A.; Campos, D. A. *Tectonic Evolution of South America. Intern. Geol. Congress*, 31. Rio de Janeiro, Brazil, p. 231-264.
- Dardenne M.A. 2005. *Conophyton* de Cabeludo, Grupo Vazante (MG). In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiróz E.T., Winge M., Berbert-Born M. (ed) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet em 03/08/2005 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio073/sitio073.htm>
- Della Fávera J. C. 1990. Simetria estratigráfico-faciológica das sequências eocretáceas e neopaleozóicas do Brasil. *Bol. resumos, 1º Simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras, Rio Claro (SP)*.
- Della Fávera J. C. 2001. *Fundamentos de estratigrafia moderna*. Rio de Janeiro, Ed. UERJ, p. 263.
- Della Fávera J. C., Castro J. C., Soares U. M., Rossetti E.L., Matsuda N., Hashimoto A. T., Gusso J., Rodrigues R., Azambuja N. C. & Alves D. B. 1992. *Estratigrafia de Sequências da Formação Pendência, Bacia Potiguar*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX/CENEPES. Relatório interno.
- Della Fávera J. C., Castro J. C., Soares U. M., Rossetti E. L., Azambuja N. C., Rodrigues S. R., Hashimoto A. T., Matsuda N., Guzzo J., Alves D.B. 1994. *Estratigrafia de Sequências da Formação Pendência, Bacia Potiguar*. 3º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro (abstract).
- Derby O. A. 1882. Reconhecimento geológico dos vales do Rio das Velhas e alto Rio São Francisco. Rio de Janeiro. *Rel. (Min. Agricult.)* 38p.
- Derby O. A. 1906. *The Serra do Espinhaço*. *J. Geol.* 14: p. 374-401.
- Dickinson W. R. 1985. *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In: Zuffa G. G. (ed) *Provenance of Arenites*. Dordercht, The Netherlands, D. Reidel Pub. Co., p. 333-361.
- Dominguez J. M. L. 1993. As coberturas do Cráton São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds) *O Cráton do São Francisco*. Salvador. SBG. BA-SE/SGM/CNPq, p. 137-159.

- Dossin I.A. 1983. Geologia, Gênese e controle dos depósitos de manganês associados ao Grupo Macaúbas na Borda Ocidental da Serra do Cipó, MG (Área do Inhame). Diss. Mestrado. UNB.
- Dossin I.A. & Dardenne M.A. 1984. Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhame). *In: Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro. Anais, 3: p. 3104-3117.
- Dossin I. A., Uhlein A. & Dossin T. M. 1984. Geologia da Faixa móvel Espinhaço em sua porção meridiana-MG. *In: Congress. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v. 7: p. 3118-3132.
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3(1): p. 19-26.
- Dussin T. M., Dussin I.A., Rossi P. e Charvet J. 1995. Idade do Supergrupo Espinhaço: Determinação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pelo método de evaporação do Pb sobre monozircões de metavulcanitos sinsedimentares. *An. 8º. Simp. Geol. Minas Gerais, Bol.* 13: p. 11-13.
- Drewry D. 1986. *Glacial Geologic Processes*. (eds) Edward Arnold. Scott Polar Research Institute, University of Cambridge, 276 p.
- Dupont H. 1995. O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. *Bol. Soe. Brás. Geol., Núcleo Minas Gerais*, 13: p. 9-10.
- Dupont H. 1996. O Supergrupo São Francisco entre a Serra do Cabral e as serras do Espinhaço e de Minas: estudo estratigráfico e estrutural e relações de contato com o Supergrupo Espinhaço. *In: Cong. Bras. Geol*, 39, Salvador. Anais, 5: p. 489-493.
- Einsele G. 2000. *Sedimentary basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlim, 628 p.
- Eschwege W.L.V. (1833) *Pluto Brasiliense*. São Paulo, Livraria Edit. Itatiaia (Traduzido para o português de: D. F. Murta (1979). 2v. 306 + 222p.
- Eyles N. 1993. *Earth's glacial record and its tectonic setting*. *Earth-Science Reviews*, 35: p. 1-48.
- Eyles N., Eyles C.H. & Miall A.D. 1983. *Lithofacies types and vertical profile analysis: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences*. *Sedimentology*, 30: p. 393-410.
- Eyles N. & Eyles C.H. 1992. *Glacial Depositional Systems*. *In: R.G. Walker & N.P. James (edits.). Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Stittsville, p. 73-100.
- Faccini U. F. & Paim P. S. G. 2002. Estratigrafia de Seqüência em Depósitos Continentais. *In: Severiano Ribeiro, H. J. P. - Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e Aplicações*. Editora Unisinos, São Leopoldo, RS. p. 341-389.
- Fairchild T. R., Schopf J.W., Shen-Miller J., Guimarães E.M., Edwards M.D. Lagstein, A.; Li, X. and Melo F., L.S., 1996. *Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil*. *Precamb. Res.*, 80: p. 125-152.
- Ferreira V. P., Sial, A. N., Pimentel M. M., Toselli A. J., Aceñolaza F. G., Parada M. A., Alonso, R. 2000. *C and Sr isotopic evolution across Precambrian-Cambrian transition in NW Argentina*. *In: Annual Meeting of the Geological Society of*

- America, 2000, Reno, Nevada. GSA Abstracts with Programs. Reno, Nevada: Geological Society of America, 2000. v. 32: p. 454-454.
- Fogaça A. C. C., Almeida-Abreu P. A. & Schorscher H. D. 1984. Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana-central da Serra do Espinhaço-MG. 33º Congress. Bras. Geol., Rio de Janeiro (2): p. 2654-2667.
- Fraga L.M.S., 1999. O Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas no nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, região de Domingas-Inhaí, Diamantina, Minas Gerais. Diss. de Mestrado. IGC/UFMG, 140 p.
- Fraga L.M.S., Neves S.C., Uhlein A., Sial A.N., Souza F.P., 2011. Dados preliminares sobre a quimioestratigrafia de rochas carbonáticas do Grupo Macaúbas, região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (MG). Anais XIII Cong. Bras. Geoquímica, Gramado.
- Fraga L.M.S., Neves S.C., Uhlein A. 2010. Ocorrências de estromatólitos em rochas calcárias do Grupo Macaúbas na região nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, Couto de Magalhães de Minas, MG. Anais Cong. Bras. Geol. Belem (PA).
- Frimmel H.E. 2010. *On the reability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation*. Precambrian Research, 182: p. 239-253.
- Fritz W.J. e Moore J.N. 1988. *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*. John Wiley & Sons, Inc. USA. 371p.
- Galloway W. E. 1989. *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and Genesis of flooding-surface bounded depositional units*. AAPG Bull., v. 73: p. 125-142.
- Gore D.B., Colhoun E.A. & Bell K. 1994. *Derived constituents in the glacial sediments of the Vestfold Hills, East Antarctica*. Quaternary Science Reviews, 13: p. 301–307.
- Gradim R.J., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C.M. 2005. Xistos verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo básico do rifte neoproterozóico Macaúbas. Rev. Bras. Geoc., 35 (4-Suplemento): p. 59-69.
- Guimarães J.T. 1996. A Formação Bebedouro no estado da Bahia: Faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação. Diss. de Mestrado, UFB.
- Guimarães D. 1931. Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro (Minist. Agric.) Serv. Geol. Min. Brasil (Boletim 55), 36 p.
- Guimarães S.B., Reis Neto J.M., Siqueira R.B. 2002. Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiuru (Proterozóico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande, leste do estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 51: p. 77-88.
- Halverson G.P., Dudás F.O., Maloof A.C., Bowring, S.A. 2007. *Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256(3-4): p. 103-129.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. *Neoproterozoic chemostratigraphy*: Precambrian Research, 182: p. 337-350.
- Haq B., Hardenbol J. & Vail P.R. 1987. *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. Science, v. 235: p.1156-1166.
- Hettich M. 1977. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. Rev. Bras. Geociênc., 7: p. 87 – 101.

- Hettich M. e Karfunkel J. 1978. Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais, Rev. Escola de Minas de Ouro Preto 34: p. 5-8.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J. & Harverson G.P. 1998. *Coming and going of global glaciations on a Neoproterozoic tropical platform in Mamíbia*, GSA today, 8(5): p. 1-9.
- Hofmann C. 1983. *The Costa Sena Group – an Early Proterozoic supracrustal succession and the evolution of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil.* – Zbl. Geol. Palaont., (3/4): p. 446-458.
- Hoffman P. F. & Schrag D. P. 2002. *The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change.* Terra Nova 14: p. 129-155.
- Hoffman P. F., Halverson G. P., Domack E. W., Husson J. M., Higgins J. A., Schrag D. P. 2007. *Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial “cap-dolostones” diachronous?* Earth Planet. Sci. let.258: p. 114-131.
- Hoppe A. e Otto J. 1982. *Volcanic rocks of the Espinhaço Supergroup (Proterozoic I), eastern Brazil.* V Congress. Latinoamericano de Geologia, Argentina IV: p. 125-135.
- Hoppe A., Hormann P. K. & Eulert M. H. 1983. Padrões de terras raras de rochas básicas proterozóicas da Serra do Espinhaço, MG. III Simp. Geol. de Minas Gerais. Anais... (3): p. 143-147.
- Hoskin P.W.O. & Ireland T.R. 2000. *Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator.* Geology, 28(7): p. 627-630.
- Inda H. A. V., e Barbosa, J. F. 1978. Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1: 1000000. CPRM/SME/CBPM. 137 p.
- Isotta C. A. L., Rocha-Campos A. C. e Yoshida R., 1969. *Striated pavement of the Upper Pre-Cambrian glaciation in Brazil.* Nature, 222: p. 466-468.
- Iyer S.S., Babinski M., Krouse H.R., Chemale J.F., 1995. *Highly ¹³C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil.* Precambrian Res., 73: p. 271–282.
- Karfunkel B. & Karfunkel J. 1976. Estudos petro-faciológicos no Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço – MG. In: Cong. Bras. geol., 29, Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto, SBG. v. 2: p. 179-188.
- Karfunkel J., Schmidt J. C. & Karfunkel B. 1981. Contribuição a estratigrafia da Faixa de dobramentos Araçuaí. In: Simp. Cráton do São Francisco, Salvador, 1981. Anais... Salvador, SBG, p. 158-163.
- Karfunkel J., Pedrosa-Soares A.C., Dossin I.A. 1985. O Grupo Macaúbas em Minas Gerais, Revisão dos conhecimentos. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 3, Belo Horizonte. Anais, p. 45-59.
- Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. *Late Proterozoic glaciation in central – eastern Brazil: Synthesis and model.* Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 65: p. 1–21.
- Kaufman A.J. 1998. *Neoproterozoic chemostratigraphy: Key events in Earth history ordered by detailed intra- and inter-basinal correlation.* In: SBG-MG, Congress. Bras. Geol., 40, Anais, p. 2.

- Kaufman A.J. & Knoll A.H. 1995. *Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications*. Precambrian Res. 73: p. 27-49.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. 1993. *The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate*: Earth and Planetary Science Letters, 120(3-4): p. 409-430.
- Knauer L. G., 1990. Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de mestrado. Campinas. Univ. Campinas. 298 p.
- Knauer L. G. & Schrank A. 1993. A origem dos filitos hematítico da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Geonomos 1: p. 33-38.
- Knauer L.M. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. Geonomos 15(1): p. 81-90.
- Knoll A. H. 1985. *The distribution and evolution of microbial life in the late Proterozoic Era*. Annual Review of Microbiology, 39: p. 319-417.
- Kuchenbecker M. 2011. Químioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). Dissertação de Mestrado, IGC– Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil, 91 p.
- Lachniet M. S., Larson G. J., Strasser J. C., Lawson D. E., Evenson E. B., Alley R. B. 1999. *Microstructures of glacially deposited sediments-flow deposits, Manatuska Glacier, Alaska*, In Mickelson, D. M. and Atting J. W., eds, *Glacial Processes Past and Presents: Boulder, Colorado*. Geol. Society of America Special Paper 337:p. 45-55.
- Lawson D. E. 1979. *A sedimentological analysis of the western terminus region of the Manatuska Glacier*. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory Report 79-9.
- Lima S.A.A., Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U.G., Nutman A. 2002. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas, e idades U-Pb SHRIMP. Rev. Bras. Geoc., 32(4): p. 491-500.
- Lindemberg S.F., Góes H. & Silva M.F.L. 1997. Geologia da região de Domingas, Couto de Magalhães de Minas, Minas Gerais. Monografia de graduação, IGC/UFMG e Dept. Geologia/UFOP, 58 p.
- Lowe D.R. 1979. *Sediment gravity flow: their classification and some problems of application to natural flows and deposits*. In: Doyle, L.J. & Pilkey, O.H. (eds.). Geology of Lyer S. S.
- Lucieth C.V., Trindade R.I.F., Nogueira A.C.R., Ader M. 2007. *Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil*: Science Direct, C.R. Geoscience 339. p. 240-258.
- Ludwig K.R. 2001. Squid 1.02: A User Manual: Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2. 19 p.
- Ludwig K. R. 2003. *Using Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel*, Berkeley Geochronologic Center. Special publication n. 1: 43p.

- Machado N., Schrank A., Abreu F.R. de, Knauer L.G. & Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 5, Belo Horizonte. Anais, p. 171-174.
- Marshak S. & Alkmim F. F. 1989. *Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil*: *Tectonics*, v. 8, p. 555–571.
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A. & Pedrosa-Soares A.C. 2006. *Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage*. *Journal Structural Geology*, 28:p. 129- 147.
- Martini I.P., Brookfield M.E., Sadura S. 2001. *Principles of glacial geomorphology and geology* – Prentice Hall, Inc. New Jersey, 381p.
- Martins M. de S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas (MG). Tese de doutoramento, IGC/UFMG, 248 p.
- Martins M., Karfunkel J., Noce C.M., Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Sial A.N., Liu D. 2008. A Sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de geociências/SBG*, v. 38 (4):761-772.
- Martins M. 1999. Análise estratigráfica das sequências Mesoproterozóicas (borda oeste) e Neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. Diss. de Mestrado, IGC/UFRGS.
- Martins M. & Lemos V.B. 2007. Análise estratigráfica das sequências neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 37 (4 Suplemento): p. 156-167.
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma Bacia Rifte - Sag do Paleo/Mesoproterozóico. - *Rev. Bras. Geoc.*, 28: p. 151-168.
- Martins-Neto M.A. & Alkmim F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de rodínia e colagem do Gondwana. *In* Pinto, C. P., Martins-Neto, M. A. (Ed). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte: SBG: p. 31-54.
- Matos R. M. D. 1987. Sistema de riftes cretáceos do Nordeste Brasileiro. *In: Seminário de Tectônica da Petrobrás*, 1, 1987, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: PETROBRAS/DEPEX, p. 126-159.
- McLennan S.M. 1989. *Rare earth element in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes*. *In: Lipin B.R. & McKay G.A (eds.) Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. *Rev. Mineral.*
- Miall A.D. 1996. *The geology of stratigraphic sequences*. Berlim, Springer-Verlag, 433p.
- Middleton G.V. & Hampton M.A. 1976. *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows*. *In: Stanley, D.J. & Switt, D.J.P. (eds). Marine Sediment Transport and Environmental Management*. New York, Wiley: p. 197-218.
- Misi A. & Veizer J. 1998. *Neoproterozoic carbonate sequences of the Uma Group, Irecê Basin, Brazil: Chemostratigraphy age and correlations*. *Precambrian Res.*, 89: p. 87-100.
- Mitchum R. M. 1977. *Seismic Stratigraphy and Global changes of Sea Level. Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy*. *In: Payton, C. E. (ed) Seismic*

- Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG, Mamoir 26: p. 205-212.
- Moraes L. J. 1928. Geologia da região diamantina de Minas Gerais – Relatório de atividades. Rio de Janeiro, DNPM, Serv. Geol. Min. Rel. Ann. Dir. 1928: p.29-34.
- Moraes L. J. de, & Guimarães D. 1930. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Geraes. – Ann. Ac. Bras. Sc.2: p. 153-186
- Moraes-Rego L. F., 1931. As estruturas antigas do Brasil. Ann. Escola de Minas de Ouro Preto, v.22: p. 26-85.
- Moraes L.J., Barbosa O., Arrojado Lisboa J.M., Lacourt F., Guimarães D. 1937. Geologia econômica do norte de Minas Gerais. Rio de Janeiro: DNPM (Boletim DNPM/SFPM 19, 191p.
- Morton A.C. 1991. *Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research*. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (eds.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society Special Publication, 57: p. 31- 45
- Mutti E., 1992. *Turbidite Sandstones*. Agip., Milano, 275p.
- Mutti E., Davoli G., Tinterri R. & Zavala C. 1996. *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. Estratto da Memorie di Scienze Geologiche, Padova, Itália, v. 48: p. 233-291.
- Nagarajan R., Sial A.N., Armstrong-Altrin J.S., Madhavaraju J., Nagendra R. 2008. *Carbon and Oxygen isotope geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima basin, Karnataka, Southern India*: Revista Mexicana de ciencias geológicas, V. 25, N° 2: p 225-235.
- Nemec W., Steel R.J., Porebski S.J. e Spinnangr A. 1984. *Domba Conglomerate, Devonian, Norway: Process and lateral variability in a mass flow-dominated, lacustrine fan-delta*. In: Koster, E.H. and Steel R.J. (Eds), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum geologists, Memoir 10: p. 295-320.
- Netto A.S.T. 1980. Manual de sedimentologia. Salvador. PETROBRAS/SEPES/DIVEN. Setor de ensino na Bahia. 194p.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi-Sad J.H., Baars J.R., Guimarães M.L.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R. & Roque N.C. 1997. Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: registro de uma bacia neoproterozóica. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 9, Ouro Preto. Bol. 14: p. 29-31.
- Noce C.M., Macambira M.B. & Pedrosa-Soares A.C. 2000. *Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating*. Rev. Bras. Geoc., 30: p. 25-29.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C. & Alkmim F.F. 2007. O embasamento arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. Geonomos 15(1): p. 17-23.
- Nogueira G.M.S., Dardenne M.A. 1992. Caracterização dos dolomitos biohermais estromatolíticos da região de Lagamar, MG. Bol. Res. Exp., Cong. Brás. Geol., 37, SBG, São Paulo, 1: p. 70-71.
- Owen L. A., Scott C. H., Derbyshire E. 2000. *The Quaternary glacial history of Nanga Parbat*. Pergamon and INQUA, Quaternary International, 65/66: p. 63-79.

- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R.L.B.P. 1992. Discussão Sobre Novo Modelo Tectônico Para A Faixa Araçuaí. *Revista Escola de Minas - REM*, Ouro Preto, v. 45, n. 1/2: p. 38-49.
- Pedrosa-Soares A.C. 1995. Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, MG: história da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico. Tese de doutoramento, IG/UnB, Brasília, 177p.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. *Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí- West Congo Orogen*. *Geology*, 26: p. 519-522.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000a. *Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira belt, eastern Brazil*, (Intern. Geol. Congress, 31): p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Cordani U.G., Nutman A. 2000b. *Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: first U-Pb (SHRIMP) data of detrital zircons*. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: p. 58-61.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M. & Pinto C.P. 2001. *The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly*. *Precambrian. Research*, 110: p. 307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15(1): p. 1–16
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. *Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen*. Geological Society, London, Special Publications.
- Pedrosa-Soares A. C., Babinski M., Noce C., Martins M., Queiroga G. & Vilela F. 2011. *The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations*. In: Arnaud, E., Halverson, G. P. & Shields-Zhou, G. (eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs, 36: p. 523–534.
- Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. *How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen?* *Geonomos*, 19 (2): p. 244-251.
- Pflug R. 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Rio de Janeiro. DNPM/DGM Boletim 226, 55p.
- Pflug R. 1968. Observações sobre a estratigrafia de Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. Rio de Janeiro DNPM/DGM Notas preliminares e estudos 142, 20p.
- Pflug R. & Renger F.E. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do cráton Sanfranciscano. In: Congresso Bras. de Geologia, 27, Aracaju. Anais, 2: p. 5-19.
- Phillips R.L. 1984. *Depositional features of late Miocene, marine cross-bedded conglomerated, California*. In: Koster, E.H. e Steel R.J. (eds), *Sedimentology of*

- Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum geologists, Memoir 10: p. 345-358.
- Pimentel M. M. & Fuck R. A. 1992. *Neoproterozóic crustal accretion in central Brazil*. *Geology*, 20: p. 375-379.
- Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S. & Armstrong R. 2002. Proveniência da Formação Jequitaí, Brasil Central, com base em dados U/Pb Shrimp em zircões detríticos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. Anais, p. 503.
- Pires G. e Tibães A., 2010. Estudo Paleontológico dos calcários estromatolíticos do Grupo Macaúbas na Serra do Espinhaço Meridional (MG). Trabalho de conclusão de curso – UFVJM, Dimantina, 52p.
- Piuzzana D. 2002. Geologia Isotópica U-Pb e Sm-Nd da Sequência Silvânia, Complexo Anápolis-Itatiaiuçu e Grupo Araxá na região de Leopoldo de Bulhões, Goiás: Contribuição ao estudo da evolução da Faixa Brasília. UNB, Tese de doutoramento, 141p.
- Possamentier H. W. & Vail P. R. 1988. *Eustatic controls on clastic deposition. II Sequence and system tract models*. In: Wilgus, C. K. et al., orgs.: *Sea-Level Changes – An integrated Approach*. SEPM Spec. Public., nº 42: p. 125-154.
- Possamentier H. W. & Allen G. P. 1994. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy. Concepts and Applications*. AAPG Short Course, 89p.
- Possamentier H. W., Jervey M. T. & Vail P. R. 1988. *Eustatic controls in clastic deposition I – Conceptual framework*. In: Wigus, C. K. et al., orgs.: *Sea-Level Changes – An integrated Approach*. SEPM Spec. Public., nº 42: p. 109-124.
- Principato S. M., Jennings A. E., Kristajánsdóttir G. B., Andrews J. T. 2005. *Glacial-Marine or Subglacial Origin of Diamicton Units from the Southwest and North Iceland Shelf: Implications for the Glacial History of Iceland*. *Journal of Sedimentary Research*; v. 75; nº 6: p. 969-983.
- Prothero D.R. 1989. *Interpreting the stratigraphic record*. W.H. Freeman & Company, New York, 410p.
- Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Quéméneur J. & Castañeda C. 2006. A unidade metassedimentar do Ofiolito de Ribeirão da Folha, Orógeno Araçuaí, Minas Gerais: Petrografia, Geotermobarometria e calcografia. *Geonomos*, 14(1): p. 25-35.
- Queiroga G. N., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Pimentel M.M., Martins M., Dantas E., Castañeda C., Suita M.T.F., Prichard H. 2007. *Age of the Ribeirão da Folha Ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb zircon (LA-ICPMS) dating of a plagiogranite*. *Geonomos* 15(1): p. 61-65.
- Queiroz W.P., 2002. O Grupo Macaúbas nos arredores de Couto de Magalhães de Minas, Minas Gerais, com ênfase na caracterização litológica e faciológica dos depósitos glaciogênicos. Instituto de Geociências – UFMG. Dissertação de Mestrado, 178 p.
- Raaben M.E. 1969. *Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy*. *American Journal of Science*, 267: p. 1-18.
- Ramos M.L.S. 2000. Geoquímica isotópica de sequências carbonáticas do proterozóico médio/superior no Brasil: um estudo da transição Espinhaço/Macaúbas (Faixa

- Araçuaí) e Araí/Paranoá (Faixa Brasília). Diss. de Mestrado. Departamento de Geologia, UFOP.
- Reading H. G. 1986. *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford: Blackwell, p. 63-94.
- Remus M. V. D., Souza R. S., Cupertino J. A., De Ros L. F., Dani N. & Vignol-Lelarge, M. L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Rev. Bras. Geoc.* (suplemento): p. 166-185.
- Rocha-Campos A. C., Hasui Y. 1981. *Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais and southern Bahia, Brazil*. In: Hambrey, M. J., Harland, W.B. (Eds.). *Earth's pré-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge University Press, p. 933-939.
- Rollinson H. 1993. *Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Ed. Longman Singapore pub. Singapura, 352p.
- Roy S. 1968. *Mineralogy of the different genetic types of manganese deposits*. *Economic Geology*, v. 63: p. 76-786.
- Sallun Filho W. e Fairchild T. R. 2004. Os estromatólitos do Grupo Itaiacoca ao sul de Itapeva, São Paulo. *Revista Brasileira de Paleontologia*, Porto Alegre, 7 (3): p. 359-370.
- Sallun Filho W e Fairchild T. R. 2005. Estudo comparativo entre estromatólitos do tipo conophyton das Faixas Ribeira e Brasília. *Rev. do Instituto geologico*. São Paulo, 26(1/2): p. 1-18.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Babinsky M., Ramos M.L.S., Cukrov N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A., Noce C.M. 2004. *Carbon isotopes of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco Cráton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleogeographic implications*. *J. South Am. Earth Sci.* Elsevier 18: p. 27-39.
- Sato K., Kawashita L. 2002. Espectrometria de massa em geologia isotópica. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 2: p. 57-77.
- Schobbenhaus C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Rev. Bras. Geoc.*, 26: p. 265-276.
- Schöll W.U. 1976. Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos no Grupo Macaúbas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto. Anais, 2: p. 67-73.
- Schöll W.U. & Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. – Atas 1. Simp. Geol. Minas Gerais, Diamantina (1): p. 55-73,
- Scholz C. A., Rosendahl B. R. & Scott D. L. 1990. *Development of Coarse grained Facies in Lacustrine Rift Basins: Examples from East Africa*. *Geology*, v. 18, n.2: p. 140-144.
- Scott R.B., Hajash A. 1976. *Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas a microprobe study*. *Am. J. Sci.*, v. 276: p. 480-501.
- Sial A.N., Ferreira V.P., Bezerra V.S., Gilsa M., Soares D.R. 2000. *Current methodologies at the stable isotope laboratory of the Federal University of Pernambuco, Brazil*. Site: <http://www.ufpe.br/neglabise/staff.php.p.110-112>.
- Silva I.E. 2010. Estromatólitos Neoproterozóicos registrados no Conjunto litológico Rio Branco (Formação Capiru, Grupo Açungui). DEGEO/Universidade Federal do Paraná, Dissertação de Mestrado, 99 p.

- Silva R. R. 1994. *Contribution to the stratigraphy and paleogeography of the lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic) between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais state, Brazil*. Tese de doutoramento. Freiburg (Alemanha). Univer. Freiburg, Geol. Inst. 115p.
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C., Vieira V.S., Silva M., Paes V. & Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geoc.*, 32: p. 513-528.
- Sloss L. L. 1963. *Sequences in the cratonic interior of North America*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 74: p. 93-114.
- Souza S. M. 1982. Atualização da Litoestratigrafia da Bacia Potiguar. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador. Anais...*, v.5: p. 2392-2406.
- Stern R.A. 1997. *The GSC Sensitive High resolution ion microprobe (SHRIMP) analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation*. *In Radiogenic age and isotopic studies: report 10: Geological survey of Canada, current research 1997-F: p. 1-31.*
- Srivastava N. K. 1982. Algumas observações sobre os estromatólitos dos Grupos Una (Bahia) e Vaza Barris (Sergipe), nordeste do Brasil. *Ciências da Terra*, 3: p. 7-11.
- Srivastava N.K. 2004. Estromatólitos. *In: I. S. Carvalho (ed). Paleontologia*. Interciência, Rio de Janeiro, p. 119-136.
- Srivastava N. K., Rocha A.J.D. 1999a. Fazenda Cristal, BA – Estromatólitos Mesoproterozóicos. *In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiróz E.T., Winge M., Berbert-Born M. (ed) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet 29/12/1999 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio093/sitio093.htm>
- Srivastava N. K., Rocha A.J.D. 1999b. Fazenda Arrecife, BA – Estromatólitos Neoproterozóicos. *In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiróz E.T., Winge M., Berbert-Born M. (ed) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet 03/11/1999 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio061/sitio061.htm>
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1995. *The continental crust: Its composition and Evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 312p.
- Ubiraci M. S. 2000. As relações entre tectonismo e sequências deposicionais no Rifte Potiguar – porção SW do graben de Umbuzeiro, Bacia Potiguar emersa. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte – CCET/PPGG, 128p.
- Uhlein A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de doutoramento, USP, 295 p.
- Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1995. Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton São Francisco. *Geonomos* 3 (1): p. 99-107.
- Uhlein A., Trompette R. R., Alvarenga C.J.S. 1999. *Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitai – Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil)*. *J. South Am. Earth Sci.*, 12: p. 435–451.

- Uhlein A. & Chaves M. L. de S. C. 1989. Mapa geológico da região de Mendanha a São Gonçalo do Rio Preto – MG. escala 1:25.000.
- Uhlein A., Alvarenga C. J. S., Trompette R., Dupont H.S.J.B., Egydio-Silva M., Cuckov N., Lima O.N.B. 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o Cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B (org.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, p. 539-553.
- Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. & Vauchez A. 2007. A Glaciação Sturtiana (~750 Ma), a estrutura do Rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15(1): p. 45-60.
- Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Thompson S. 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3. Relative change of sea level from coastal onlap.* *In C. E. Peyton (Ed), Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration.* American Association of Petroleum Geologists Memoir 26: p. 63-81.
- Van Wagoner J. C., Possamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R. Sarg J. F., Loutit T. S. & Hardenbol R. M. 1988. *An overview of the Fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.* *In: orgs.: Sea-Level Changes – An integrated Approach.* SEPM Spec. Public., nº 42: p. 39-46.
- Van Wagoner J. C., Mitchum R. M. Jr., Champion K. M. & Rahmanian V. D. 1990. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and fácies.* AAPG, Methods in Exploration series, nº 7, 55p.
- Vasconcelos E. P., Lima Neto F. F. Roos S. 1990. Unidade de correlação da Formação Açú. *In: SBG, Congress. Bras. Geologia*, 36, 1990, Natal. Anais, v.1: p. 227-240.
- Veizer J., Holser W.T., Wilgus C.K. 1980. *Correlation of $^{13}C/^{12}C$ and $^{34}S/^{32}S$ secular variations.* *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44: p. 579–587.
- Vieira L. C., Almeida R. P., Trindade R. I. F., Nogueira A. C. R., Janikian L. 2007. A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Rev. Bras. Geoc.* 37 (4 – supplement): p. 1-14.
- Viveiros J.F.M., Sá E.L., Vilela O.V., Santos O.M., Moreira J.M.P., Holder Neto F. & Vieira W.S. 1979. Geologia dos vales do Rio do Peixe Bravo e Alto-Vacaria, norte de Minas Gerais. *In: Simp. Geol. Minas Gerais*, 1, Diamantina. SBG/MG Anais, 1: p. 75-87.
- Viveiros J. F. M. & Walde D. 1976. Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. *Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie* 38 (39): p. 15-27.
- Walde D. 1976. *Fazielle Entwicklung des Präcambriums zwischen Serra Mineira und Serra do Cabral (Minas Gerais, Brasilien).* Dr.-Thesis, Freiburg, Universität Freiburg, Germany, 62 p.
- Walker R.G. 1984. *Fácies Models*, 2nd Ed. Geological Association of Canada, 317p.
- Williams I. S. 1998. *U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe – Chapter 1.* *In McKibben M. A., Shanks III W. C., Ridley W. I. (eds). Applications of microanalytical techniques to understand mineralizing processes.* *Reviews in Economic Geology*, v. 1: p. 1-35.