



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



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**O Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral, Minas Gerais:
contribuição ao estudo de proveniência sedimentar.**

Autor

Tiago Carneiro Lopes

Orientador

Maximiliano de Souza Martins

Co-orientador

Antônio Carlos Pedrosa Soares

Belo Horizonte 2012

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



**O Supergrupo Espinhaço na
Serra do Cabral, Minas Gerais:
contribuição ao estudo de
proveniência sedimentar**

por

Tiago Carneiro Lopes

Orientação: Professor Maximiliano de Souza Martins - UFMG

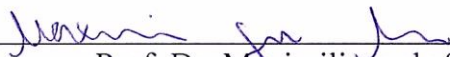
Co-orientação: Professor Antônio Carlos Pedrosa Soares – UFMG

Belo Horizonte, 10 de dezembro de 2012.

Dissertação intitulada *O Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral, Minas Gerais: contribuição ao estudo de proveniência sedimentar*, de autoria do mestrando Tiago Carneiro Lopes, apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da UFMG como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Regional.

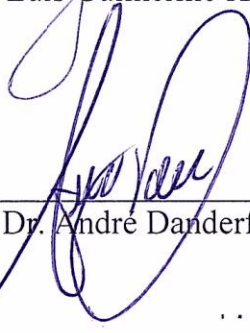
Aprovada pela Banca Examinadora constituída pelos seguintes professores:



Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins - UFOP
Orientador



Prof. Dr. Luis Guilherme Knauer – IGC/UFMG



Prof. Dr. André Danderfer Filho - UFOP

Belo Horizonte, 21 de novembro de 2012

“Ao Seu Celso, Dona Madalena, Ju e Lu obrigado pelo apoio incondicional”

Agradecimentos

Esta dissertação foi fruto de muita dedicação e empenho, onde por muitas vezes foram sacrificadas horas de lazer e descontração que sedimentam e mantêm os laços de amizade. Porém a jornada a que me submeti colocou em meu caminho acontecimentos e pessoas que me moldaram e engrandeceram. Dito isto agradeço:

- à minha família, por ser realmente uma família, sempre presente base de tudo, especialmente a meus pais, pois mais importante do que os ensinamentos são os exemplos;
- ao meu mestre e amigo Professor Maximiliano Martins que me abriu os olhos para a geologia;
- à minha companheira e amiga Luciana Maciel, meu motivo, pelo amor, paciência e compreensão;
- ao meu co-orientador Professor Antônio Carlos Pedrosa Soares pelas oportunidades;
- aos companheiros de campo: Professor Ivo Dussin e geólogos Mariana Leite e Marcelo Santos, pelas discussões e conselhos, e os estudantes Wagner, Danilo e Gabriela pelo companheirismo e disposição;
- aos companheiros da pós-graduação Daniel Gradim, Paulo Dias, Fabrício Caxito, Julio Sanglard, Matheus Kuchenbecker, Humberto Reis, Daniel Galvão, Dôra Atman, Tatiana Dias, Mônica Mendes, Augusto Fernandes, Tiago Novo, Mayra Tedeschi, Camila Gradim, Yuri Ribeiro, Gabriel Uhlein, entre outros;
- aos professores Glaucia Queiroga, Alexandre Uhlein, Lucia Fantinel, Joachim Karfunkel e Ricardo Diniz, que me aconselharam e ajudaram a discutir pontos fundamentais deste trabalho;
- aos moradores de Lassance, Várzea da Palma, Buenópolis, Joaquim Felício e Francisco Dumont pela receptividade e acolhimento, cito em especial o Walandir e a Dona Marieta e família;
- à CPRM pelo apoio financeiro;
- ao Instituto Tecnológico de Freiberg (Alemanha) na pessoa do Professor Jens Götze pelo apoio, oportunidade e ensinamentos;
- ao amigo Reik Degler por toda ajuda durante minha estadia em Freiberg;
- ao Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFMG);
- ao projeto FUNDEP-PETROBRAS 2009 na pessoa do Professor Farid Chemale Junior, pelos dados cedidos;
- à bolsa da CAPES;
- aos amigos de todas as horas;
- à Deus.

Epígrafe

“A mente que se abre a uma nova idéia jamais voltará ao seu tamanho original.”

Albert Einstein

Resumo

A Serra do Cabral é uma feição geomorfológica do relevo mineiro, no interior do Cráton do São Francisco, onde afloram parcialmente os litotipos de topo do Supergrupo Espinhaço como coberturas pouco deformadas e metamorfisadas. Estes litotipos são representantes das formações Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira e Córrego Pereira, sendo que as duas últimas unidades só ocorrem no flanco oeste da serra.

Estas unidades foram abordadas do ponto de vista da proveniência sedimentar através do levantamento de sete colunas de detalhe 1:200 apoiadas por análises petrográficas macro e microscópica (associada à catodoluminescência), geocronologia de zircões detríticos e geoquímica. Uma etapa de mapeamento regional 1:100.000 precedeu a etapa de levantamentos de detalhe fornecendo dados sobre a estrutural e a estratigrafia da área visando a logística destes levantamentos.

As unidades foco foram depositadas em uma bacia intracratônica, encoberta por um mar raso, sem desníveis pronunciados e com ampla conexão com o oceano durante grande parte de seu preenchimento. Esta bacia apresentava paleodeclives para *NW*, durante a maior parte de seu preenchimento sedimentar, e sofreu alternâncias bruscas entre períodos de calmaria e de alta energia do ambiente.

A unidade basal da área de estudo é a Formação Galho do Miguel, composta por arenitos maduros depositados em ambiente eólico, com direção principal dos ventos *N-S*, seguido por ambiente marinho raso a litorâneo dominado por ondas, com aporte sedimentar de *N* e *NE*. Esta unidade teve contribuição de sedimentos extrabaciais provindos de fontes mistas variadas.

O Grupo Conselheiro Mata é representado por dois ciclos transgressivos-regressivos marcados por duas unidades pelíticas feldspáticas (formações Santa Rita e Córrego Bandeira) intercaladas por duas unidades psamíticas (formações Córrego dos Borges e Córrego Pereira). Predominam para as unidades finas ambientes marinhos plataformais, parcialmente influenciados pela ação de ondas de tempestades. Para as unidades psamíticas tem-se um ambiente marinho raso a litorâneo, com influência de ondas, marés e correntes oceânicas. Para este grupo houve aporte de sedimentos híbridos (intra e extrabaciais) com atuação de fontes graníticas de alto potássio proximais (*N*) e fontes mistas variadas.

Abstract

The Cabral Hill is a geomorphological feature of Minas Gerais relief where the Espinhaço Supergroup lithotypes upper part partially crops out inside the São Francisco craton as slightly deformed and metamorphosed covers. These lithotypes represents the Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira e Córrego Pereira formations, the two last units only occurring on the hills western flank.

These formations were approached from the sedimentary provenance point of view by seven detailed sections 1:200 supported by macro and micropetrography (combined to catodoluminescence), detrital zircons geochronology and geochemistry analysis. A regional mapping stage 1:100.000 had preceded the detailed stage providing structural and stratigraphic informations about the area aiming at the logistics of the second stage.

The focus units were deposited in an intracratonic basin covered by a shallow sea with no pronounced slopes and with a wide connection to the ocean for the most part of its sedimentary filling. This basin had a *NW* paleoslope during the most part of its sedimentary filling and suffered sudden changes with calm and stormy periods.

The study area basal unit is the Galho do Miguel Formation composed of mature sandstone deposited in an aeolian environment with *N-S* main wind direction followed by coastal to shallow marine environments dominated by waves with sedimentary transport to *S* and *SW*. This unit had extra basinal sediment inputs coming from mixed varied sources.

The Conselheiro Mata Group is represented by two transgressive-regressive cycles marked by two feldspatic pelitic units (Santa Rita and Córrego Bandeira formations) intercalated by two psammitic units (Córrego dos Borges and Córrego Pereira formations). For the fine grain units prevails a shelf marine environment partially over storm wave base and for the psammitic units a coastal to shallow marine environment under wave, tides and oceanic currents. To this group there were hybrid sediment input (intra and extra basinal) with acting proximal high potassium source (*N*) and varied mixed sources.

Sumário

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Epígrafe	iii
Resumo	vi
Abstract	v
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Considerações iniciais.....	1
1.2. Localização e acessos	2
1.3. Natureza do problema	3
1.4. Objetivos	6
1.5. Metodologia	6
1.6. Aspectos fisiográficos.....	13
1.7. Estruturação da dissertação	16
CAPÍTULO 2. GEOLOGIA REGIONAL	18
2.1. Contexto geotectônico	18
2.2. Trabalhos anteriores no contexto do Supergrupo Espinhaço e da Serra do Cabral ..	19
2.2.1. Embasamento	19
2.2.2. Supergrupo Espinhaço	19
2.2.3. Supergrupo São Francisco.....	24
2.3. Geologia estrutural	25
2.4. Geocronologia	28
2.5. Modelo de evolução tectônica.....	30
CAPÍTULO 3. CONSIDERAÇÕES SOBRE O ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E ESTRUTURAL DA SERRA DO CABRAL	31
CAPÍTULO 4. PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA SERRA DO CABRAL	40
4.1. Estratigrafia/Sedimentologia.....	42

4.1.1. Grupo Diamantina	42
4.1.2. Grupo Conselheiro Mata	46
4.2. Petrografia microscópica e catodoluminescência	64
4.2.1. Grupo Diamantina	64
4.2.2. Grupo Conselheiro Mata	67
4.3. Geoquímica	84
4.4. Geocronologia	89
CAPÍTULO 5. DISCUSSÕES	92
CAPÍTULO 6. CONCLUSÕES	105
CAPÍTULO 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106
CAPÍTULO 8. ANEXO	116

Índice de figuras

Figura 1.1: Mapa de terreno com a articulação da Folha Serra do Cabral	2
Figura 1.2: Modelo digital de terreno com os limites da Folha Serra do Cabral e a divisão das porções para o mapeamento.	7
Figura 1.3: Mapa litológico simplificado (1:100.000) da Folha Serra do Cabral com perfis e amostras para geocronologia.	8
Figura 1.4: Relações trigonométricas utilizadas para determinar espessura das camadas.	9
Figura 1.5: Mapa litológico simplificado (1:100.000) da Serra do Cabral, com perfis levantados e amostras para litoquímica.	12
Figura 1.6: Modelo digital de terreno com hidrografia da Folha Serra do Cabral (1:100.000), relacionada a Bacia hidrográfica do São Francisco com suas subdivisões.	14
Figura 1.7: Geomorfologia da Folha Serra do Cabral com os grandes domínios geomorfológicos presentes na área. A) Modelo digital de terreno 3D com os limites da Folha Serra do Cabral; B) Foto panorâmica mostrando a Serra da Água Fria, à esquerda, o sinclinal de Covancas ao centro, e a Serra do Cabral à direita	15
Figura 1.8: A) Domínio das baixadas com processo de voçorocamento em rochas pelíticas; B) Rochas calcárias se destacando em meio a rochas pelíticas, como morros íngremes e paredões (C). .	16
Figura 2.1: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco mostrando extensão das coberturas proterozóicas e das rochas e feições tectônicas do embasamento, além do posicionamento da Folha Serra do Cabral e dos segmentos do Supergrupo Espinhaço em relação ao Cráton e a Bacia do São Francisco.	18

Figura 2.2: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina e Conselheiro Mata.	20
Figura 2.3: Colunas estratigráficas esquemáticas correlacionando o topo da Formação Galho do Miguel e o Grupo Conselheiro Mata, segundo ciclos transgressivos e regressivos, na Região de Conselheiro Mata (à direita) e na borda leste da Serra do Cabral (à esquerda).	21
Figura 2.4: A) Mapa geológico simplificado da bacia intracratônica do São Francisco, mostrando a distribuição das grandes unidades estratigráficas e as principais feições estruturais.....	25
Figura 2.5: Feições dominantes e domínios estruturais da área estudada.	27
Figura 2.6: Estruturas do embasamento da bacia. a) Mapa Bouguer; b) Mapa esquemático com a distribuição de altos e baixos do embasamento.	28
Figura 3.1: Mapa geológico simplificado, 1:100.000, da Folha Serra do Cabral. A seção A-B corresponde à figura 3.6.	32
Figura 3.2: Imagem LANDSAT-TM, banda 7 (R7G4B2) e coluna estratigráfica simplificada da região da Serra do Cabral.....	33
Figura 3.3: Vista de contraste geomorfológico entre os pelitos da Formação Santa Rita (baixada) e arenitos da Formação Galho do Miguel (morros ao fundo).	34
Figura 3.4: A) Afloramento de diamictito alterado em drenagem mostrando grande perda de clastos (buracos); B) diamictito com matriz silto-arenosa alterada arroxeadada, contendo clastos alterados de carbonato, pelito e quartzo.....	35
Figura 3.5: A) Bloco de diamictito com clastos de quartzito subangulosos no tamanho seixo e matriz arenosa; B) Afloramento de diamictito mostrando gradação dos clastos.....	36
Figura 3.6: Perfil A-B da Folha Serra do Cabral (marcado no mapa da Figura 3.1), ilustrando o comportamento das principais unidades estratigráficas delimitadas.	36
Figura 3.7: A) Padrão de dobramento observado na Formação Córrego Bandeira, porção NW da Serra do Cabral. B) Dobra com flanco invertido e vergência para W em arenitos finos da Formação Córrego Pereira, flanco W da Serra do Cabral. Em amarelo o acamamento e vermelho o plano axial.	37
Figura 3.8: Estereograma com projeção polar de acamamentos (A) e foliações (B) para o Supergrupo Espinhaço.	37
Figura 3.9: Estereograma com projeção polar da lineação de interseção ($S_0 \times S_1$) para o Supergrupo Espinhaço.	38
Figura 3.10: Principais lineamentos fotointerpretados da Folha Serra do Cabral, sobrepostos em imagem LANDSAT-TM banda 7.....	38
Figura 3.11: Zonas de cisalhamento rúpteis em arenitos do Supergrupo Espinhaço: A) mostrando a concentração da deformação com o aumento do fraturamento; B) mostrando a concentração da deformação provocando a cominuição dos grãos.	38

Figura 3.12: A) Fotomicrografia de rocha pelito arenosa da Formação Santa Rita, mostrando orientação dos minerais micáceos; B) Fotomicrografia de arenito com grãos de quartzo policristalino, com subgrãos mostrando contatos poligonais.	39
Figura 4.1: Mapa litológico e colunas estratigráficas simplificadas levantadas na Serra do Cabral, com sua localização.	41
Figura 4.2: Estratificação cruzada tangencial de grande porte em arenito fino da porção basal da Formação Galho do Miguel.	42
Figura 4.3: Detalhe de amostra de arenito branco médio, com lâminas de areia grossa, do litotipo de topo da Formação Galho do Miguel.	42
Figura 4.4: A) Estratificação cruzada tabular de médio porte; B) Marca ondulada simétrica e sinuosa em arenito do topo da Formação Galho do Miguel.	43
Figura 4.5: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas através da Formação Galho do Miguel.	43
Figura 4.6: Recorte da coluna do Córrego Cachoeirinha, simplificada, mostrando a posição dos lobos lenticulares a sigmoidais (C) de pequeno (A) a grande porte (B) da Formação Galho do Miguel	44
Figura 4.7: Coluna simplificada do Córrego Anticlinal Ocidental mostrando posicionamento das fácies conglomeráticas, com seixos e grânulos (A), e da fácies arenosa com lâminas pelíticas e estratificações plano paralelas e cruzadas tangenciais a tabulares de pequeno e médio porte da Formação Galho do Miguel (Formação Galho Miguel); (B).	44
Figura 4.8: Diagrama de roseta com todas as medidas de paleocorrentes da Formação Galho do Miguel.	45
Figura 4.9: Diagrama de roseta com as medidas de paleocorrentes da Formação Galho do Miguel coletadas durante a etapa de mapeamento.	45
Figura 4.10: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Galho do Miguel.	45
Figura 4.11: A) Rochas pelíticas da Formação Santa Rita vistas em lajedo; B) Amostra de mão de rocha silto arenosa laminada com falha sin sedimentar indicada.	46
Figura 4.13: Recorte da coluna do Córrego Cachoeirinha simplificada mostrando posicionamento das fácies areno pelíticas com laminação de óxidos (A) e marcas onduladas simétricas (B), e da fácies pelítica, com diques de arenito (C).	47
Figura 4.12: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas que abordaram a Formação Santa Rita.	47
Figura 4.14: Coluna simplificada do Córrego das Piabas mostrando posicionamento das fácies areno pelíticas com estratificação cruzada acanalada (A), estratificação cruzada <i>hummocky</i> (B), marcas onduladas simétricas (C) e o aspecto geral da fácies areno pelítica (D).	48

Figura 4.15: Diagrama de roseta com todas as medidas de paleocorrentes da Formação Santa Rita.	49
Figura 4.16: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Santa Rita..	49
Figura 4.17: A) Amostra de arenito fino amarelado micáceo; B) Amostra de arenito médio branco com lâminas de areia grossa.	50
Figura 4.18: A) Estratificação cruzada tangencial de pequeno porte em arenito médio; B) Marcas onduladas assimétricas em arenito fino rosado.	50
Figura 4.19: A) Estratificação cruzada espinha de peixe; B) Brecha intraformacional em arenito rosado.	50
Figura 4.20: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas que abordaram a Formação Córrego dos Borges.	51
Figura 4.21: Estratificação cruzada espinha de peixe em arenito branco fino (ponto CPR600).51	
Figura 4.22: Recorte da coluna do Córrego Cachoeirinha simplificada mostrando posicionamento dos arenitos com pavimentos de marcas onduladas assimétricas (A) e daqueles com estratificações cruzadas, alguns com superfície de reativação (B e C).....	52
Figura 4.23: Coluna simplificada do Córrego Santo Antônio mostrando a presença de arenitos médios a grossos, com lobos sigmoidais de grande porte (A) e pavimentos de marcas onduladas assimétricas (B), ocorrendo também arenitos grossos a médios, avermelhados e laminados, com estratificações cruzadas (C) e arenitos grossos com estratificações cruzadas mostrando estratos variando de espessura (D e E).	53
Figura 4.24: Coluna simplificada do Córrego Corrente mostrando posicionamento dos arenitos avermelhados com estratificações cruzadas de baixo ângulo (A) e plano paralelas (B), interferência de marcas onduladas (C) e bancos contínuos e seguidos de estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte (D).	54
Figura 4.25: Diagrama de roseta para as paleocorrentes da Formação Córrego dos Borges.	55
Figura 4.26: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Córrego dos Borges.	55
Figura 4.27: Contato entre arenito da Fm. Córrego dos Borges e diamictito da Fm. Jequitáí marcado por estrias glaciais e marcas de sola.	55
Figura 4.28: A) Ritmitos amarelados da Formação Córrego Bandeira; B) Amostra de arenito rosado a acinzentado com piritas limonitizadas da Formação Córrego Bandeira.	56
Figura 4.29: Estratificação cruzada de base tangencial de pequeno porte em rocha areno pelítica rosada da Formação Córrego Bandeira.....	56
Figura 4.31: Recorte da coluna simplificada do Córrego Santo Antônio apresentando porções pelíto arenosas com acamamentos ondulados (A), arenitos finos com estratificações cruzadas hummocky (B), porções carbonáticas com estratificações plano paralelas (C) e arenitos, com pelitos	

subordinados, mostrando estratificações e laminações plano paralelas, com acamamentos deformados (D).	57
Figura 4.30: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas que abordaram a Formação Córrego Bandeira.....	57
Figura 4.32: Coluna simplificada do Córrego Buriti Grande mostrando porções pelíto arenosas com acamamentos ondulados (B), por vezes estando associados a estratificações cruzadas (A), arenitos finos com estratificações plano paralelas, cruzadas de baixo ângulo e <i>hummocky</i> (C).	58
Figura 4.33: Diagrama de roseta para as paleocorrentes da Formação Córrego Bandeira.....	58
Figura 4.34: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Córrego Bandeira.	59
Figura 4.35: Amostra de arenito fino rosado maturo da base da Formação Córrego Pereira.....	59
Figura 4.36: A) Estratificações plano paralelas e cruzadas tangenciais em corte perpendicular a direção de fluxo; B) Estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte em corte paralelo a direção de fluxo.	60
Figura 4.37: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas que abordaram a Formação Córrego Bandeira.....	60
Figura 4.38: Recorte de coluna simplificada do Córrego Prisão mostrando posicionamento das estratificações cruzadas tabulares (A e E), tangencial em lente (B), marcas onduladas assimétricas (C) e estratificação cruzada espinha de peixe (D).	61
Figura 4.39: A) Lobo lenticular a sigmoidal de pequeno porte em arenito amarelo da Formação Córrego Pereira, e logo abaixo pelitos e arenitos intercalados da Formação Córrego Bandeira; B) Lobos lenticulares a sigmoidais de pequeno porte e acamamentos ondulados em arenitos finos da Formação Córrego Pereira.	62
Figura 4.40: Estratificação cruzada tangencial de médio porte com marcas onduladas assimétricas nos <i>sets</i> , indicando sentido de fluxo sedimentar oposto ao sentido da estratificação cruzada.....	62
Figura 4.41: Estratificação cruzada tangencial em lente com marcas onduladas simétricas no topo.	62
Figura 4.42: Diagrama de roseta para as paleocorrentes da Formação Córrego Pereira.....	63
Figura 4.43: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Córrego Pereira.	63
Figura 4.44: Discordância entre a Fm. Córrego Pereira (abaixo da linha vermelha) e a Fm. Jequitaiá (acima da linha vermelha) vista no Córrego Santo Antônio, porção NW da Serra do Cabral. Tem-se na foto em linha pontilhada vermelha a discordância erosiva e em azul cano de água.	63
Figura 4.45: A) Laminação em arenito, areia média com lâmina central de areia grossa; B) Fotomicrografia de grãos de quartzo policristalino em arenito médio laminado mostrando grãos de quartzo com extinção ondulante e dissolução por pressão.....	64

Figura 4.46: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Galho do Miguel. Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Galho do Miguel.....	65
Figura 4.47: A) Fotomicrografia de arenito bimodal com grãos arredondados e presença de argilominerais; B) Fotomicrografia de massa de material muito fina irregular (quartzo, mica e opacos), grão de quartzo mostrando forte extinção ondulante e contatos suturados e no canto inferior esquerdo mica diagenética.....	65
Figura 4.49: A) Fotomicrografia de arenito mostrando formatos originais dos grãos de quartzo e suas catodoluminescências: alta arroxeadada, baixa azulada e um pequeno grão zonado com ambas; B) Fotomicrografia do mesmo campo na luz normal.....	66
Figura 4.48: Fotomicrografia de quartzo policristalino, subgrãos com contatos poligonais.....	66
Figura 4.50: Fotomicrografias de arenito mostrando formatos originais dos grãos de quartzo e minerais opacos (A) e massas de material fino (B), com halos de CL amarelada.....	67
Figura 4.51: Fotomicrografia de arenito arcoseano fino e imaturo com feldspatos e sericita....	67
Figura 4.52: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Santa Rita. Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Santa Rita.....	68
Figura 4.53: A) Fotomicrografia de rocha pelítica mostrando matriz micácea muito fina com contribuição de argilominerais e opacos; B) Fotomicrografia de arcóseo com alta concentração de feldspatos potássicos, todos os grãos exibem alta CL azulada, interpretados como feldspatos potássicos.....	69
Figura 4.54: A) Fotomicrografia de rocha areno pelítica, com grãos de quartzo apresentando CL azul fraca e arroxeadada intermediária. Massas de material fino sem CL, alguns grãos de material fino com CL arroxeadada a azulada e textura rugosa, e um grão de quartzo mais alongado e pontiagudo ocorrem na lâmina; B) Fotomicrografia do mesmo campo na luz normal.....	69
Figura 4.55: A) Fotomicrografia de arcóseo laminado (areia fina e argila+silte), todos os grãos com alta CL azulada são feldspatos potássicos; B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal.....	70
Figura 4.56: Espectros da catodoluminescência de feldspatos potássicos da Formação Santa Rita: A) amostra CP178; B) amostra CC409 e C) amostra CC340.....	70
Figura 4.57: Fotomicrografia de arenito maturo rico em quartzo com contatos suturados a ameboides, com sobrecrecimento e dissolução por pressão.....	71
Figura 4.58: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Córrego dos Borges. Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Córrego dos Borges.....	72

Figura 4.59: A) Fotomicrografia de arenito mostrando gradação e minerais opacos intergranulares; B) laminação irregular de areia média a grossa, ao centro grão de quartzo na fração areia grossa com extinção ondulante.	73
Figura 4.60: Fotomicrografia de arenito texturalmente mal selecionado, com grãos de quartzo policristalinos. Em detalhe: A) Grão de quartzo, com subgrãos arredondados mostrando contatos pontuais a côncavo-convexos; B) Grão de quartzo mostrando subgrãos estirados, com contatos poligonais.....	73
Figura 4.61: Fotomicrografia de arenito com grão de quartzo mostrando lamelas de deformação e grãos de turmalina em meio à micas.....	73
Figura 4.62: A) Fotomicrografia de arenito com matriz quartzosa na fração silte; B) Fotomicrografia da mesma lâmina evidenciando presença de argilominerais e opacos misturados a matriz (direita).....	74
Figura 4.63: Fotomicrografia de arenito com 3 tipos de grãos de quartzo: com CL mais forte arroxeadada, azul fraca e marrom fraca; B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal evidenciando a presença de grãos de quartzo policristalino, com subgrãos mostrando contatos poligonais.....	74
Figura 4.64: A) Fotomicrografia de arenito com um grão mostrando alo de CL amarelada e outro forte CL azulada; B) Fotomicrografia de arenito com massas intergranulares, mostrando alos de CL amarelada.....	74
Figura 4.65: A) Fotomicrografia de arenito com 2 tipos de matriz (CL mais forte azulada e sem CL), grão exibindo forte CL azulada e alo amarelado e grão de material fino com CL arroxeadada; B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal evidenciando a presença de grãos de quartzo policristalino com subgrãos mostrando contatos poligonais, e grão arredondado de material fino (mica, quartzo e opacos).	75
Figura 4.66: Fotomicrografia de arenito com grão de feldspato alterado (grão com forte CL azul brilhante).....	75
Figura 4.67: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Córrego Bandeira. Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Córrego Bandeira.....	76
Figura 4.68: Fotomicrografia panorâmica de rocha pelito arenosa, mal selecionada (presença de pelo menos três classes granulométricas), mostrando acamamento deformado e grande contribuição de opacos.	76
Figura 4.69: A) Fotomicrografia de rocha fina, laminada e carbonática, com contribuição de mica, argilominerais, opacos e feldspatos; B) Fotomicrografia do mesmo campo em A com nicóis cruzados.....	77

Figura 4.70: A) Fotomicrografia de rocha areno pelítica com massas de material fino e resquícios de material disforme esverdeado (detalhe); B) Fotomicrografia de rocha pelito arenosa, com massas de material fino amarronzado envolvido por película de opacos.	77
Figura 4.71: A) Fotomicrografia de rocha pelítica com fragmentos líticos de material fino constituídos de mica, quartzo, argilominerais e opacos; B) Fotomicrografia de rocha pelito arenosa, com fragmento lítico composto de opacos, quartzo e alguma mica.	78
Figura 4.72: A) Fotomicrografia de arcóseo com alta concentração de feldspatos potássicos; todos os grãos com alta CL azulada são feldspatos potássicos; B) Fotomicrografia de rocha pelito carbonática subarcoseana destacando a presença de carbonatos dolomíticos e feldspatos potássicos (grãos com alta CL avermelhada são dolomita e grãos com alta CL azul, feldspatos potássicos).	78
Figura 4.73: A) Fotomicrografia de rocha areno pelítica, com alta concentração de minerais exibindo halos de CL amarelada e três tipos diferentes de grãos de quartzo, um com CL arroxeadada mais alta, um com CL azul fraca e outro com CL muito fraca marrom; B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal.	79
Figura 4.75: A) Fotomicrografia de rocha pelítica apresentando matriz, com CL azul mais forte e sem CL. Observa-se ainda a presença de grãos de quartzo com três CL's diferentes e alguns grãos com halos de CL amarelada; B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal.	79
Figura 4.74: Espectro da catodoluminescência de mineral radioativo da Formação Córrego Bandeira, amostra CPR342.	79
Figura 4.76: Fotomicrografias de zircões com CL amarelada (A) e azulada (B).	80
Figura 4.77: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Córrego Pereira. Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Córrego Pereira.	81
Figura 4.78: A) Fotomicrografia de arenito compacto, com fragmento lítico arredondado, laminado, composto por material fino (quartzo e opacos); B) Fotomicrografia do mesmo campo em A sob nicóis paralelos.	82
Figura 4.79: A) Fotomicrografia de arenito, com três tipos de grãos de quartzo. Ocorrem também matriz e grãos mostrando halo de CL amarelada e grãos de material fino mostrando CL azulada brilhante. A lâmina apresenta regiões com fraturas preenchidas por opacos, ao redor destas os grãos de quartzo tem CL homogeneizada; B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal.	82
Figura 4.80: A) Fotomicrografia de arenito apresentando fraturas preenchidas por opacos, e com halo de CL amarelada, ao redor destas os grãos de quartzo mostram CL homogeneizada. No campo da fotomicrografia nota-se também um grão com CL marrom fraca, com inclusões de alta CL vermelha; B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal.	83
Figura 4.81: A) Fotomicrografia de arenito com grãos de quartzo mostrando CL fraca azul e marrom, um destes com inclusões de alta CL vermelha e grãos de material fino com alta CL azul; B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal.	83

Figura 4.82: Mapa litológico simplificado 1:100.000 da Serra do Cabral com perfis levantados marcados em vermelho e amostras para litoquímica como triângulos amarelos.	84
Figura 4.83: Distribuição dos elementos terras raras nas amostras analisadas. Valores de normalização com base nos folhelhos norte-americanos (NASC, Haskin <i>et al.</i> 1966).	87
Figura 4.84: Distribuição dos terras raras nas amostras analisadas. Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen <i>et al.</i> 1978).	87
Figura 4.85: Imagem LANDSAT-TM com o posicionamento das amostras que tiveram dados cedidos pelo projeto FUNDEP-PETROBRAS/2009 marcadas como estrelas amarelas e em vermelho os limites da Folha Serra do Cabral.	89
Figura 4.86: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Galho do Miguel para a amostra PE-SC-43.	90
Figura 4.87: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Galho do Miguel para a amostra PE-SC-45.	90
Figura 4.88: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Santa Rita para a amostra PE-SC-44.	90
Figura 4.89: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Córrego dos Borges para a amostra PE-SC-42.	91
Figura 4.90: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Jequitá para a amostra PE-SC-41.	91
Figura 5.1: Carta estratigráfica esquemática com as formações do Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral.	92
Figura 5.2: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição de fácies eólica na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.	100
Figura 5.3: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição de fácies marinha, na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.	100
Figura 5.4: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição da Formação Santa Rita na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.	101
Figura 5.5: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição da Formação Córrego dos Borges na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.	101
Figura 5.6: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição da Formação Córrego Bandeira na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.	102
Figura 5.7: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição da Formação Córrego Pereira na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.	102

Índice de tabelas

Tabela 1.1: Correlação entre catodoluminescência e interpretações para diversos minerais, ...	11
Tabela 1.2: Cronograma das atividades.	13
Tabela 2.1: Características dos compartimentos estruturais <i>W</i> e <i>E</i> da Bacia do São Francisco, tal como se apresentam nas rochas do Grupo Bambuí.	26
Tabela 2.2: Sumário dos dados geocronológicos das rochas do embasamento e ígneas intrusivas e extrusivas da Serra do Espinhaço	29
Tabela 4.1: Dados de geoquímica de elementos maiores para amostras do Supergrupo Espinhaço coletadas na Serra do Cabral.	85
Tabela 4.2: Dados de geoquímica de elementos terras raras para amostras do Supergrupo Espinhaço coletadas na Serra do Cabral.	85
Tabela 4.3.A: Dados de geoquímica de elementos traços e sub-traços para amostras do Supergrupo Espinhaço coletadas na Serra do Cabral.	86
Tabela 4.4: Dados de elementos maiores e traços selecionados do Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral comparado aos elementos da crosta continental superior retirados de McLennan (2001 <i>in</i> Zimmerman & Bahlburg 2003).	88

1.1. Considerações iniciais

O Supergrupo Espinhaço remonta a uma bacia intracratônica pré-cambriana policíclica e polihistórica, sendo muito antiga (aproximadamente 1,8Ga) e muito extensa dos pontos de vista geográfico (aproximadamente 1.200km de extensão no sentido N-S) e temporal (perdurando por aproximadamente ~800Ma – Danderfer & Dardenne 2002; Chemale Junior *et al.* 2010, 2011).

A Serra do Cabral representa uma parte do Supergrupo Espinhaço aflorante dentro do Cráton do São Francisco, em uma calha de direção ESE-WNW, como coberturas pouco deformadas e metamorfasadas (Souza Filho 1995). As unidades do Supergrupo Espinhaço presentes são as formações Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira e Córrego Pereira relacionadas a uma sequencia rifte-*sag* esteniana (Chemale Junior *et al.* 2010 e 2011; Alkmim & Martins-Neto 2011; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

Nesta dissertação focaliza-se a proveniência dos sedimentos que compõem o Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral, baseando-se, principalmente, em dados faciológicos, petrológicos, litoquímicos e geocronológicos.

Como empresas financiadoras e instituto colaboradores desta dissertação de mestrado contou-se com a CPRM no âmbito do projeto UFMG-CPRM 2010, Folha Serra do Cabral 1:100.000 (SE-23-X-C-V), a Petrobrás no âmbito do projeto FUNDEP-PETROBRAS/2009 e o Instituto de Tecnologia de Freiberg (Alemanha).

1.2. Localização e acessos

A serra do Cabral está posicionada no Estado de Minas Gerais abrangendo parte das mesorregiões central e norte, e microrregiões de Curvelo, Pirapora e Bocaiúva (IBGE 2010) (Figura 1.1).

A região de estudo está localizada na porção central da Serra do Cabral entre os paralelos de 44° e $44^{\circ} 30' W$ e $17^{\circ}30'$ e $18^{\circ} S$, englobando parte dos municípios de Francisco Dumont, Lassance, Joaquim Felício e Várzea da Palma. Buenópolis e Joaquim Felício são as principais cidades englobadas, contando ainda com Lassance e Várzea da Palma a oeste, Augusto de Lima, a sul, e Francisco Dumont, a norte da área foco.

A rede viária para o acesso à área estudada é constituída por rodovias federais e estaduais, dentre as quais se destacam a BR-040 (Belo Horizonte – Brasília) e BR-135 (Curvelo – Montes Claros). O trajeto, a partir de Belo Horizonte, mais comum para se acessar a região é:

Belo Horizonte – Curvelo – Buenópolis – Joaquim Felício.

O trecho Belo Horizonte – Curvelo, pela BR-040, tem aproximadamente 121km. Chegando a Curvelo toma-se a BR- 135 no sentido Montes Claros, onde, seguindo mais 158km, chega-se a Buenópolis e, com mais 13km, atinge-se Joaquim Felício, principal sede do trabalho (Figura 1.1).

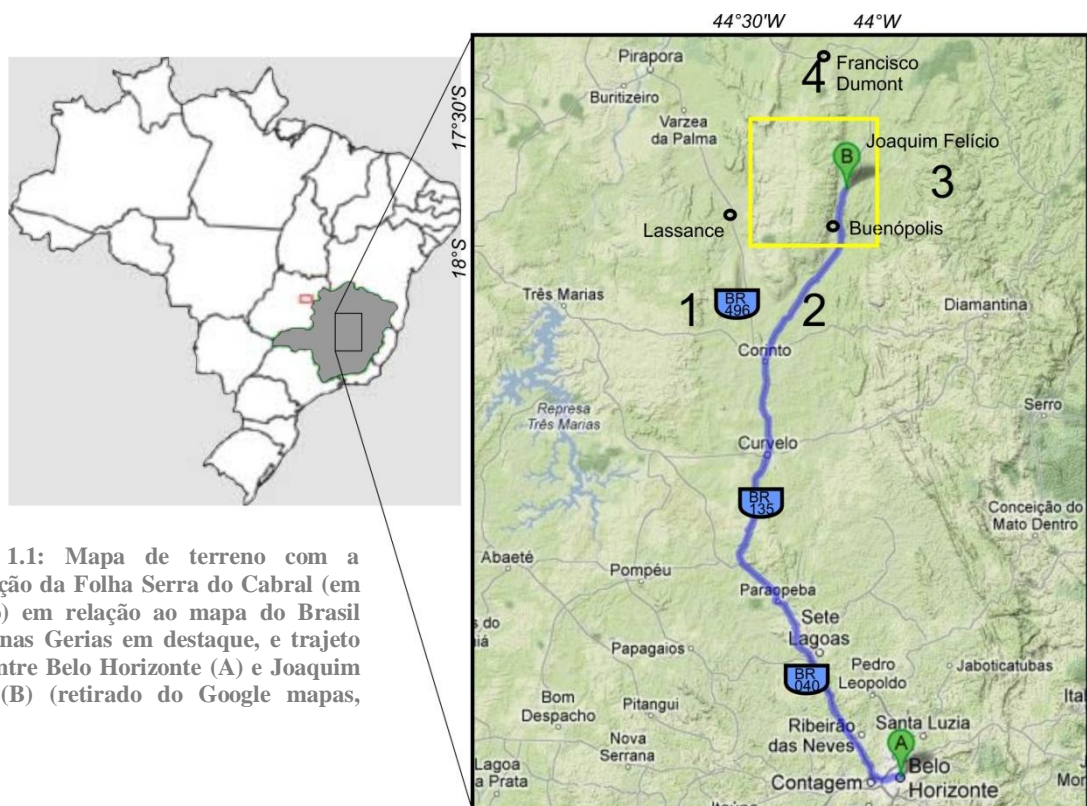


Figura 1.1: Mapa de terreno com a articulação da Folha Serra do Cabral (em amarelo) em relação ao mapa do Brasil com Minas Gerais em destaque, e trajeto (azul) entre Belo Horizonte (A) e Joaquim Felício (B) (retirado do Google mapas, 2010).

1.3. Natureza do problema

Os estudos de proveniência sedimentar visam decifrar a composição e a evolução geológica da área fonte dos sedimentos e reconstruir o ambiente tectônico da bacia deposicional (Zimmermann & Bahlburg 2003).

Os processos operantes durante a formação das bacias pré-cambrianas mundiais, de forma geral, não são muito bem entendidos, devido à regimes tectônicos erráticos, à larga abrangência temporal e à pobre preservação das fácies sedimentares (Catuneanu *et al.* 2005). As bacias intracratônicas, em especial, têm mecanismos que controlam sua formação e evolução ainda obscuros, envolvendo grandes períodos de erosão ou não deposição, por vezes mais largos que os períodos de deposição. Della Fávera (2001) estabelece para este tipo de bacia um tempo de acumulação registrado de apenas 10% do tempo total, enquanto que para outras bacias o tempo registrado constitui 50% ou mais do tempo total.

Os constituintes detríticos das rochas sedimentares podem fornecer importantes informações sobre a paleotectônica da bacia e composição das áreas fontes, porém o transporte, intemperismo e a diagênese podem eliminar e/ou alterar os grãos menos instáveis, mascarando a real composição detrítica da rocha.

A ausência de marcadores cronológicos confiáveis é outro complicador. Isto porque tais bacias apresentam raros indicadores bioestratigráficos, sendo sua geocronologia baseada, quase que inteiramente, num registro ígneo escasso, localizado e muitas vezes alterado por eventos posteriores.

Visando minimizar alguns destes problemas, abordagens do ponto de vista da estratigrafia de sequência podem ser adotadas. Esta técnica é uma ferramenta que permite analisar, respeitando as características intrínsecas de cada bacia, relações temporais e litofaciológicas em estratos sedimentares, fornecendo dados para o estudo da acumulação sedimentar (Dominguez 1993).

A estratigrafia de sequência sugere uma abordagem das bacias de um ponto de vista genético, porém esta é uma ferramenta ainda em desenvolvimento (Catuneanu *et al.* 2009).

Os modelos clássicos de estratigrafia de sequência foram desenvolvidos para bacias de margem passiva, baseando-se nas mudanças da linha de costa. As diferenças nos mecanismos formadores e na evolução dificultam a aplicação da estratigrafia de sequência clássica para bacias formadas em outros ambientes tectônicos, como as bacias intracratônicas (Martins-Neto & Catuneanu 2010).

Adaptações foram feitas para bacias tectonicamente ativas, porém tais modelos ainda não conseguem captar, satisfatoriamente, as múltiplas variações ocorrentes (Martins-Neto & Catuneanu 2010).

Lindsay *et al.* (1993 *in* Della Fávera 2001) afirmam que bacias intracratônicas se caracterizam por baixas taxas de subsidência, perfis em rampa muito suaves e diminutas lâminas d'água, resultando em pacotes sedimentares delgados e extensos com geometria de difícil reconhecimento e superfícies de discordância praticamente horizontais e planas. Nestas condições estas superfícies estariam muito próximas aos limites litoestratigráficos.

Estas discordâncias, em geral, tendem a se formar nas bordas das bacias, estando relacionadas a falhas e depósitos aluviais, e em direção ao centro da bacia se tornam paraconformidades (Catuneanu 2006). Nas bacias intracratônicas, onde é comum a ausência das falhas de borda e a energia do ambiente é menor, as discordâncias são mais discretas e suaves, tornando complexa a identificação destas estruturas (Einsle 1992). Tais abordagens, do ponto de vista da estratigrafia de sequência, visam reconstruir a paleogeografia e paleotectônica da bacia elucidando sua evolução.

Bacias de grande extensão necessitam ainda de uma integração inter-regional sistemática, com estudos de superfície de detalhe combinadas a datações geocronológicas de cada porção, a fim de se fazer correlações estratigráficas e estruturais com um posicionamento cronoestratigráfico preciso das unidades, além de estudos de subsuperfície, visando o reconhecimento da geometria do arcabouço bacinal, possibilitando, assim, uma associação acurada entre as diferentes porções da bacia (Danderfer 2000).

O Supergrupo Espinhaço é uma das sequências rochosas mais estudadas do Brasil, porém ainda fruto de muito debate. A larga abrangência espacial e temporal associado à falta de marcadores bioestratigráficos e geocronológicos dificulta a correlação entre seus segmentos e o estabelecimento de limites para o conjunto de sequências que compõem esta unidade.

As propostas estratigráficas para o Supergrupo Espinhaço baseadas no empilhamento litoestratigráfico e, principalmente as interpretações dela decorrentes, perduraram até o início dos anos 1990, quando os primeiros estudos sobre “Estratigrafia de Sequência” começaram a ser aplicados nos metassedimentos que compõem a Serra do Espinhaço Meridional (*e.g.* Martins-Neto, 1993; Silva, 1995). O Supergrupo Espinhaço (*senso lato*) provavelmente remonta a uma história geológica antiga demais para que seja considerado apenas um único e simples cenário de embaciamento sedimentar, aliado à grande extensão geográfica para a qual foi empregada, sem nenhum estudo apropriado de correlação estratigráfica em que pudesse ser feita uma integração regional sistemática (Danderfer 2000).

Um dos pontos importantes nessa abordagem diz respeito ao reconhecimento de discordâncias ou superfícies de descontinuidades regionais. Em muitos casos, uma superfície de discordância regional chega a acumular tempo bem maior que os próprios intervalos deposicionais presentes acima ou abaixo dela; de forma alternativa, podem separar tratos estratigráficos gerados em condições genéticas distintas. Cada um dos ciclos limitados por discordâncias expressa um processo

geodinâmico específico, responsável pela sua origem, cuja magnitude é definida pela “ordem hierárquica” em que ocupa na pirâmide estratigráfica (Danderfer 2000, Martins Neto 2007).

Nesse cenário, Martins-Neto (2000, 2007) definem um “Ciclo Espinhaço de 1ª Ordem” para toda a seqüência de metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, compreendendo um rifte abortado preenchido entre cerca de 1.73 e 1.5 Ga. Com a Bacia Espinhaço compreendendo quatro ciclos de 2ª Ordem (pré-rifte, rifte, transicional e flexural), subdivididas em seqüências menores de 3ª Ordem.

A seqüência pré-rifte consiste de unidades terrígenas, depositadas durante o estágio inicial de abertura. A primeira incursão marinha dentro da Bacia Espinhaço marca a mudança no regime de subsidência da bacia a partir de uma extensão termalmente controlada, durante a qual os estágios de transição e flexural foram envolvidos. O estágio de transição foi caracterizado por pequenas taxas de subsidência, enquanto que no estágio flexural predominaram altas taxas de subsidência e conseqüente incremento do nível de base (Martins Neto 2000, 2007).

O Grupo Conselheiro Mata (Dossin *et al.* 1984), redefinido como “Ciclo de 2ª Ordem Conselheiro Mata”, compreende três seqüências transgressivas-regressivas de 3ª Ordem, primeiramente reconhecidas por Dupont (1995). A primeira seqüência corresponde a depósitos transgressivos litorâneos a marinhos rasos, cuja superfície máxima de afogamento marca a grande expansão do mar Espinhaço. A segunda seqüência compreende depósitos transgressivos plataformais sobrepostos por sucessões de planície aluvionar a costeira. O terceiro ciclo é definido por uma mescla entre sedimentos plataformais sílico-carbonáticos recobertos por depósitos marinhos costeiros a aluviais. O topo da terceira seqüência marca o preenchimento final da Bacia Espinhaço e conseqüentemente o final do “Ciclo Espinhaço de 1ª Ordem”.

Os trabalhos mais recentes trazem novos dados sobre a evolução do Supergrupo Espinhaço abrindo um novo leque de possibilidades para esta bacia (Danderfer *et al.* 2009, Chemale Junior *et al.* 2010, 2011, Alkmim & Martins-Neto 2011, Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

A Serra do Cabral está localizada sobre uma calha estrutural, definida por Alkmim & Martins-Neto (2001) como um braço abortado do sistema de riftes Espinhaço. Tal estrutura divide o alto de Sete Lagoas, a sul, do alto de Januária, a norte. Linhas sísmicas, a sul e a nordeste da serra, mostram a compartimentação do embasamento no interior desta calha em *horsts* e *grabens* (Coelho *et al.* 2008, Hercos *et al.* 2008). A história evolutiva das estruturas que compõe o embasamento e da ocorrência e distribuição das unidades do Supergrupo Espinhaço nesta porção da bacia são pouco conhecidas.

Neste contexto a Serra do Cabral se posiciona como uma área que expõe parte dos litotipos superiores do Supergrupo Espinhaço, Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata, dentro do Cráton do São Francisco como coberturas pouco deformadas e metamorfasadas com fácies e estruturas primárias bem preservadas, facilitando o estudo faciológico e de paleocorrentes. Sendo

assim uma área chave para a reconstrução parcial da bacia Espinhaço, no tempo e no espaço, através do estudo de proveniência sedimentar.

1.4. Objetivos

Esta dissertação tem como objetivo o estudo de proveniência dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral, buscando dados sobre o posicionamento, longevidade e características das prováveis áreas fontes dos sedimentos.

O conjunto de dados coletados servirão de base para se fazer inferências a respeito das condições tectônicas reinantes e da paleogeografia na época de sedimentação, possibilitando uma reconstrução parcial da bacia Espinhaço na região da Serra do Cabral, no tempo e no espaço.

1.5. Metodologia

Os estudos de proveniência sedimentar envolvem um grande número de variáveis que podem torná-los impraticáveis. Buscando-se obter dados com a maior confiabilidade optou-se por uma combinação entre levantamento de detalhe de campo apoiados por diferentes métodos analíticos.

O trabalho foi dividido em quatro etapas: i) etapa de mapeamento regional, ii) etapa de levantamento de colunas de detalhe em áreas pré-relacionadas, iii) etapa de análises laboratoriais e iv) etapa de avaliação de dados e redação final da dissertação.

A etapa de mapeamento regional teve início em junho de 2010 no âmbito do contrato CPRM 010/PR/2010 – UFMG para cartografia 1:100.000 da Folha Serra do Cabral (SE-23-X-C-V).

A Folha Serra do Cabral foi dividida em três porções iguais, cada uma com aproximadamente 1.000km², mapeada por diferentes equipes de campo. Este autor fez parte da equipe responsável pela porção norte, gerenciada pelo professor Maximiliano de Souza Martins, contando ainda com o apoio da então aluna de graduação em geologia da UFMG Mariana Meireles Leite (Leite 2010). A porção central ficou a cargo da equipe do professor Joachim Karfunkel e a sul da equipe do professor Alexandre Uhlein (Figura 1.2). Posteriormente procedeu-se a integração dos dados para confecção do mapa (Martins *et al. no prelo*) e relatório (Lopes *et al. no prelo*) finais que serviram como subsídio para a etapa de levantamento de colunas de detalhe.

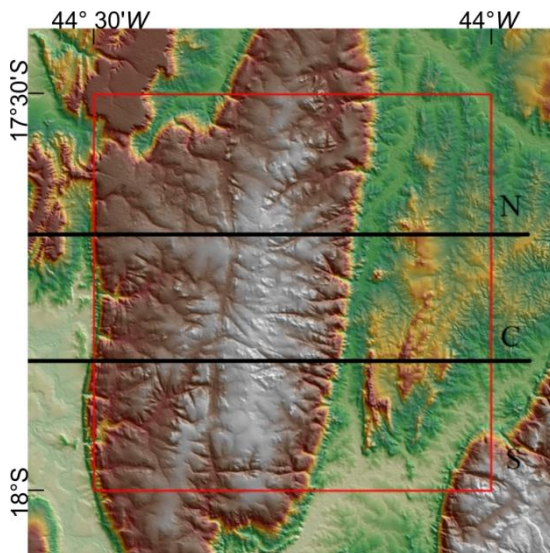


Figura 1.2: Modelo digital de terreno com os limites da Folha Serra do Cabral em vermelho e a divisão das porções para o mapeamento, em preto.

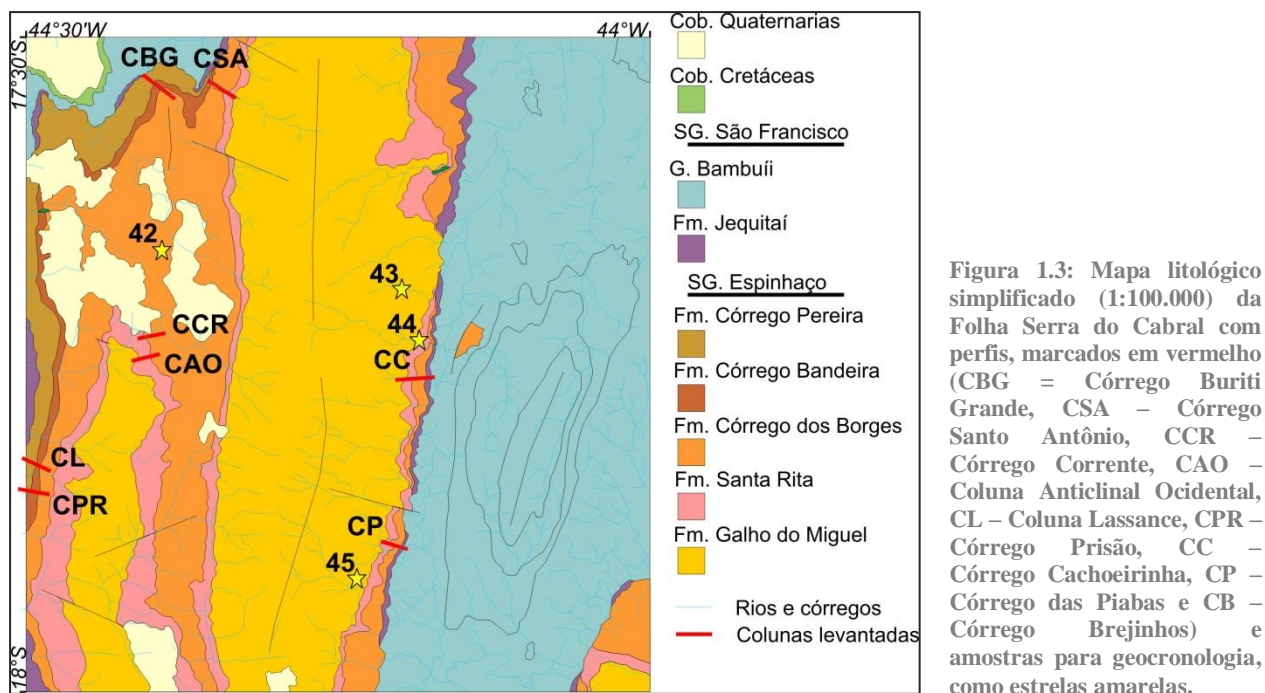
Neste trabalho serão enfatizados somente os litotipos do Supergrupo Espinhaço ocorrentes na Serra do Cabral propriamente dita. Para mais detalhes sobre outras unidades da Folha Serra do Cabral consultar Martins *et al.* (*no prelo*), Lopes *et al.* (*no prelo*) e Leite (2010).

Para o mapeamento da Folha Serra do Cabral foram utilizados os seguintes materiais:

- folha topográfica Serra do Cabral (SE-23-X-C-V) em escala 1:100.000, a qual foi vetorizada e ampliada em modelo digital;
- mosaico de fotografias aéreas USAF, escala 1:60.000;
- imagem Geocover do satélite LANDSAT-TM e ETM, na composição da banda 7 (R7G4B2), com resolução espacial de 14,25m;
- material convencional de campo: GPS-Garmim Explorer com erro máximo de 20m, bússola, martelo, lupa de mão (20x aumento), fichas de campo, etc.

Os principais trabalhos que versam sobre esta região são: Viveiros & Walde (1976), Walde (1978), Karfunkel & Hope (1988), Uhlein (1991), Souza Filho (1995), Dupont (1995), Karfunkel & Chaves (1995), Espinoza (1996), Dupont (1996), Penha (2001), Alkmim & Martins-Neto (2001), Uhlein *et al.* (2004), Hercos *et al.* (2008), Gomes *et al.* (2008), Chaves & Benitez (2009) e Lopes *et al.* (2012).

De posse do mapa geológico passou-se a etapa de levantamento de colunas de detalhe (1:200), onde foram traçados oito perfis abrangendo as diferentes unidades litoestratigráficas da região (Figura 1.3).



Quando possível foram feitas checagens de campo para avaliar a viabilidade e logística dos levantamentos.

Devido a impedimentos legais e complicações burocráticas o perfil no Córrego dos Brejinhos (CB) que complementaria o perfil no Córrego das Piabas (CP - junto a Buenópolis) não pôde ser realizado.

O perfil CL (Coluna Lassance) abrangendo a parte sul do flanco oeste apresentou descontinuidade de afloramentos e complicações estruturais que levaram ao descarte deste perfil e ao levantamento de um novo perfil, CPR (Coluna Córrego Prisão), ao sul do primeiro, mesmo assim aproveitaram-se 5 amostras e as medidas de paleocorrentes do perfil descartado (Figura 1.3).

Os perfis levantados foram: Córrego Buriti Grande (CBG), Córrego Santo Antônio (CSA), Córrego Prisão (CPR), Córrego das Piabas (CP), Córrego Cachoeirinha (CC), Córrego Corrente (CCR) e Anticlinal Ocidental (CAO), sendo este ultimo complementar a Coluna do Córrego Corrente (CCR); (Figura 1.3).

Todos os perfis foram feitos partindo da borda da serra em direção ao centro, tendo como *datum* os diamictitos da Formação Jequitaiá, exceções feitas aos perfis Córrego Corrente e Coluna Anticlinal Ocidental locados na porção central da serra.

Adotou-se a definição de Reading (1986) para a descrição das litofácies sedimentares, que corresponde aos atributos relacionados à composição, granulometria ou textura, estruturas sedimentares, geometria e paleocorrentes, sendo um termo estritamente descritivo. A interpretação das estruturas sedimentares baseou-se principalmente nos trabalhos de Tucker (1993), Della Fávera (2001) e Sgarbi (2007). Os vetores de paleocorrentes foram restaurados *in situ*. O tratamento das

paleocorrentes foi feito em *software Stereonet 32*. Estes dados foram importantes para apontar os vetores de transporte sedimentar, sugerindo o posicionamento das prováveis áreas-fonte.

O caminhamento dos perfis foi realizado com auxílio de trena de 50m, perpendicularmente a direção do acamamento e na posição horizontal. De posse do seno do mergulho do acamamento obteve-se a espessura real da camada em campo (Figura 1.4).

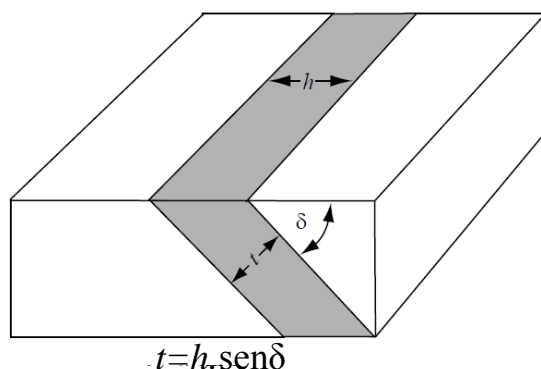


Figura 1.4: Relações trigonométricas utilizadas para determinar espessura das camadas, onde $h = 50\text{m}$ (medidos na trena), δ = caimento da camada e t = espessura real da camada (retirado de Rowland *et al.* 2007).

Faz-se aqui uma ressalva para a determinação das espessuras levantadas nos perfis. Nem sempre foi possível manter a trena esticada na horizontal e/ou perpendicular à direção do acamamento, devido às dificuldades causadas pelo terreno e pela vegetação. Estima-se assim um erro de até 15% para as espessuras medidas.

Situações onde não se encontravam rochas *in situ* optou-se por deixar o espaço no perfil em branco, colocando-o como campo de blocos e respeitando a espessura relativa ao último acamamento medido.

Foram observadas variações faciológicas a cada dois metros de espessura real adequando-se à escala e sem perda de informação

Os perfis de detalhe levantados foram digitalizados em *software Coreo Draw 12* sendo reduzidos e simplificados para compor o corpo do relatório. Os perfis originais estão como anexo em mídia digital, juntamente com o mapa da Folha Serra do Cabral.

Os principais trabalhos consultados foram: Pettijohn *et al.* (1949), Dossin *et al.* (1990), Einsele (1992), Dominguez (1993), Tucker (1993), Dupont (1995, 1996), Espinoza (1996), Silva (1995), Martins-Neto (1998, 2000, 2007), Uhlein *et al.* (1998, 1999), Danderfer (2000), Della Fávera (2001), Eriksson *et al.* (2001), Nemchim & Cawood (2005), Catuneanu *et al.* (2005), Alkmim *et al.* (2006, 2007), Catuneanu (2006), Zimmermann & Bahlburg (2006), Sgarbi (2007), Kutterolf *et al.* (2008), Knauer (2007), Hercos *et al.* (2008), Remus *et al.* (2008), Blanco *et al.* (2009), Danderfer *et al.* (2009), Martins-Neto & Catuneanu (2010), Chemale Junior *et al.* (2010 e 2011), Alkmim & Martins-Neto (2011) e Pedrosa-Soares & Alkmim (2011).

PETROGRAFIA E CATODOLUMINESCÊNCIA

Durante a etapa de mapeamento da porção norte foram coletadas 66 amostras de campo. Destas, 22 foram laminadas, sendo 16 delgadas e 5 delgadas e polidas. O código das amostras foi dado de acordo com a estação de campo em que foi coletada.

No levantamento dos perfis de detalhe foram coletadas 79 amostras. Destas amostras foram feitas 44 lâminas, sendo 31 polidas. Nesta etapa o código das amostras foi dado de acordo com a coluna em que ela foi coletada e a espessura (ex.: CC590 - amostra coletada na Coluna Córrego Cachoeirinha quando a coluna de rochas medida tinha uma espessura de 590m).

A confecção das lâminas ficou a cargo do laboratório de laminação do CPMTc - Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa/IGC/UFMG e do laboratório de preparações do Instituto de Mineralogia de Freiberg - Alemanha.

As lâminas foram descritas no CPMTc/IGC/UFMG em microscópio modelo ZEISS (*Axioskop* 40), com objetivas de 2,5 e 10,0 vezes, e no Instituto de Mineralogia de Freiberg – Alemanha em microscópio ZEISS *Axio Imager A1m*, com objetivas de 2.5, 10, 20, 40 e 50 vezes, e câmera digital *ProgRes C 10* acoplada. O processamento das imagens se deu em *software* Axiovision (Zeiss). Como material de suporte para a descrição micropetrográfica utilizou-se: Heinrich (1965), Williams *et al.* (1982) e Deer *et al.* (1992).

As lâminas delgadas polidas foram analisadas por catodoluminescência (CL) durante estágio do autor desta dissertação no Instituto de Mineralogia de Freiberg em março de 2012, com supervisão do Professor Dr. Jens Götze. As lâminas foram metalizadas com uma película de carbono para serem analisadas por catodoluminescência (CL) utilizando microscópio de catodoluminescência a quente (“*hot cathode*”) HC1-LM (Neuser *et al.* 1995). O sistema foi operado com aceleração de voltagem a 14kV e corrente de 0,2mA (densidade de corrente de aproximadamente $10\mu\text{A}/\text{mm}^2$). Imagens de luminescência foram capturadas durante a operação usando uma vídeo câmera digital *peltier “cooled”* (KAPPA 961-1138 CF 20 DXC). Espectros de catodoluminescência (CL) em comprimentos de onda no alcance de 380 a 1000nm foram gravados através de espectrográfico *Acton Research SP-2356 digital triple-grating* com um detector *Princeton Spec-10* CCD acoplado ao microscópio de CL por uma guia de fibra de sílica-vidro (Götze & Kempe 2008). Os espectros de catodoluminescência foram medidos sobre condições padronizadas (calibração de comprimento de onda por lâmpada Hg-halogênio, diâmetro do *spot* de cerca de $30\mu\text{m}$, tempo de medição de 1s) (Neuser *et al.* 1995).

As características de catodoluminescência (CL) foram interpretadas de acordo com Götze & Zimmerle (2000), Götze *et al.* (2001), Boggs & Krinsley (2006) e Götze 2012 *verbal* (Tabela 1).

CATODOLUMINESCÊNCIA	INTERPRETAÇÃO
Azul fraca	Quartzo de rochas plutônicas ou metamórficas de alto grau
Vermelha-violeta e azul	Quartzo de rochas vulcânicas
Marrom fraca	Quartzo de rochas metamórficas regionais
Verde mudando para azul-violeta rapidamente	Quartzo de rochas plutônicas (graníticas)
Sem ou muito fraca	Quartzo autigênico ou de rochas metamórficas de baixo a médio grau
Verde ou azul trasiante	Quartzo hidrotermal ou de rochas pegmatíticas
Azul forte	Feldspato potássico
Verde forte	Plagioclásio
Amarela forte	Apatita ou zircão
Azul forte	Zircão
Amarela-laranja forte	Calcita
Laranja-vermelha forte	Dolomita
Azul escura intermediária	Caolinita, Dikita, nacrita ou pirofilita
Sem	Serpentina, talco ou ilita

Tabela 1.1: Correlação entre catodoluminescência e interpretações para diversos minerais, compilado de Götze & Zimmerle 2000 in Richter *et al.* 2003; Boggs & Krinsley 2006; Götze *et al.* 2002; e Götze 2012 comunicação verbal).

Tais técnicas foram adotadas visando acessar informações sobre a composição, distância e clima das áreas-fonte, bem como ambientes e processos atuantes na bacia durante a deposição das unidades foco deste estudo.

A catodoluminescência em especial é uma potente técnica que possibilita a visualização do formato original dos grãos detríticos, a rápida distinção entre minerais (mesmo que em tamanhos diminutos) e a identificação de minerais de gêneses diferentes, favorecendo a distinção de diferentes proveniências sedimentares.

LITOQUÍMICA

Do mapeamento da Folha Serra do Cabral 1:100.000 foram aproveitadas determinações geoquímicas de elementos maiores, menores, traços e terras raras em 8 amostras do Supergrupo Espinhaço: SCN263-Formação Galho do Miguel, SCN269A e SCN283- Formação Santa Rita, SCN264 e SCN289B- Formação Córrego dos Borges, SCN289 e SCN300C- Formação Córrego Bandeira e SCN298- Formação Córrego Pereira (Figura 1.5).

As análises litoquímicas foram realizadas no Laboratório Acme (Canadá) via Goiânia (GO), onde a abundância total dos óxidos de elementos maiores e de vários elementos traços é determinada a partir da fusão de 0,2g de amostra com metaborato/tetraborato de lítio, digestão com ácido nítrico diluído e análise por ICP-OES. A perda ao fogo é dada pela diferença de peso após fusão a 1.000°C. Metais preciosos e metais base foram determinados após digestão de 0,5g de amostra com água régia e posterior análise em ICP-MS.

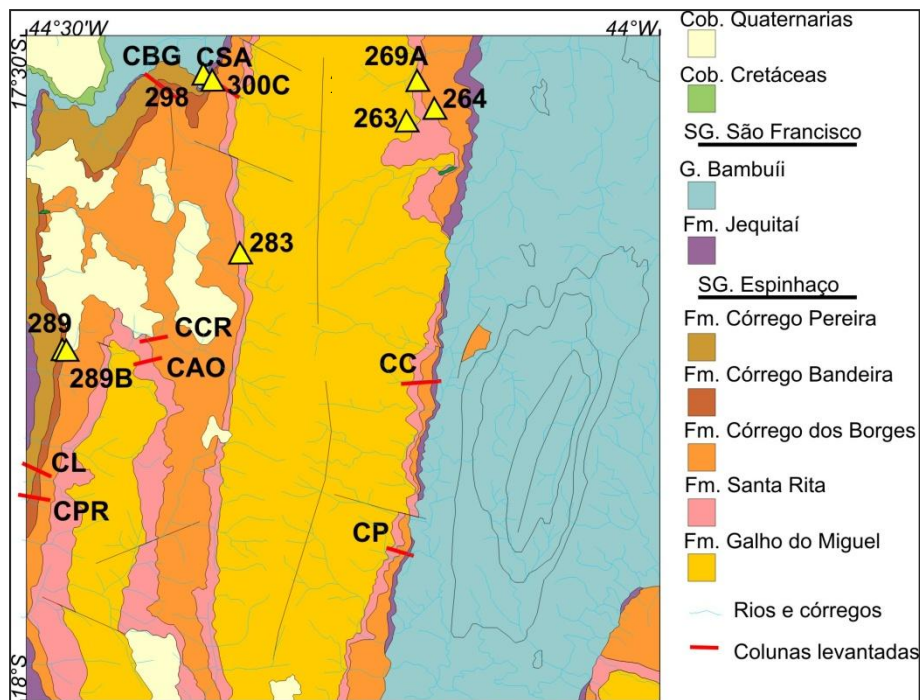


Figura 1.5: Mapa litológico simplificado (1:100.000) da Serra do Cabral, com perfis levantados marcados em vermelho e amostras para litoquímica como triângulos amarelos.

Os dados obtidos através de litoquímica serviram para interpretar a reciclagem e o grau de contribuição das áreas-fonte.

GEOCRONOLOGIA

O projeto FUNDEP-PETROBRAS/2009 colaborou com esta dissertação fornecendo resultados do tratamento de dados geocronológicos de zircões detríticos (gráficos “*all zircons*” e histogramas), pelos métodos *SHRIMP* e *LA-ICP-MS*, em amostras coletadas na Serra do Cabral para as formações Galho do Miguel (PE-SC-43 e PE-SC-45), Santa Rita (PE-SC-44), Córrego dos Borges (PE-SC-42) e Jequitai (PE-SC-41). Esta última, usada como *datum* estratigráfico, foi coletada na região da Serra da Água Fria próximo a cidade de Jequitai (Figura 1.3).

As análises *SHRIMP* foram realizadas na Escola de Pesquisa de Ciências da Terra, na Universidade Nacional da Austrália e no Departamento de Geologia e Geofísica, da Universidade do Oeste da Austrália usando *SHRIMP II* e equipamentos R G. Os grãos de zircão foram analisados com 2-3nA, 10kV primário O2 – feixe focado a ~25 a ~20µm de diâmetro do ponto. A resolução de massa ~5500 os isótopos de Pb, Th e U foram livrados de todas as interferências principais. A redução de dados não tratados e o cálculo de idades foram feitos utilizando *Squid 2.02* e *Isoplot-Ex* (Ludwig 2003). Concentrações de U e Th foram determinadas relativamente às medidas nos padrões *RSES SL 13*.

As análises *LA-ICP-MS* dos grãos de zircões foram datados com microsonda a laser (*New Wave UP213*), acoplado a um *MC-ICP-MS (Neptune)*, no Laboratório de Geocronologia da UnB. Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe laser de 30µm. Fracionamentos de elementos por indução do laser e discriminação de massa instrumental foram

corrigidos com a utilização de um padrão de referência de zircão (GJ-1) (Simon *et al.* 2011). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou *spot*).

A geocronologia fornecerá padrões de idade das áreas-fonte dos sedimentos e balizará o início da sedimentação das unidades em estudo.

O cronograma das atividades realizadas está sintetizado na tabela abaixo:

Atividades	Mês																											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
Levantamento de dados e revisão bibliográfica	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Interpretação de dados preliminares																												
Obtenção de créditos obrigatórios																												
Trabalhos de campo - etapa de mapeamento	■	■	■	■																								
Trabalhos de campo - etapa de levantamento de colunas de detalhe																												
Preparação de amostras																												
Estudos laboratoriais																												
Interpretação de dados de campo e laboratoriais																												
Redação da tese																												
Defesa da tese																												

Tabela 1.2: Cronograma das atividades.

1.6. Aspectos fisiográficos

A Serra do Cabral é um importante divisor de águas do centro-norte de Minas Gerais, limitando a sub-bacia do rio das Velhas, a sudoeste, e a sub-bacia do rio Jequitaiá, a nordeste. Os principais rios dessas sub-bacias são os rios homônimos, ambos afluentes da margem direita do rio São Francisco, que fazem parte da bacia hidrográfica do Rio São Francisco (Figura 1.6). A rede hidrográfica da serra está organizada para drenar a produção hídrica local para os rios das Velhas (tributários dos quadrantes oeste, leste e sul) e Jequitaiá (tributários do quadrante norte da região); (Figura 1.6). O padrão de drenagem é dendrítico e os córregos principais apresentam, de modo geral, orientação NW-SE (Figura 1.6).

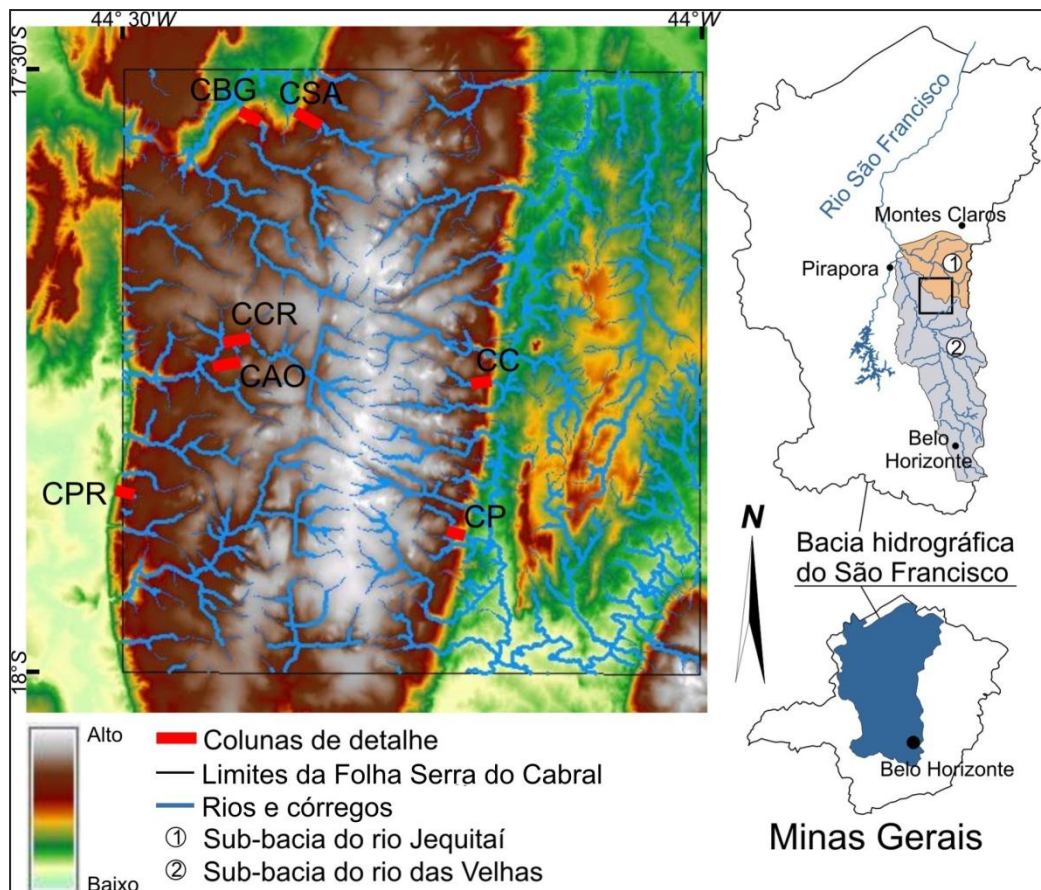


Figura 1.6: Modelo digital de terreno com hidrografia da Folha Serra do Cabral (1:100.000), relacionada a Bacia hidrográfica do São Francisco com suas subdivisões (modificado de CPRM 2001 *in* Patrus *et al.* 2001). Legenda: CSA – Coluna Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande, CCR – Coluna Córrego Corrente, CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CPR – Córrego Prisão, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP - Coluna Córrego das Piabas.

A geomorfologia da região pode ser simplificada em 2 grandes domínios: o domínio 1, representado pelas chapadas, escarpas e serras que formam a Serra do Cabral propriamente dita, a Serra da Água Fria e a Serra Mineira, e o domínio 2, formado pelas grandes baixadas ao redor das serras com relevo rebaixado e dissecado (Figura 1.7).

O domínio 1 pode ser subdividido em dois subdomínios, um representado por relevo enrugado, resultante da alternância entre arenitos e rochas pelíticas do Supergrupo Espinhaço e ocorrentes na Serra do Cabral e na Serra Mineira, ou das rochas da Formação Jequitai, ocorrentes na margem das serras. O outro subdomínio corresponde a um relevo liso, ocorrente no topo destas serras, formando “mesas” por volta da cota de 1.000m, principalmente na Serra da Água Fria (extremo NW da folha), mas também em largas porções na Serra do Cabral e partes da Serra Mineira (extremo SE).

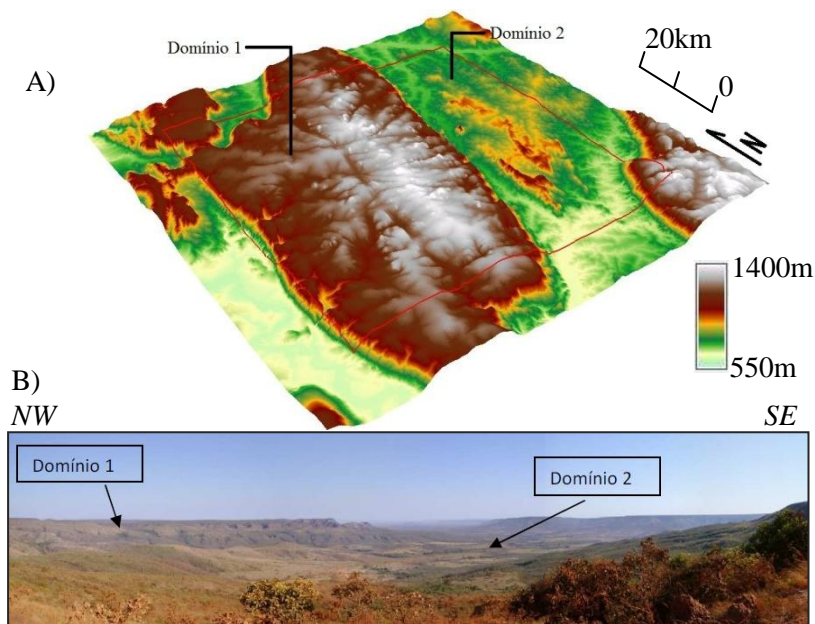


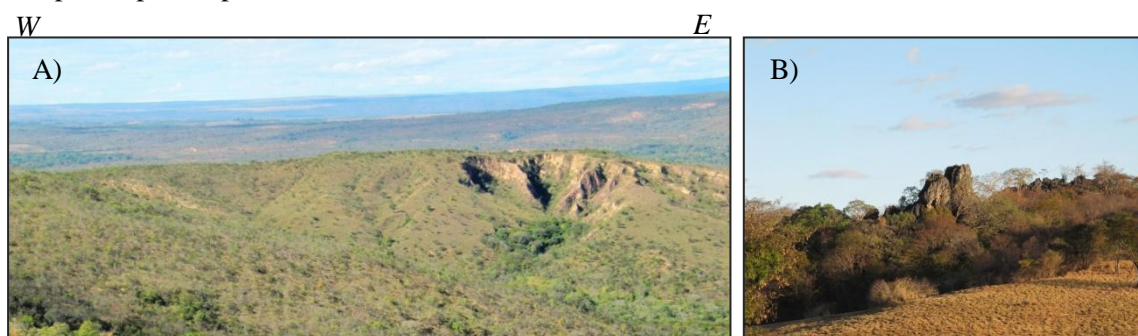
Figura 1.7: Geomorfologia da Folha Serra do Cabral com os grandes domínios geomorfológicos presentes na área. A) Modelo digital de terreno 3D com os limites da Folha Serra do Cabral marcados em vermelho (retirado de Leite 2010); B) Foto panorâmica mostrando a Serra da Água Fria à esquerda, o sinclinal de Covancas ao centro, e a Serra do Cabral à direita (retirado de Leite 2010)

As regiões rebaixadas têm altitudes entre 600 e 700m e são reflexo das rochas pelíticas do Grupo Bambuí, menos competentes ao intemperismo e que compõem o "fundo" da paisagem local, várias vezes apresentando processos de voçorocamento. Neste domínio há também rochas calcárias que se impõe sobre estas rochas pelíticas, formando um relevo destacado com morros íngremes e paredões (Figura 1.8).

O clima da região aproxima-se do mesotérmico brando (Nimer 1977 *in* Uhlein 1991), com verões quentes e úmidos e invernos brandos e secos, apresentando temperatura média anual variando entre 19° e 23°C. As chuvas concentram-se basicamente em seis meses do ano (outubro a março), sendo o trimestre dezembro/fevereiro responsável por mais de 50% da precipitação total.

Em setembro de 2005 uma grande parte da serra, englobando os municípios de Buenópolis e Joaquim Felício, com área de 22.494,1728 hectares, foi declarada Área de Proteção Ambiental (APA), devido à variada e peculiar biota da região, das nascentes, das veredas e dos diversos sítios arqueológicos com pinturas rupestres de até 350 anos feitas nos arenitos da serra.

A vegetação típica da região é o cerrado (IBGE 1992), mas também há regiões com veredas, compostas pelos típicos buritis, e matas.



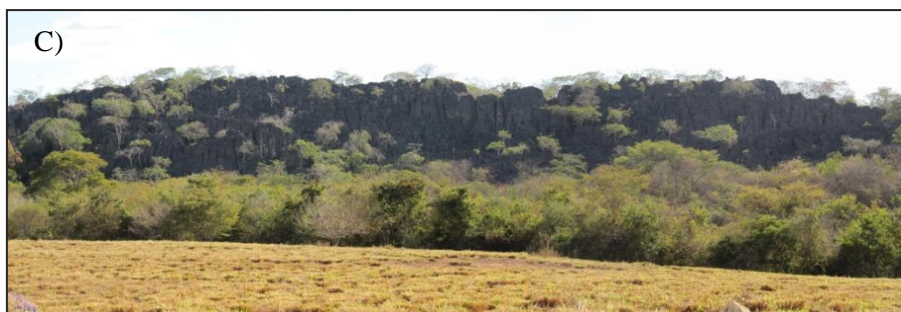


Figura 1.8: A) Domínio das baixadas com processo de voçorocamento em rochas pelíticas; B) Rochas calcárias se destacando em meio a rochas pelíticas, como morros íngremes e paredões (C).

1.7. Estruturação da dissertação

Esta dissertação é constituída de 8 capítulos fundamentados no tratamento e análise de dados de campo e laboratório dos litotipos do Supergrupo Espinhaço que perfazem a Serra do Cabral.

Segue abaixo um resumo de cada capítulo desta tese.

- Capítulo 1: teve como propósito introduzir o tema, a localização, os problemas existentes relativos à região e ao tema, os objetivos bem como a metodologia empregada para se atingir tais objetivos e os aspectos fisiográficos relevantes da região abordada.
- Capítulo 2: expõe de maneira sucinta os dados históricos e regionais relativos às rochas e ao segmento estudado, destacando-se os estudos da Serra do Cabral e os dados geocronológicos dos diversos segmentos do Espinhaço.
- Capítulo 3: apresenta uma descrição geral dos dados de campo coletados durante a fase de mapeamento e de levantamento das colunas de detalhe.
- Capítulo 4: coloca de forma detalhada os dados de campo e laboratório para cada unidade distinguida na região de estudo.
- Capítulo 5: são discutidos os dados levantados durante o desenvolvimento desta tese considerando os dados existentes.
- Capítulo 6: finaliza a dissertação com uma síntese das contribuições e avanços alcançados.

- Capítulo 7: enumera as referências bibliográficas utilizadas..
- Capítulo 8: anexo contendo as colunas originais levantadas, uma relação das amostras coletadas bem como as descrições petrográficas e o arquivo fotográfico relativo.

2.1. Contexto geotectônico

A Serra do Cabral está localizada na porção centro-leste da Bacia do São Francisco, margem sudeste do Cráton do São Francisco, próxima ao contato com a Faixa de Dobramentos Araçuai (Figura 2.1). Esta região corresponde ao domínio metamórfico externo do orógeno neoproterozóico Araçuai - Congo Ocidental (Alkmim *et al.* 2007), onde estão expostos os sedimentos que compõem parte dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (proterozóicos), assim como o Grupo Areado (fanerozóico) (Figura 2.1).

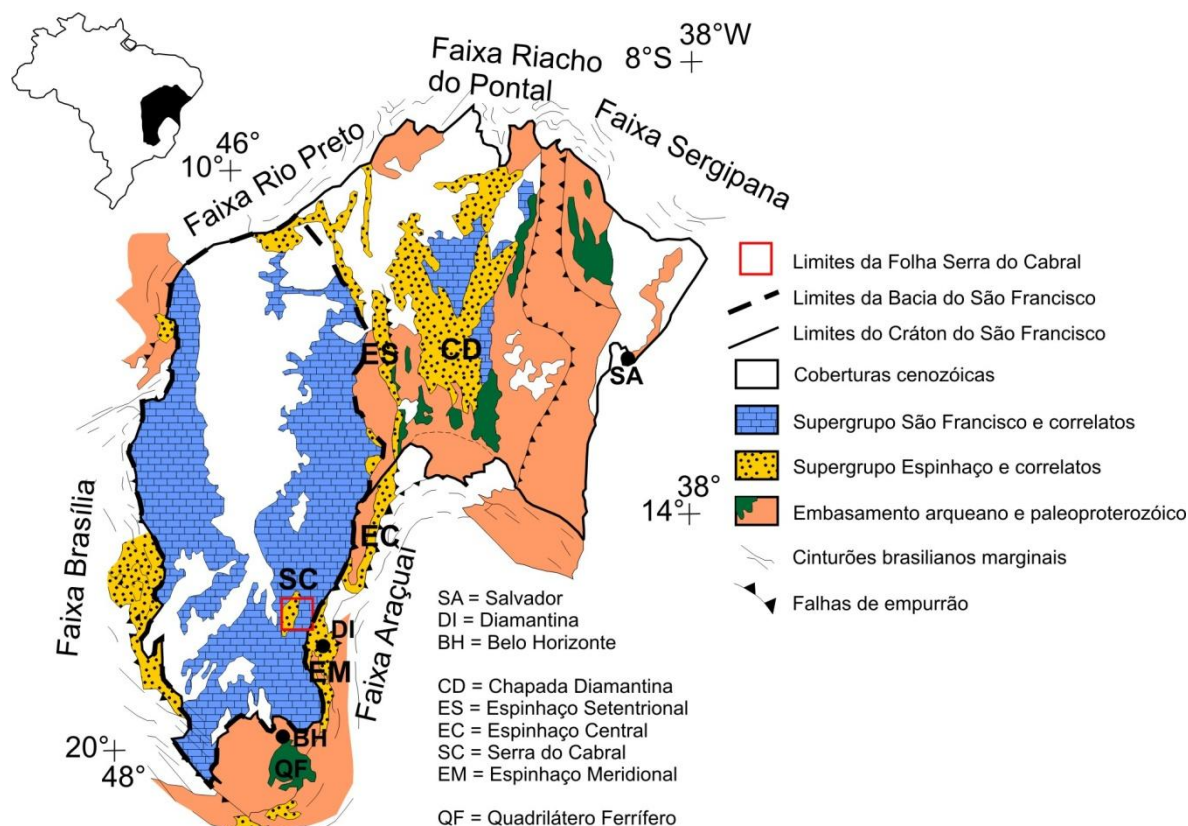


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco mostrando extensão das coberturas proterozóicas e das rochas e feições tectônicas do embasamento, além do posicionamento da Folha Serra do Cabral e dos segmentos do Supergrupo Espinhaço em relação ao Cráton e a Bacia do São Francisco (modificado de Alkmim & Marshak 1998 in Santos *et al.* 2004).

O Cráton do São Francisco compõe parte do Escudo Atlântico, localizado na porção centro-leste da Plataforma Sul-Americana. Este segmento crustal foi individualizado como uma unidade geotectônica do final do Proterozóico Superior por Almeida (1977), cujos traçados limítrofes foram redefinidos por Alkmim *et al.* (1993) e Alkmim (2004). As faixas de dobramento adjacentes ao Cráton do São Francisco representam o registro dos terrenos acrescidos às bordas do referido cráton através das colisões do Ciclo Brasileiro (Figura 2.1).

A Bacia do São Francisco registra toda a sedimentação que ocorreu no interior do cráton homônimo em pelo menos quatro estágios distintos no tempo geológico posterior a 1,8 Ga (Alkmim & Martins-Neto 2001). Os limites desta bacia coincidem em sua maioria com os limites do Cráton São Francisco. Somente no extremo sul, onde a bacia não compartilha a região composta por rochas do embasamento pré-cambriano do cráton, e a nordeste, na região da zona de deformação intracratônica do Corredor do Paramirim, os outros limites são coincidentes com as faixas de dobramentos Araçuaí, a leste, Brasília, a oeste, e Rio Preto, a norte (Alkmim *et al.* 1993; Alkmim & Martins-Neto, 2001) (Figura 2.1).

2.2. Trabalhos anteriores no contexto do Supergrupo Espinhaço e da Serra do Cabral

2.2.1. Embasamento

Considera-se como embasamento do Cráton do São Francisco todas as rochas e feições tectônicas mais velhas que 1,8Ga (Alkmim & Martins-Neto 2001, Alkmim 2004).

Compõe esta unidade terrenos TTG paleoarqueanos a mesoarqueanos, circundados por cinturões granito-*greenstone* arqueanos estruturados na Orogênese Jequié (Schobbenhaus & Brito Neves 2003 *in* Alkmim 2004).

No interior do Cráton do São Francisco o embasamento está presente de forma descontínua, ocorrendo no Quadrilátero Ferrífero e adjacências (Complexo Baçã, Bomfim, Guanhães e Belo Horizonte) e na porção norte do cráton envolvendo parte do substrato do Aulacógeno do Paramirim e a área compreendida entre a Chapada Diamantina e o litoral baiano (Bloco do Gavião, Bolco Jequié, Bloco Porteirinha e o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaça) (Figueiredo 1989; Teixeira & Figueiredo 1991; Marinho *et al.* 1993; Ledru *et al.* 1994, 1997; Teixeira *et al.* 2000; Barbosa & Sabaté 2001; 2004 *in* Alkmim 2004) (Figura 2.1).

Na Faixa Araçuaí, região de Diamantina e Espinhaço Central, o embasamento do Supergrupo Espinhaço é composto essencialmente por complexos ortognaíssicos arqueanos a paleoproterozóicos (Complexo Gouveia, Complexo Guanhães e Complexo Itacambira-Porteirinha) e a sequencia metavulcanosedimentar do Supergrupo Rio Paraúna (Fogaça *et al.* 1984) (Figura 2.1).

2.2.2. Supergrupo Espinhaço

A primeira menção ao nome Espinhaço é creditada a Eschwege (1822 *in* Renger 1979), que utilizou o termo *Espinhaço Gebirge* (Serra do Espinhaço) ao descrever a cadeia de serras contínuas e estreitas que se estende desde o Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, até a divisa dos estados da Bahia e Piauí.

Aos trabalhos pioneiros de Eschwege (1833) seguiram-se inúmeras contribuições para o esboço estratigráfico da Serra do Espinhaço (*e.g.* Derby 1906, Moraes & Guimarães 1930, Moraes *et al.* 1937 *in* Walde 1978) culminando com as obras de Pflug (1968), que elaborou a primeira coluna litoestratigráfica para a região de Diamantina constando de oito formações fundamentais, da base para o topo: São João da Chapada, Sopa Brumadinho, Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande (Figura 2.2).

Schöll & Fogaça (1979) aprimoram a coluna de Pflug (1968) individualizando 6 níveis informais para as formações São João da Chapada (A, B e C) e Sopa Brumadinho (D, E e F) (Figura 2.2).

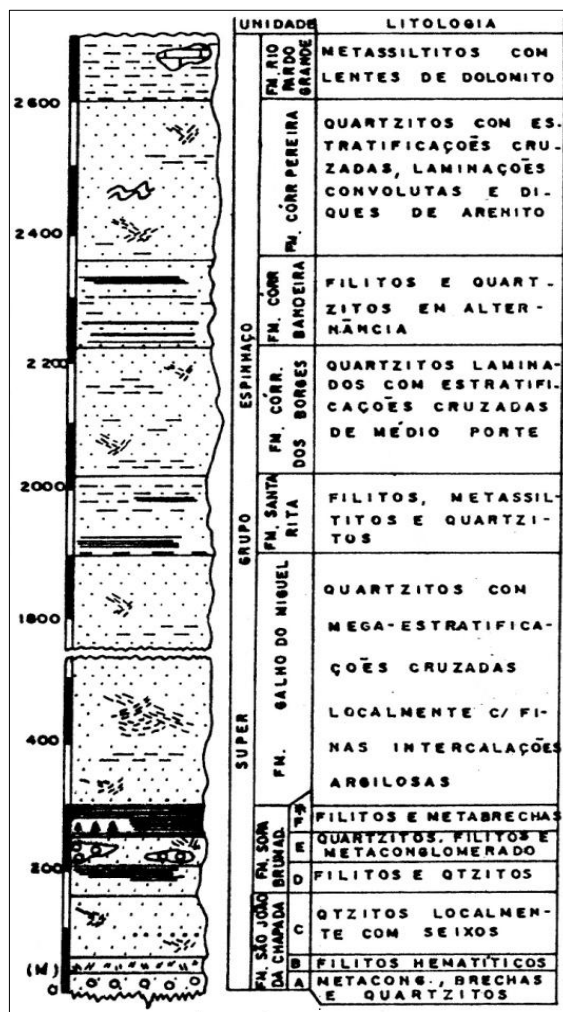


Figura 2.2: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina e Conselheiro Mata (modificado de Schöll & Fogaça 1979 *in* Dossin *et al.* 1990).

Dossin *et al.* (1984) dividiram o Supergrupo Espinhaço em dois grupos: Grupo Diamantina, formado pelas três formações basais e o Grupo Conselheiro Mata formado pelas unidades restantes.

A Formação Bandeirinha foi incorporada por Almeida Abreu (1993 *in* Knauer 2007) e Silva (1993) a base do Supergrupo Espinhaço.

Diversas contribuições ao conhecimento do Supergrupo Espinhaço Meridional foram realizadas desde Pflug (1968), Schöll & Fogaça (1979) e Dossin *et al.* (1984), grande parte destes enfocando a

porção basal do Supergrupo Espinhaço na região entre Gouveia e Diamantina. Mais informações sobre a evolução dos conhecimentos vide Renger (1979), Uhlein (1991), Renger & Knauer (1995), Chaves (1997), Knauer (1990, 1999, 2007), dentre outros.

Para a região da Serra do Cabral os primeiros relatos geológicos remontam a Derby (1881 *in* Walde 1978) que a relaciona à região da Serra Mineira. Os trabalhos subsequentes tiveram cunho econômico, descrevendo a Serra do Cabral como uma província mineral com depósitos de quartzo e diamante (*e.g.* Moraes 1927, 1934 e 1936, Brasil 1927, Freiberg 1932 e Scorza 1946 *in* Souza Filho 1995).

Alguns mapas geológicos de porções restritas da serra foram publicados por Carvalho (1936), Schmidt (1972), Poçano & Paiva Filho (1972) e Cardoso (1973 *in* Viveiros & Walde 1976). O primeiro mapa geológico englobando a Serra do Cabral em toda sua extensão foi apresentado por Carvalho & Epstein (1967), em escala 1:250.000 (Viveiros & Walde 1976).

Os primeiros levantamentos geológicos sistemáticos na Serra do Cabral foram realizados por Viveiros & Walde (1976) e Walde (1978) que reforçaram as correlações entre as sequências sedimentares desta com as da Serra Mineira, sendo reconhecidas, para o Supergrupo Espinhaço, as formações Galho do Miguel, Córrego dos Borges e Santa Rita.

Uhlein (1991) posiciona a região Serra do Cabral no domínio externo da Faixa Araçuai.

Dupont (1995) enfocando a estratigrafia do Grupo Conselheiro Mata, correlaciona a Serra do Cabral à região de Conselheiro Mata, *locus típico* do grupo homônimo, segundo ciclos transgressivos-regressivos (Figura 2.3).

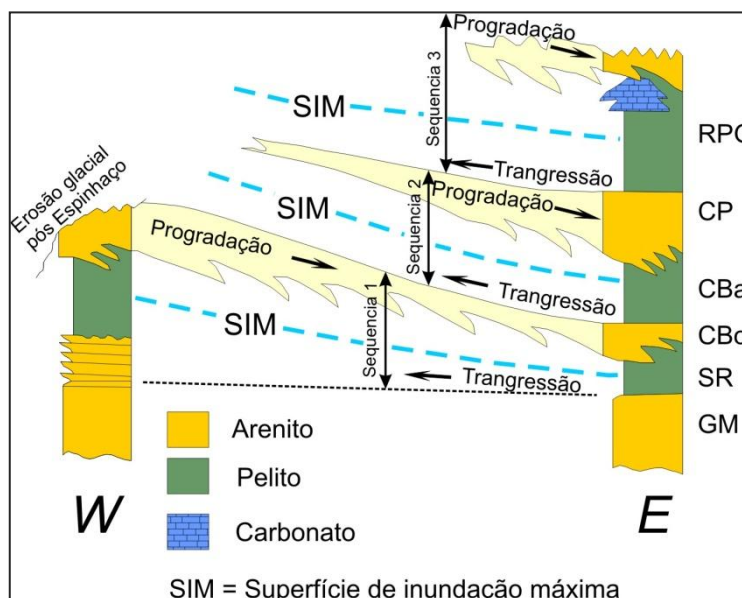


Figura 2.3: Colunas estratigráficas esquemáticas correlacionando o topo da Formação Galho do Miguel (Gm = Formação Galho do Miguel) e o Grupo Conselheiro Mata (SR = Formação Santa Rita, CBo = Formação Córrego dos Borges, CBa = Formação Córrego Bandeira, CP = Formação Córrego Pereira e RPG = Formação Rio Pardo Grande), segundo ciclos transgressivos e regressivos, na Região de Conselheiro Mata (à direita) e na borda leste da Serra do Cabral (à esquerda); (modificado de Dupont 1995).

Souza Filho (1995) realizando um trabalho de cunho estrutural amplia a estratigrafia da região reconhecendo, para o flanco oeste da serra, as formações Córrego Bandeira e Córrego Pereira.

Espinoza (1996) procede ao levantamento de perfis de detalhe no flanco leste da Serra do Cabral descrevendo em detalhe as formações Galho do Miguel, Santa Rita e Córrego dos Borges e suas relações estratigráficas, fazendo considerações sobre seus sistemas deposicionais.

2.2.2.1. Grupo Diamantina

2.2.2.1.1 Formação Galho do Miguel

A Formação Galho do Miguel é a unidade basal da região da Serra do Cabral. Walde (1978) e Souza Filho (1995) descrevem arenitos puros e grosseiros com estratificações cruzadas de grande e médio porte, para esta formação. Souza Filho (1995) descreve a ocorrência de uma fácies pelítica de forma descontínua na porção superior desta unidade entre Buenópolis e Joaquim Felício. Baseando-se na interpretação de aerofotos e imagens LANDSAT-TM, o mesmo autor descreve também uma discordância entre esta unidade e o Grupo Conselheiro Mata, que em campo é vista como uma paraconformidade. Espinoza (1996) descreve arenitos finos a médios, maciços, monótonos e puros, com passagem gradacional para a unidade superior dada por cinco ritmos em *coarsening upward*, com pelitos na base e arenitos no topo.

Regionalmente a Formação Galho do Miguel é interpretada como a fase transicional da Bacia Espinhaço com sedimentação em ambiente litorâneo, com porções permanentemente expostas, retrabalhadas pelo vento (Dossin *et al.* 1984,1987; Garcia & Uhlein 1987 *in* Dossin *et al.* 1990). Walde (1978) indica predomínio na direção de transporte de material para *NE* e *E* nesta unidade na região da Serra do Cabral.

2.2.2.2. Grupo Conselheiro Mata

Este grupo é descrito na região de Conselheiro Mata (Faixa Araçuaí) e nas Serras do Cabral, da Água Fria e do Bicudo (Cráton do São Francisco). Esta unidade representa a fase flexural da Bacia Espinhaço, posterior às fases transicional e rifte representadas pelos litotipos do Grupo Diamantina (Dussin & Dussin 1995).

O Grupo Conselheiro Mata é tido como depositado em ambiente marinho durante 3 episódios transgressivos e regressivos (Dossin *et al.* 1990) (Figura 2.3).

2.2.2.2.1 Formação Santa Rita

Esta é a unidade basal do Grupo Conselheiro Mata resultante do progressivo aprofundamento da lâmina d'água na bacia (Dossin *et al.* 1990). Foi descrita por Dupont (1995) e Espinoza (1996) como composta por dois membros pelíticos, separados por um membro arenítico, totalizando uma espessura de aproximadamente 100m próximo a Joaquim Felício. As atitudes das paleocorrentes

mostram sentido de migração preferencial para *W*, num contexto marinho com cordões de ilhas-barreiras (Figueiredo & Corgozinho 1993).

A passagem desta formação para a formação sotoposta é tida por Dupont (1995) e Espinoza (1996) como gradacional.

2.2.2.2 Formação Córrego dos Borges

Unidade composta por arenitos finos com marcas onduladas e estratificações cruzadas, depositados em ambiente litorâneo progradante (Dupont 1995). Espinoza (1996) registra dois padrões de paleocorrentes, um de marcas de onduladas simétricas mostrando sentido aproximado *N-S* e outro de marcas onduladas assimétricas mostrando direção de fluxo aproximada para *E*. Souza Filho (1995) estima espessuras de 500m para esta unidade.

2.2.2.3 Formação Córrego Bandeira

Composta por interdigitações de pelitos e arenitos finos, com presença de laminações e estratificações cruzadas, além de marcas onduladas. Associa-se esta unidade a um ambiente de mar raso com baixa energia. Espessuras estimadas de 200m, e contatos superior e inferior gradacionais (Souza Filho 1995).

2.2.2.4 Formação Córrego Pereira

Arenitos puros e micáceos, com lentes pelíticas subordinadas. São comuns marcas onduladas e estratificações cruzadas. A deposição desta unidade teria se dado em um novo ciclo transgressivo similar aquele que originou a Formação Córrego dos Borges. Estima-se espessuras de mais de 1.000m para esta unidade na região *NW* da Serra do Cabral (Souza Filho 1995).

Dupont (1995) descreve esta unidade na região de Conselheiro Mata como arenitos localmente feldspáticos com estratificações obliquas acanaladas apontando transporte para *N*, e espessuras máximas de 250m.

2.2.2.5 Formação Rio Pardo Grande

Descrita somente na região ocidental da Serra do Espinhaço (região de Conselheiro Mata), esta unidade estaria em contato transicional com as camadas sotopostas, com uma espessura aproximada de 100m.

Composta por pelitos com lente de dolomitos e intercalações de metasiltitos e metarenitos finos (Shöll & Fogaça 1979) em um contexto deposicional transgressivo a progradante que marcaria o último ciclo descrito por Dupont (1995).

2.2.3. Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger 1973) ocorre nas bordas da Serra do Cabral (Formação Jequitaiá) ou como áreas dissecadas ao seu redor (Grupo Bambuí).

Por não ser foco deste trabalho as unidades deste supergrupo não serão detalhadas aqui.

2.2.3.1. *Suíte Pedro Lessa*

Diques de rochas básicas cortando os litotipos do Supergrupo Espinhaço são descritas na região da Serra do Cabral por Viveiros & Walde (1976), Souza Filho (1995) e Chaves & Benitez (2007).

Souza Filho (1995) descreve nas proximidades da Serra da Água Fria tais diques cortando litotipos do Supergrupo São Francisco.

Episódio magmático similar ocorre na região de Diamantina onde recebe o nome de Suíte Pedro Lessa datado por volta de 930Ma (Porada 1989, Machado *et al.* 1989, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998).

2.2.3.2. *Formação Jequitaiá*

Correlato do Grupo Macaúbas (Derby 1881) dentro do Cráton do São Francisco, a Formação Jequitaiá (Oliveira & Leonardos 1943 *in* Martins 2006) ocorre nas bordas das serras do Cabral, da Água Fria e do Bicudo.

Viveiros & Walde (1976) descrevem esta unidade, na região da Serra do Cabral, como grauvacas conglomeráticas (tilitos) com matriz, em sua maioria de quartzito fino, predominante sobre os clastos com até 80 cm de quartzito, quartzo de veio, filito, siltito, carbonato, granito e gnaiss. Estes autores chamam atenção para a ocorrência de bancos de quartzitos de até 2 m de espessura no topo desta sequência, e de pelitos e ritmitos, os últimos interpretados por Hettich (1977) e Hettich & Karfunkel (1978) como varvitos.

Esta unidade é interpretada por vários autores como glacial continental (*e.g.* Isotta *et al.* 1969; Walde 1978; Karfunkel & Hoppe 1988; Uhlein 1991; Martins-Neto *et al.* 1999), contudo Uhlein *et al.* (1999, 2004) interpretam-na como glácio-marinha.

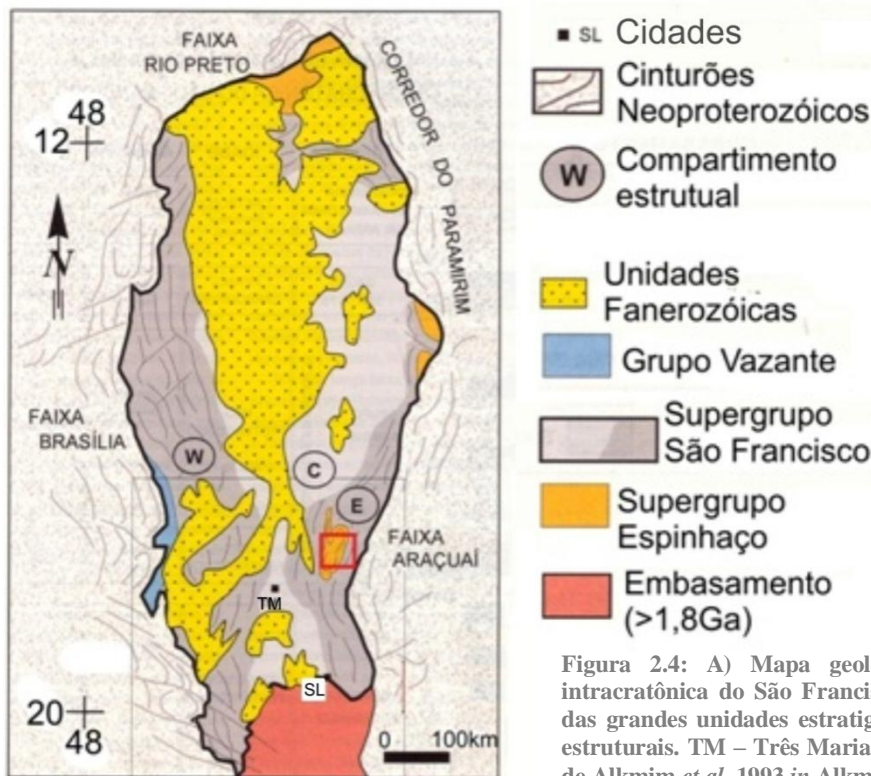
Na região da Serra do Cabral a Formação Jequitaiá pode ser encontrada em contato erosivo com todas as unidades do Supergrupo Espinhaço descritas acima. Os relatos de pavimentos estriados sotopostos aos diamictitos na região das serras do Cabral e da Água Fria são comuns (*e.g.* Walde 1978; Dupont 1995).

2.2.3.3. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é um pacote caracterizado pela alternância de sedimentos terrígenos e carbonáticos dividido em cinco formações, da base para o topo: Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Dardenne 1978a *in* Alkmim 2011). A leste da Serra do Cabral ocorrem somente as quatro unidades superiores (Walde 1978, Oliveira 1989, Souza Filho 1995, Dupont 1996) estando ausentes os carbonatos basais da Formação Sete Lagoas. As unidades superiores, formações Serra da Saudade e Três Marias são descritas no Sinclinal de Buenópolis, à *E* da Serra do Cabral (Walde 1978, Souza Filho 1995, Dupont 1996).

2.3. Geologia estrutural

Alkmim *et al.* (1993, 1996) dividem a Bacia do São Francisco em três compartimentos estruturais: *i*) compartimento oeste (*W*), que corresponde ao cinturão de antepaís das faixas Brasília e Rio Preto; *ii*) compartimento central (*C*), no qual as rochas encontram-se indeformadas; e *iii*) compartimento leste (*E*), que representa o cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí (Figura 2.4). Os compartimentos condizem com a deformação sofrida pelas rochas pré-cambrianas da bacia, onde nos compartimentos periféricos os sedimentos do Grupo Bambuí compõem dois cinturões epidérmicos de antepaís de vergências opostas que quase se tocam na porção central da bacia, próximo a cidade de Três Marias (Figura 2.4). Além das vergências, estes compartimentos, quando comparados, mostram significativas diferenças como enfatizado na Tabela 2.1.



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

Tabela 2.1: Características dos compartimentos estruturais W e E da Bacia do São Francisco, tal como se apresentam nas rochas do Grupo Bambuí. (Compilado de Schöll 1973, Bonhomme 1976, Magalhães 1988, Chang et al. 1988, Alkmim et al. 1996 in Alkmim & Martins-Neto 2001).

A Serra do Cabral está, em sua totalidade, no compartimento leste definido por Alkmim *et al.* (1993, 1996) e na zona externa à Faixa Araçuai definida por Uhlein (1991).

Os aspectos relacionados da geologia estrutural da área foram investigados com maior detalhe por Souza Filho (1995), o qual divide a região da Serra do Cabral em macrodomínios de diferentes estilos tectônicos (macrodomínios Espinhaço e São Francisco) controlados pelas suas características reológicas. Além disso, subdivide o Macrodomínio São Francisco em 3 domínios com base no decréscimo de intensidade tectônica, diminuindo de leste para oeste. Segundo aquele autor a estruturação da região é constituída por amplas culminações antiformais e depressões sinformais desenvolvidas nos dois supergrupos, com formas abertas e cônicas, exibindo vergência para oeste. As charneiras das dobras apresentam duplo caimento em torno das direções N15E e S15W, com desvios para NNW e SSE.

Souza Filho (1995) faz considerações sobre seus macrodomínios estruturais: no macrodomínio Espinhaço a deformação é acomodada em dobras de amplitude regional, em geral destituídas de estruturas parasíticas de ordem inferior, e em sistemas de falhas obliquas e direcionais, o que não é verificado no Macrodomínio São Francisco. Neste, a deformação é acomodada em deslocamentos inter-estratais e em intenso dobramento parasítico de menores ordens.

A Serra do Cabral é compartimentada por falhas de rasgamento WNW que dividem o Macrodomínio Espinhaço em duas porções Norte e Sul. No extremo sul da serra, as estruturas encontram-se rotacionadas compondo a curvatura do *Front* do Espinhaço (Figura 2.5). As estruturas tectônicas são atribuídas a uma única fase de deformação, progressiva, com superposição de geração de estruturas. Na Serra Mineira ocorre uma culminação antiformal, em forma de braquiantiformal, com charneira mergulhando para norte. Há, mais a leste, uma culminação sinformal, que também mergulha para norte e que para sul forma o Sinclinal de Conselheiro Mata, uma depressão sinformal (Figura 2.5). Mais a leste, em contato com o Supergrupo São Francisco, e para norte, a partir de Curimataí, a megaculminação antiformal da Serra Mineira, com linha de charneira oscilante, expõe basicamente a Formação Galho do Miguel (Souza Filho 1995).

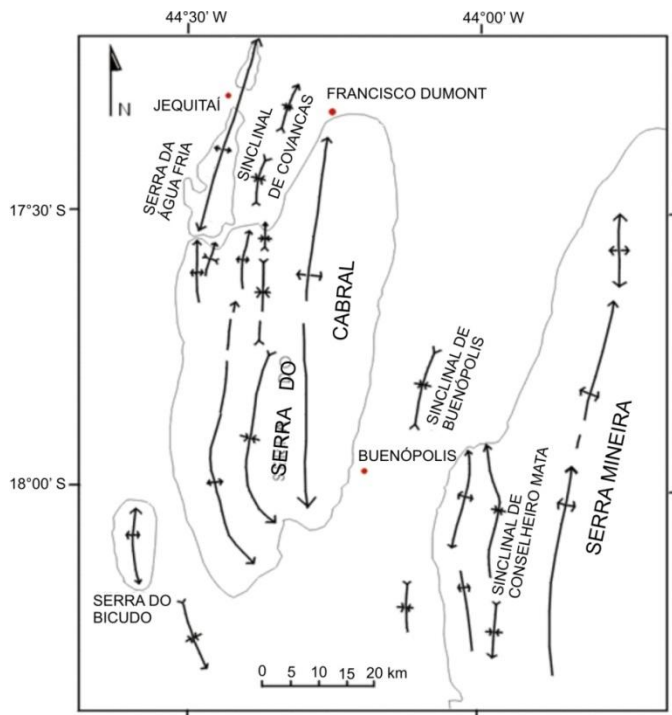


Figura 2.5: Feições dominantes e domínios estruturais da área estudada (modificado de Souza Filho 1995 in Penha 2001).

Alkmim & Martins-Neto (2001) compilando resultados de estudos geofísicos e de campo realizados na bacia do São Francisco caracterizam grandes altos e baixos no substrato desta, dentre eles, o Alto de Sete Lagoas, o Baixo de Pirapora, o Alto de Januária, além de uma série de outras feições de mesma natureza no setor sudoeste da bacia (Figura 2.6).

O grande baixo de Pirapora, cuja existência foi primeiramente sugerida por Souza Filho (1995), foi posteriormente interpretado por Alkmim & Martins-Neto (2001) e Alkmim & Cruz (2005) como um braço do sistema de riftes Espinhaço reativado em vários episódios. Como mostram Souza Filho (1995) e Hercos *et al.* (2008), a maioria das unidades pré-cambrianas mostra espessuras anormalmente altas na região. A interpretação de uma linha sísmica, que atravessa quase toda a bacia e que tem o seu segmento leste posicionado no interior do baixo, revela a ocorrência, no seu interior, de grábens e horsts fracamente invertidos. Tais estruturas envolvem o Supergrupo Espinhaço e a Formação Jequitai, cujas espessuras, somadas à do Grupo Bambuí, atingem valores na casa dos 4.500m (Hercos *et al.* 2008). Estes autores sugerem um grande aumento do relevo estrutural na região da Serra do Cabral em relação ao relevo estrutural medido para a região central da bacia, e como no caso de bacias sucessoras a bacia do São Francisco também teria sua geometria controlada por falhas, posteriormente reativadas como falhas reversas durante a inversão da bacia no evento compressional Brasileiro. Tais falhas estariam relacionadas às megadobras das coberturas proterozóicas, propondo-se assim uma tectônica *thick-skinned* para a região limitada pela Serra Mineira e o flanco oeste do alto do Boqueirão, que seria um bloco do embasamento cristalino localizado a oeste da Serra da Água Fria e da Serra do Cabral (Hercos *et al.* 2008).

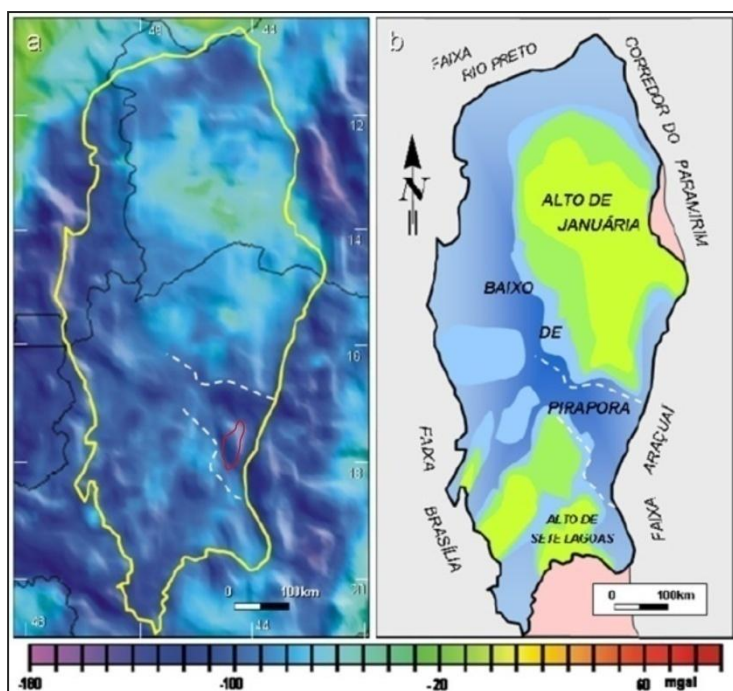


Figura 2.6: Estruturas do embasamento da bacia. a) Mapa Bouguer, extraído e modificado de Molina *et al.* (2001). Os limites do Aulacógeno de Pirapora estão marcados pela linha tracejada e da Serra do Cabral pela linha vermelha. b) Mapa esquemático com a distribuição de altos e baixos do embasamento confeccionado a partir de informação geofísica disponível para a bacia (modificado de Alkmim & Martins-Neto 2001 in Alkmim 2011).

2.4. Geocronologia

A Tabela 1 sintetiza o conhecimento geocronológico disponível sobre as rochas que compõem o embasamento do Supergrupo Espinhaço e demais rochas ígneas (lavas, tufos e intrusivas) relacionadas com a evolução tectono-sedimentar deste supergrupo.

Unidade	Litologia (s)	Localização	Idade (s)	Método	Referência
MAGMATISMO DO ESTÁGIO SIN-TARDI COLISIONAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ					
Suíte Metaígneia Córrego do Taquari	Metagabro	Região de Itacambira	560 ± 6 Ma	U-Pb (SHRIMP)	Martins <i>et al.</i> (2011)
MAGMATISMO TONIANO					
Grupo Macaúbas; Formação Chapada Acauã; Membro Rio Preto	Xisto verde	Região de São Gonçalo do Rio Preto / Rio Macaúbas	Idade máxima em torno de 1,1 Ga (zircões herdados)	U-Pb (SHRIMP)	Gradim <i>et al.</i> (2005) Martins (2006)
Suíte Pedro Lessa	Metadiabásio porfirítico	Região de Pedro Lessa	906 ± 2 Ma	U-Pb (TIMS)	Machado <i>et al.</i> (1989)
MAGMATISMO ESTENIANO					
Supergrupo Espinhaço Meridional; Formação Sopa-Brumadinho	Matriz esverdeada do conglomerado diamantífero com assinatura ácida e composição dacítica	Localidade de Extração	Entre 1080 ± 16 Ma e 1240 ± 40 Ma, com pico em 1192 Ma	U-Pb (SHRIMP) e U-Pb (LA- MC-ICPMS)	Chemale Jr. <i>et al.</i> (2012)
MAGMATISMO CALIMIANO					
Grupo Chapada Diamantina; Formação Tombador	Diques e sills máficos	Chapada Diamantina	Em torno de 1,51 Ga	U-Pb e Ar- Ar	Babinski <i>et al.</i> (1994), Battilani <i>et al.</i> (2007)
Supergrupo Espinhaço Setentrional; Sistema Pajeú; Formação Bomba	Rochas vulcânicas de composição traquítica	Localidades de Macaúbas e Pajeú	1582 ± 8 Ma e 1569 ± 14 Ma	U-Pb (SHRIMP)	Danderfer <i>et al.</i> (2009)
MAGMATISMO ESTATERIANO					
Supergrupo Espinhaço Meridional; Formação São João da Chapada	Filito Hematítico	Distrito de Guinda	1703 ± 12 Ma	U-Pb (SHRIMP)	Chemale Jr. <i>et al.</i> (2012)
		Região de Barão de Guaicuí	1710 ± 12 Ma	Pb-Pb (evaporação)	Dussin & Dussin (1995)
		Região do Serro	1715 ± 2 Ma	U-Pb (TIMS)	Machado <i>et al.</i> (1989)
Suíte Borrachudos	Riolito	Região de Conceição do Mato Dentro	Entre 1711 e 1770 Ma	U-Pb	Brito Neves <i>et al.</i> (1979) e Machado <i>et al.</i> (1989)
	Granitóide		1729 ± 12 Ma	Pb-Pb (evaporação)	Dossin <i>et al.</i> (1993)
COMPLEXOS DO EMBASAMENTO					
Supergrupo Rio Paraúna	Metariolito (sequência greenstone belt)	Região de Pedro Pereira	2971 ± 16 Ma(3)	U-Pb	Machado <i>et al.</i> (1979)
Complexo Gouveia	Granitóide	Região de Gouveia	2839 ± 14 Ma(2)	U-Pb	Machado <i>et al.</i> (1989)
			2800 Ma(1)	Rb-Sr	Brito-Neves <i>et al.</i> (1979)

Tabela 2.2: Sumário dos dados geocronológicos das rochas do embasamento e ígneas intrusivas e extrusivas da Serra do Espinhaço. ⁽¹⁾ Retrabalimento isotópico no Evento Transamazônico (1800 ± 70 Ma). ⁽²⁾ ⁽³⁾ Retrabalimento isotópico em 1844 ± 15 Ma. Retirado de Chemale Junior *et al.* (2012b).

2.5. Modelo de evolução tectônica

Dos modelos iniciais baseados na teoria geossinclinal (*e.g.* Pflug 1968) a evolução do Supergrupo Espinhaço passou a ser compreendida como um ciclo contínuo, sendo um rifte intracratônico abortado (*e.g.* Uhlein 1991) ou que evoluiu para uma margem continental passiva (*e.g.* Almeida-Abreu 1993). Neste cenário as unidades do Grupo Diamantina representariam a fase rifte (São João da Chapada e Sopa Brumadinho) e transicional (Formação Galho do Miguel), enquanto o Grupo Conselheiro Mata representaria a fase pós-rifte.

A luz dos novos dados (Danderfer 2000, Danderfer *et al.* 2009 no Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina, e Chemale Junior *et al.* 2011, 2012b no Espinhaço Meridional) tem-se evidências da existência de 3 eventos de rifteamentos abortados na história evolutiva da Bacia Espinhaço (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011). O primeiro a *ca.* 1,75Ga (Brito Neves *et al.* 1995), o segundo a 1,58Ga no Espinhaço Setentrional (Danderfer *et al.* 2009) e 1,51Ga na Chapada Diamantina (Babinski *et al. et al.* 2009) e o terceiro a 1,18Ga no Espinhaço Meridional (Chemale Junior *et al.* 2010, 2011, 2012b). Na região do Espinhaço Meridional somente o primeiro e o último evento, que estão separados por *ca.* 500Ma, foram identificados: o Espinhaço I, composto pelas formações Bandeirinha e São João da Chapada e o Espinhaço II, composto pela Formação Sopa Brumadinho, representando a etapa rifte, Galho do Miguel, a etapa transicional e o Grupo Conselheiro Mata sendo a fase flexural desenvolvida em três episódios transgressivos-regressivos (Chemale Junior *et al.* 2011).

Um rifteamento neoproterozóico, com assoalhamento oceânico parcial e sedimentação glacial a marinha (Supergrupo São Francisco - Formação Jequitáí e Grupo Bambuí, respectivamente) recobriu discordantemente as unidades do Supergrupo Espinhaço. Seguido por um evento diacrônico orogênico (Evento Brasileiro) que inverteu estas bacias formando as faixas de dobramentos que envolvem o Cráton do São Francisco e estruturou a Serra do Cabral (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011) (Figura 2.1, 2.4 e 2.5).

CAPÍTULO 3. CONSIDERAÇÕES SOBRE O ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E ESTRUTURAL DA SERRA DO CABRAL

O mapeamento da Folha Serra do Cabral 1:100.0000 constituiu etapa preliminar e fundamental para a escolha dos levantamentos de perfil de detalhe que foram realizados posteriormente objetivando os estudos de proveniência sedimentar nos sedimentos do Supergrupo Espinhaço.

A coluna estratigráfica desta região segue, em linhas gerais, a coluna proposta por Souza Filho (1995), sendo reconhecidas para o Supergrupo Espinhaço, da base para o topo: Formação Galho do Miguel (Grupo Diamantina) e o Grupo Conselheiro Mata composto pelas formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira e Córrego Pereira (Figura 3.1). A Formação Jequitaiá repousa discordante e indiferenciadamente sobre as unidades do Supergrupo Espinhaço distribuindo-se irregularmente nos bordos dos flancos da Serra do Cabral. Todo este conjunto é recoberto pelos sedimentos do Grupo Bambuí – formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias, cuja expressão máxima ocorre ao longo do Sinclinal de Buenópolis adjacente à Serra do Cabral (Figura 3.1).

Conglomerados cretáceos (Formação Abaeté – Grupo Areado) ocorrem discordantemente sobre o Grupo Bambuí na Serra da Água Fria.

Em acordo com os objetivos propostos para este trabalho, a descrição completa das unidades estratigráficas que compõem o Supergrupo Espinhaço bem como seus aspectos genéticos e relações de contato serão feitos no próximo capítulo.

A Formação Jequitaiá será caracterizada de maneira geral, uma vez que foi utilizada como *datum* estratigráfico para grande parte dos perfis de detalhe levantados. O Grupo Bambuí e a Formação Abaeté por sua vez não serão caracterizados. Para mais detalhes sobre estas unidades na região da Serra do Cabral consultar Karfunkel & Chaves (1995), Souza Filho (1995), Dupont (1996), Penha (2001), Lopes *et al.* (*no prelo*), entre outros.

É notável a coincidência entre o mapa geológico foto interpretado, pré-campo, e o mapa geológico final da Serra do Cabral (Figura 3.1 e mapa geológico da Folha Serra do Cabral em anexo). Fruto dos nítidos contrastes texturais entre as unidades do Supergrupo Espinhaço observáveis em aerofotos e imagens LANDSAT-TM banda 7 (R7G4B2) (Figura 3.2).

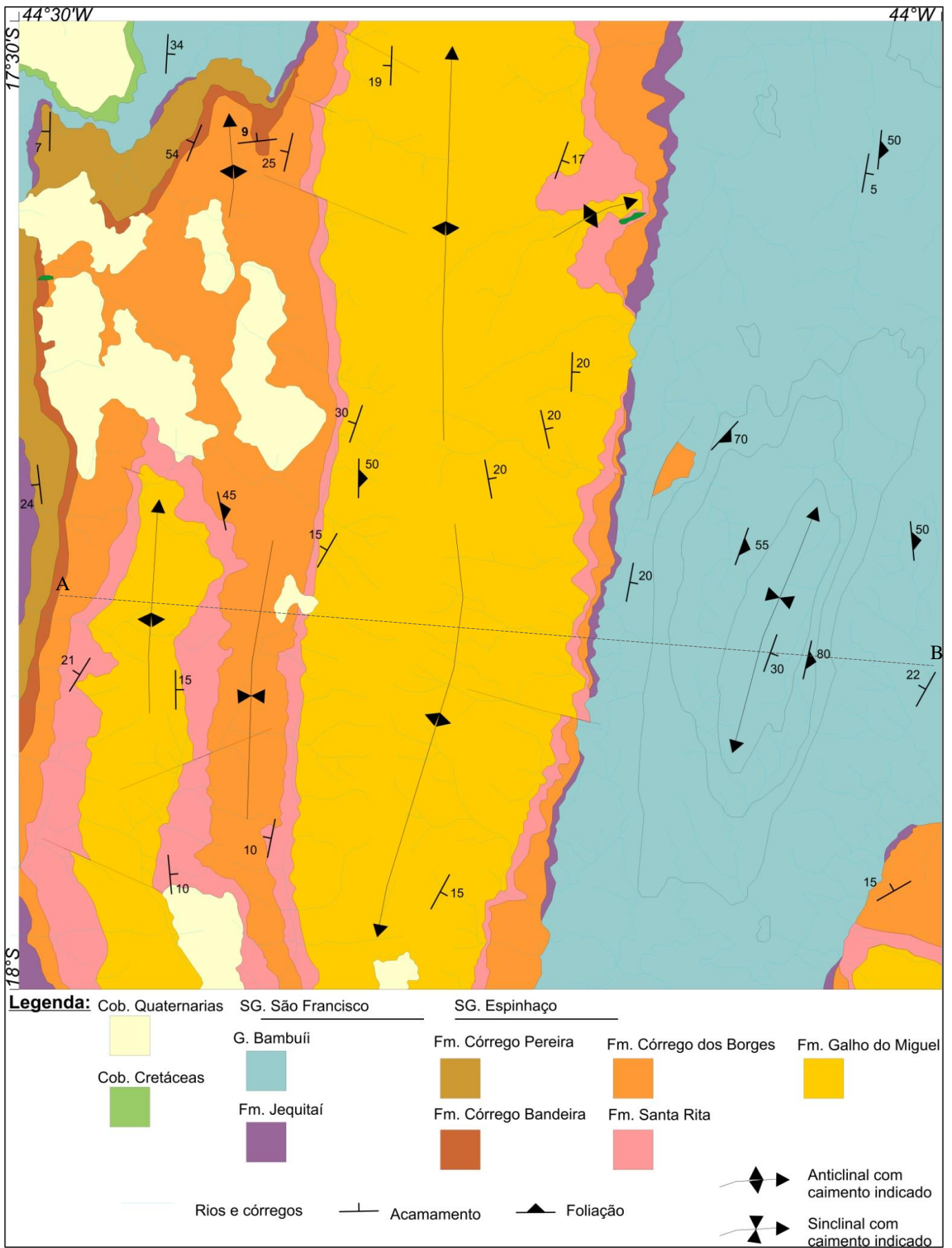


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado, 1:100.000, da Folha Serra do Cabral. A seção A-B corresponde à figura 3.6.

18°S

17°30'S

44°30'W

44°W

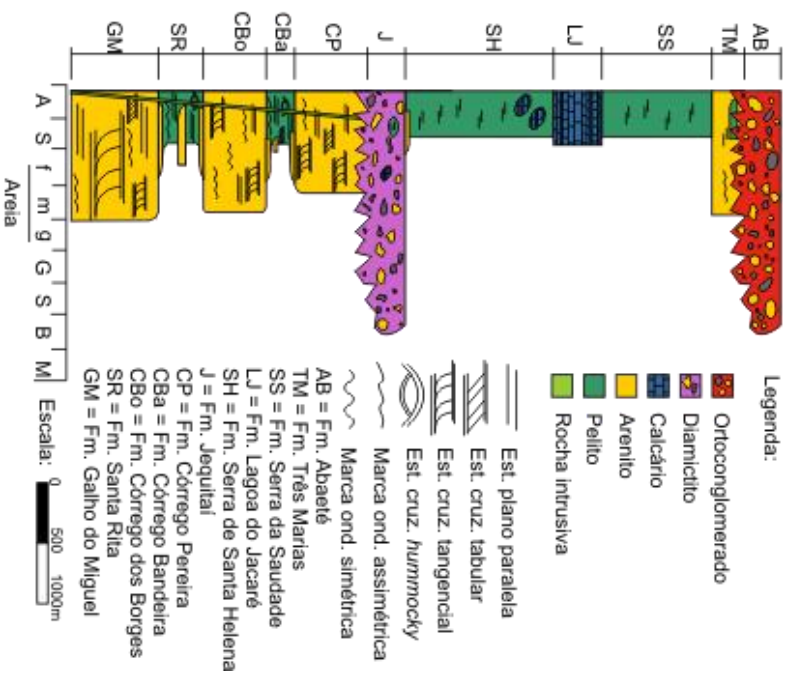
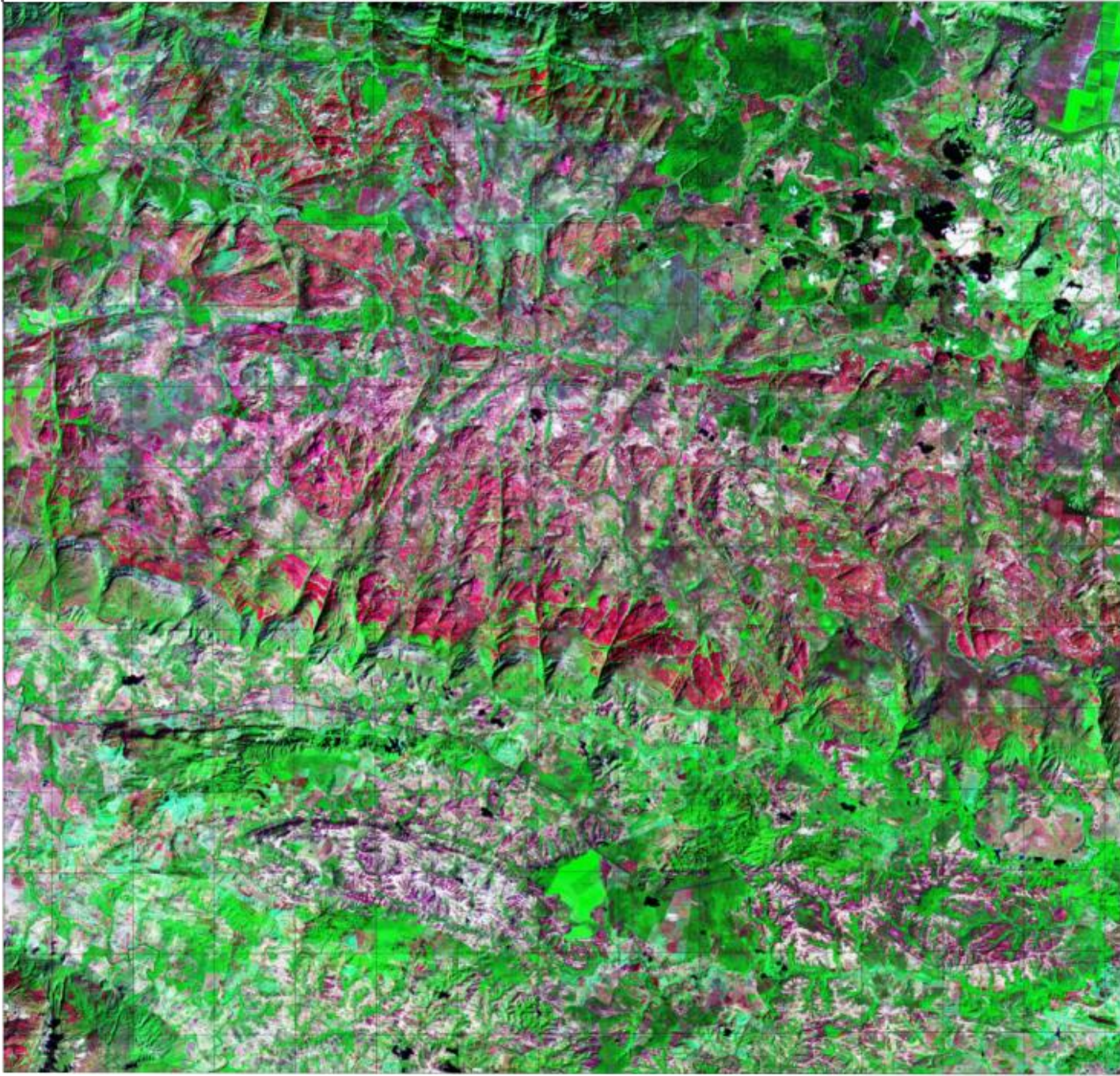


Figura 3.2: Imagem LANDSAT-TM, banda 7 (R7G4B2) e coluna estratigráfica simplificada da região da Serra do Cabral.

Os litotipos do Supergrupo Espinhaço ocupam cerca de 60% da área da Folha Serra do Cabral sustentando as serras do Cabral e Mineira (Figura 3.1).

A Formação Galho do Miguel, única representante do Grupo Diamantina na área, ocorre nos núcleos dos anticlinais da Serra do Cabral e da Serra Mineira ocupando cerca de 30% da área da folha sendo a unidade do Supergrupo Espinhaço com maior representatividade na área mapeada (Figura 3.1). Em imagem LANDSAT-TM esta formação pode ser bem observada devido ao contraste reológico com as formações adjuntas e ao seu padrão de fraturamento acentuado, o que lhe confere uma textura rugosa, além de uma coloração avermelhada a rosada (Figura 3.2).

Os litotipos do Grupo Conselheiro Mata ocorrem em sua maior parte nos flancos dos anticlinais da Serra do Cabral e Serra Mineira, ocupando cerca de 30% da região mapeada (Figura 3.1).

Localizada invariavelmente envolvendo a Formação Galho do Miguel, a Formação Santa Rita ocorre em finos segmentos *N-S* ocupando cerca de 7% da área mapeada (Figura 3.1).

A expressão morfológica da Formação Santa Rita é marcada por zonas aplainadas, entre morros de arenitos (Figura 3.3), devido à baixa resistência de seus litotipos à erosão, mesmo motivo se dá a escassez de afloramentos. As maiores espessuras desta unidade ocorrem na região sudoeste da folha chegando a 250m em alguns pontos.



Figura 3.3: Vista de contraste geomorfológico entre os pelitos da Formação Santa Rita (baixada) e arenitos da Formação Galho do Miguel (morros ao fundo). Contato aproximado marcado em vermelho.

A Formação Córrego dos Borges está posicionada envolvendo os litotipos da Formação Santa Rita, nos flancos dos anticlinais da Serra do Cabral (Figura 3.1), ocupando cerca de 17% da área mapeada. A espessura máxima desta formação é alcançada no extremo norte da folha onde atinge espessuras de até 350m.

A Formação Córrego Bandeira concentra-se no flanco oeste da Serra do Cabral, aparecendo como finas faixas sentido *N-S*, ocupando cerca de 2% da região mapeada (Figura 3.1). Na parte centro-oeste da folha esta unidade atinge espessuras de até 150m.

Como a Formação Córrego Bandeira a Formação Córrego Pereira está restrita ao flanco oeste da Serra do Cabral, aparecendo em finas faixas *N-S*, e ocupando cerca de 4% da área mapeada (Figura

3.1). Seu contato superior com a Formação Jequitai foi visto em campo sempre como erosivo, sendo medida uma espessura mínima para esta unidade de 150m.

Na Folha Serra do Cabral a Formação Jequitai está restrita aos flancos das serras do Cabral e Mineira acompanhando os limites das serras de forma descontínua, como finas faixas, representando cerca de 3% da área da folha (Figura 3.1). Sua espessura máxima foi registrada na porção norte da folha alcançando cerca de 120m.

Esta unidade é representada por diamictitos com intercalações lenticulares pelíticas e psamíticas, imaturas composicional e texturalmente. O diamictito fresco é cinza esverdeado. Já, quando alterado a matriz se apresenta com coloração esbranquiçada ou arroxeada, com perda de grande parte dos clastos (Figura 3.4.A). A matriz do diamictito é, geralmente, silto-arenosa com baixo grau de seleção textural e mineralógica, apresentando grânulos angulosos de fragmentos líticos. A composição dos clastos é heterogênea com predomínio de quartzo, quartzitos e siltitos, ocorrendo também carbonatos (Figura 3.4.B). Os clastos são subangulosos a subarredondados variando de grânulos a matacões, com predomínio de seixos (Figura 3.5.A). Em direção ao topo da camada é possível observar uma diminuição na densidade e na granulometria dos clastos no diamictito, isso é bem evidenciado ao longo do Córrego Riachão, na porção noroeste da área (Figura 3.5.B).

As lentes de arenito tem formas, tamanhos e posições estratigráficas variadas. Podendo ocorrer como arenitos micáceos finos ou arenitos imaturos, com estratos ricos em óxidos.

As porções pelíticas ocorrem localmente como ritmitos esbranquiçados ou amarelados.

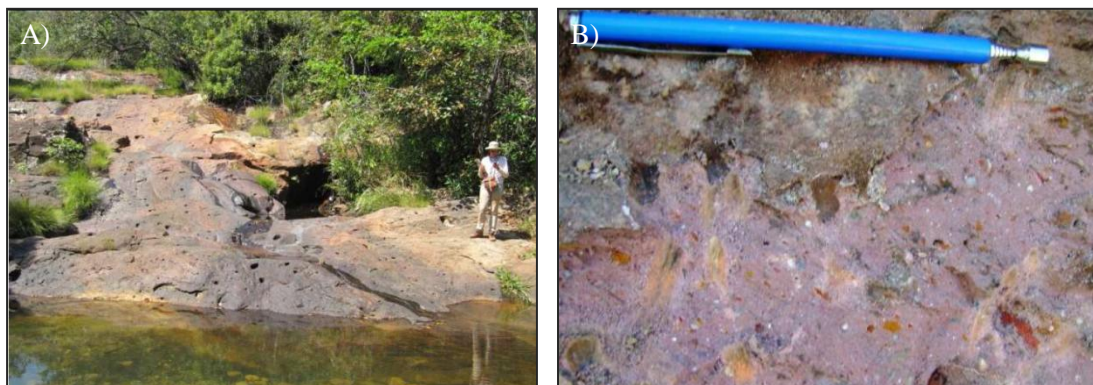


Figura 3.4: A) Afloramento de diamictito alterado em drenagem mostrando grande perda de clastos (buracos); B) diamictito com matriz silto-arenosa alterada arroxeada, contendo clastos alterados de carbonato, pelito e quartzo.



Figura 3.5: A) Bloco de diamictito com clastos de quartzito subangulosos no tamanho seixo e matriz arenosa; B) Afloramento de diamictito mostrando gradação dos clastos.

A estruturação da área se dá por megadobramentos suaves no sentido *N-S*, formando grandes siniformes e antiformes com fraca vergência para oeste (Figura 3.6).

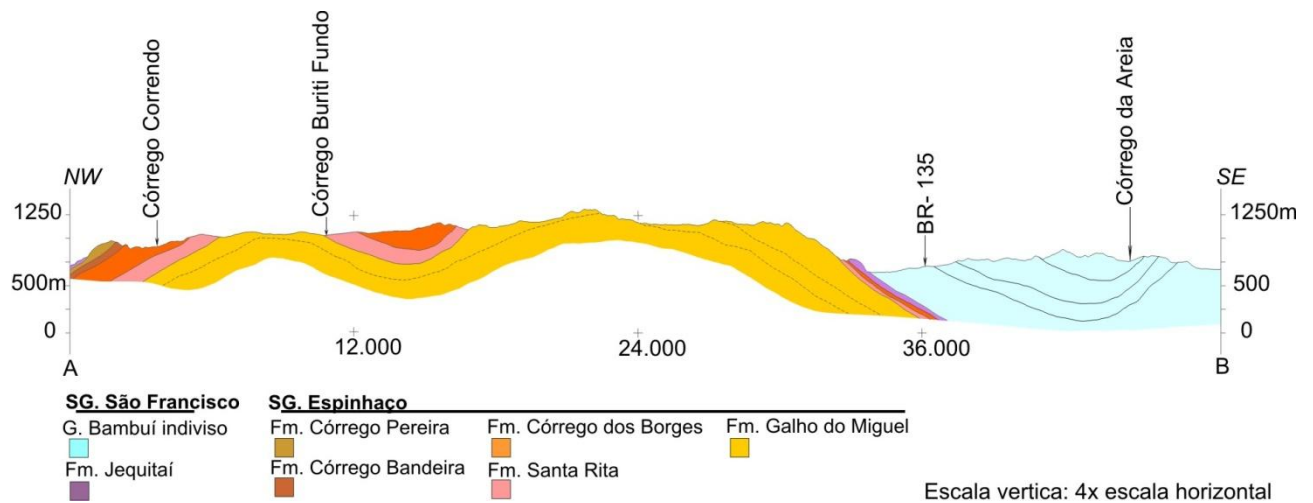


Figura 3.6: Perfil A-B da Folha Serra do Cabral (marcado no mapa da Figura 3.1), ilustrando o comportamento das principais unidades estratigráficas delimitadas.

A Serra do Cabral é composta por dois grandes anticlinais separados por um sinclinal. A serra tem, aproximadamente, 35km de largura, com o anticlinal oriental ocupando 18,5km e o ocidental 13,5km (Figura 3.1).

O sinclinal central da Serra do Cabral separa o anticlinal oriental e ocidental expondo a Formação Córrego dos Borges, entre duas faixas de exposição das formações Santa Rita e Galho do Miguel (Figura 3.6).

Os litotipos do Supergrupo Espinhaço sustentam esta grande serra compondo o núcleo de dobras quilométricas, abertas e cônicas, com amplas zonas de charneira, ligeiramente assimétricas e com flancos longos e mergulhos menores a leste, além de flancos curtos, com mergulhos ligeiramente maiores a oeste, mostrando fraca vergência para oeste (Figura 3.6 e 3.8.A). Os acamamentos tem direção aproximada *N5E*, com mergulhos entre 10 e 30° (Figura 3.8.A).

Localmente observam-se padrões de dobramento mais fechados, como no extremo *NW* da área (Figura 3.7.A), chegando até a mostrar flancos invertidos como no centro-oeste da serra (Figura 3.7.B).



Figura 3.7: A) Padrão de dobramento observado na Formação Córrego Bandeira, porção *NW* da Serra do Cabral. B) Dobra com flanco invertido e vergência para *W* em arenitos finos da Formação Córrego Pereira, flanco *W* da Serra do Cabral. Em amarelo o acamamento e vermelho o plano axial.

A foliação (S_n) é dificilmente observada nas unidades do Supergrupo Espinhaço. Seu comportamento é similar ao longo de toda a serra, tendo direção aproximada *N-S* com vergência para oeste. O estereograma da foliação tem direção aproximada *N5E* e mergulhos variando entre 35 e 85°, com grande maioria com altos mergulhos, entre 50 e 80°, mostrando vergência para *W* (Figura 3.8.B).

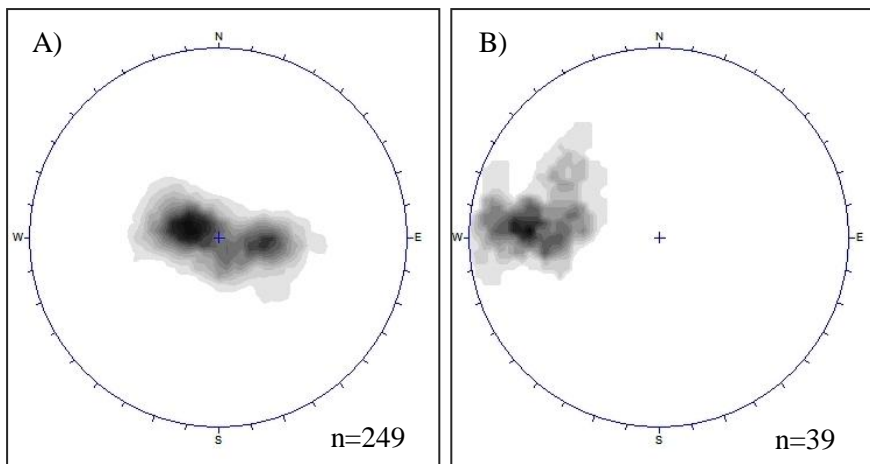


Figura 3.8: Estereograma com projeção polar de acamamentos (A) e foliações (B) para o Supergrupo Espinhaço.

Os eixos e lineações de interseção medidos na região apresentam-se, em sua grande maioria, na direção *N-S* com ligeiro desvio para leste e a maioria dos caimentos para norte (Figura 3.9).

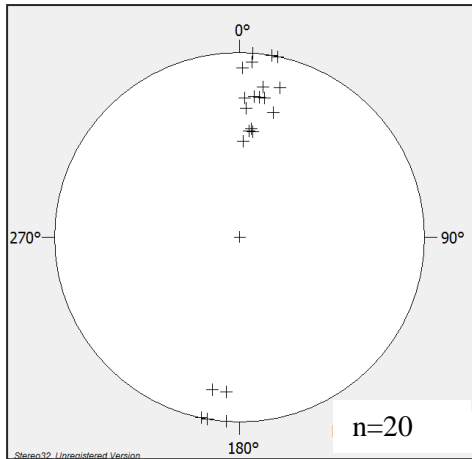


Figura 3.9: Estereograma com projeção polar da lineação de interseção ($S_0 \times S_1$) para o Supergrupo Espinhaço.

Os grandes lineamentos fotointerpretados na região correspondem a zonas de cisalhamento rúptil transcorrentes de direções *ENE-WSW* ou *WNW-ESE* e sentidos sinistral e dextral (Figura 3.10). Estes lineamentos só são observados nos litotipos do Supergrupo Espinhaço. Em campo foram encontradas algumas destas zonas de cisalhamento onde se concentra a deformação formando estruturas com comportamento rúptil e deformação progressiva (Figura 3.11).

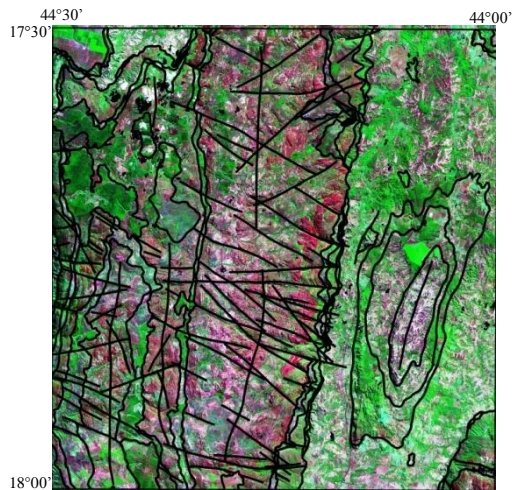


Figura 3.10: Principais lineamentos fotointerpretados da Folha Serra do Cabral, sobrepostos em imagem LANDSAT-TM banda 7.

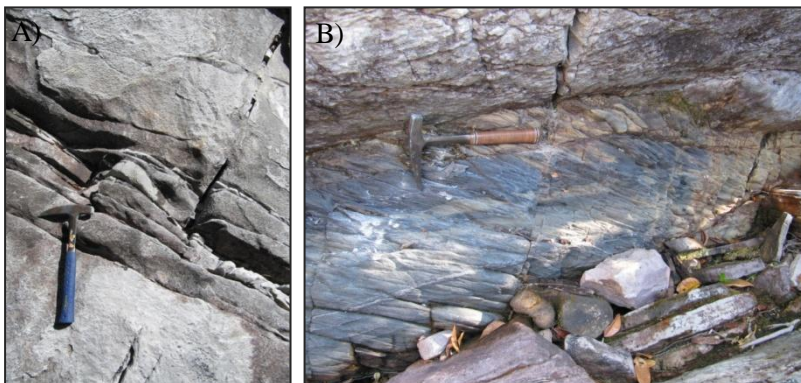


Figura 3.11: Zonas de cisalhamento rúpteis em arenitos do Supergrupo Espinhaço: A) mostrando a concentração da deformação com o aumento do fraturamento; B) mostrando a concentração da deformação provocando a cominuição dos grãos.

A baixa deformação, preservando as estruturas sedimentares e a textura das rochas, favorece o estudo estratigráfico das unidades do Supergrupo Espinhaço. O controle estrutural permitiu a escolha dos perfis, posicionando-os em áreas de estratigrafia normal e baixa deformação, evitando regiões de grandes complicações estruturais.

Os litotipos do Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral não apresentam minerais índices ou paragêneses minerais em lâminas que indiquem algum grau metamórfico. Em afloramentos estes litotipos apresentam estruturas sedimentares bem preservadas, raramente foliados, mesmo apresentando maior quantidade de filossilicatos.

Ao microscópio petrográfico são raras as amostras com filossilicatos orientados (Figura 3.12.A). Os grãos, silte a areia grossa, apresentam feições sedimentares preservadas. Quando a concentração de grãos é mais alta, são comuns dissolução por pressão, sobrecrecimento e, por vezes, recristalização interna de grãos de quartzo formando nódulos policristalinos (Figura 3.12.B).

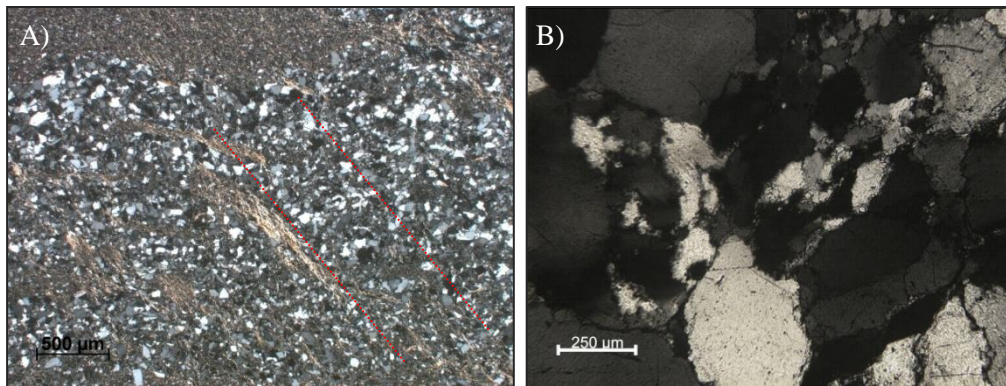


Figura 3.12: A) Fotomicrografia de rocha pelito arenosa da Formação Santa Rita, mostrando orientação dos minerais micáceos (direção marcada em vermelho); (nicóis cruzados, aumento 2.5X, zoom 4X. Lâmina CC409); B) Fotomicrografia de arenito com grãos de quartzo policristalino, com subgrãos mostrando contatos poligonais (nicóis cruzados, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CC104).

Nos litotipos psamíticos a maioria dos contatos são côncavo-convexos a suturados, raramente ameboides e poligonais, já nos litotipos pelíticos os contatos são pontuais a côncavo-convexos quando ocorrem.

O metamorfismo ausente ou muito baixo possibilita a utilização da catodoluminescência para identificação de aspectos relacionados à proveniência sedimentar (Götze 2012 comunicação verbal).

CAPÍTULO 4. PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA SERRA DO CABRAL

Os estudos sobre proveniência sedimentar foram baseados nos levantamentos sedimentológicos/estratigráficos (texturas, estruturas sedimentares, vetores de paleocorrentes, continuidade lateral/vertical, relações de contato e espessuras), realizados em campo em escala regional e de detalhe apoiados por métodos analíticos.

Sete perfis de detalhe foram levantados na Serra do Cabral, em geral aproveitando drenagens que se orientam aproximadamente de maneira perpendicular ao acamamento sedimentar (Figura 4.1).

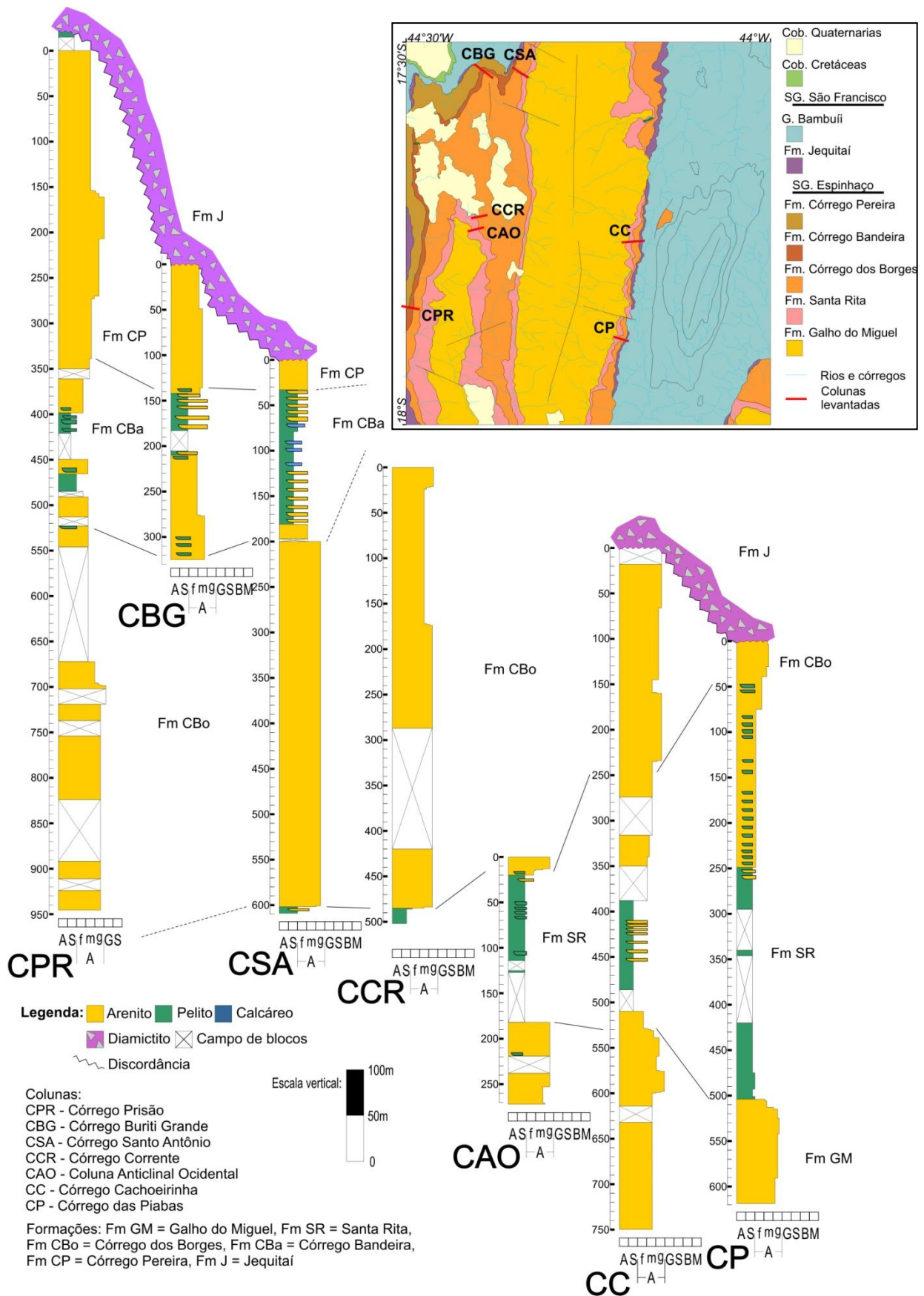


Figura 4.1: Mapa litológico e colunas estratigráficas simplificadas levantadas na Serra do Cabral, com sua localização.

4.1. Estratigrafia/Sedimentologia

4.1.1. Grupo Diamantina

4.1.1.1. Formação Galho do Miguel

A etapa de mapeamento mostrou a ocorrência de dois litotipos: na base um arenito fino a médio, homogêneo, geralmente silicificado, e no topo, um arenito médio a grosso laminado.

O arenito basal é textural e mineralogicamente maduro, com grãos, arredondados e de alta esfericidade. As estruturas sedimentares mais comuns são as estratificações cruzadas tangenciais de médio a grande porte (Figura 4.2), estratificações plano paralelas e marcas onduladas assimétricas.

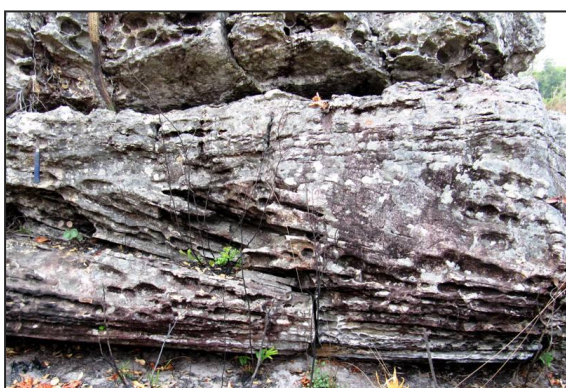


Figura 4.2: Estratificação cruzada tangencial de grande porte em arenito fino da porção basal da Formação Galho do Miguel.

O litotipo de topo é composto por arenito médio com areia grossa em lâminas ou dispersas, sendo maduro composicionalmente com pequena porcentagem de mica, argila e óxidos. Texturalmente os grãos são arredondados e de alta esfericidade. Estes arenitos são brancos, por vezes mostram coloração rosada ou amarelada quando alterados (Figura 4.3).



Figura 4.3: Detalhe de amostra de arenito branco médio, com lâminas de areia grossa, do litotipo de topo da Formação Galho do Miguel.

Como estruturas sedimentares têm-se estratificações plano paralelas, cruzadas de baixo ângulo, tabulares e tangenciais de pequeno a médio porte, marcas onduladas assimétricas e simétricas (Figura 4.4).

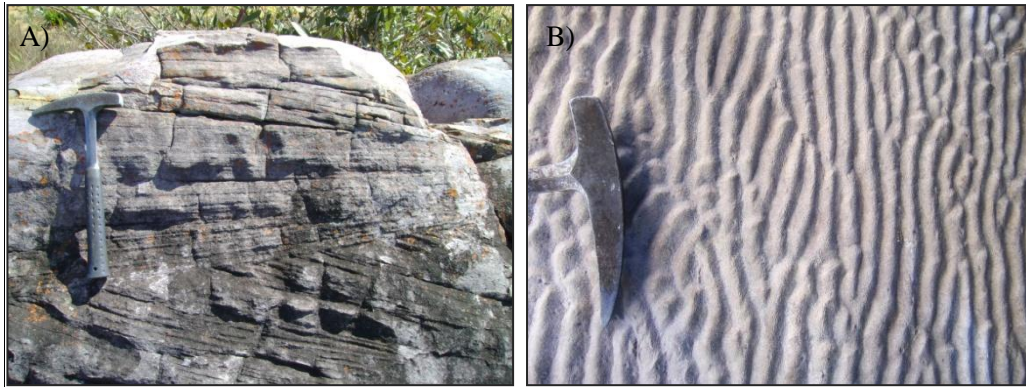


Figura 4.4: A) Estratificação cruzada tabular de médio porte; B) Marca ondulada simétrica e sinuosa em arenito do topo da Formação Galho do Miguel.

Uma checagem de campo antes do levantamento da Coluna Córrego das Piabas mostrou a existência de um espesso pacote de pelitos entre os litotipos de base e topo desta unidade na altura de Buenópolis, não contemplado nos perfis de detalhe.

Nas colunas de detalhe, esta unidade esteve presente nos perfis do Córrego Cachoeirinha (CC), Anticlinal Ocidental (CAO) e Córrego das Piabas (CP), sendo abordados principalmente os litotipos de topo (Figura 4.1).

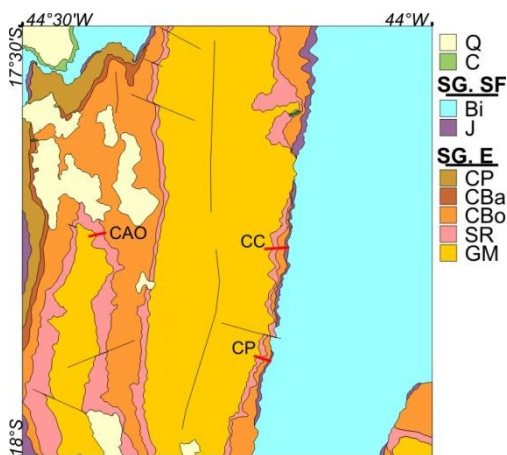


Figura 4.5: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas através da Formação Galho do Miguel (em vermelho): CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP – Coluna Córrego das Piabas. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaiá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

Estas colunas realçam o predomínio das estratificações plano paralelas no topo da unidade, e mostram a presença, próximo ao contato com a Formação Santa Rita, de lobos lenticulares a sigmoidais de pequeno a grande porte, de arenitos médios a grossos, nas colunas CP e CC (Figura 4.6), finas camadas pelíticas nas colunas CC e CAO, além de níveis conglomeráticos, com seixos e grânulos dispersos ou concentrados na base de estratificações cruzadas tangenciais de médio porte, na coluna CAO (Figura 4.7).

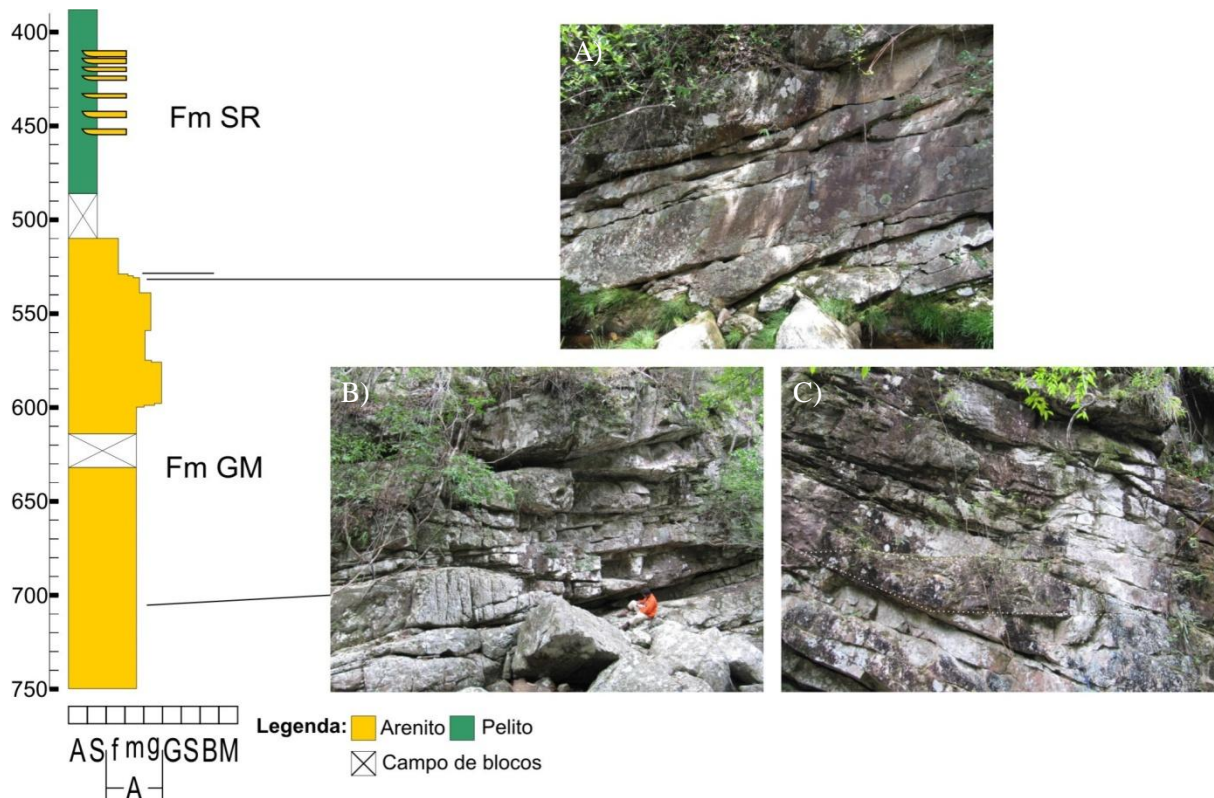


Figura 4.6: Recorte da coluna do Córrego Cachoeirinha, simplificada, mostrando a posição dos lobos lenticulares e sigmoidais (C) de pequeno (A) a grande porte (B) da Formação Galho do Miguel (Fm GM).

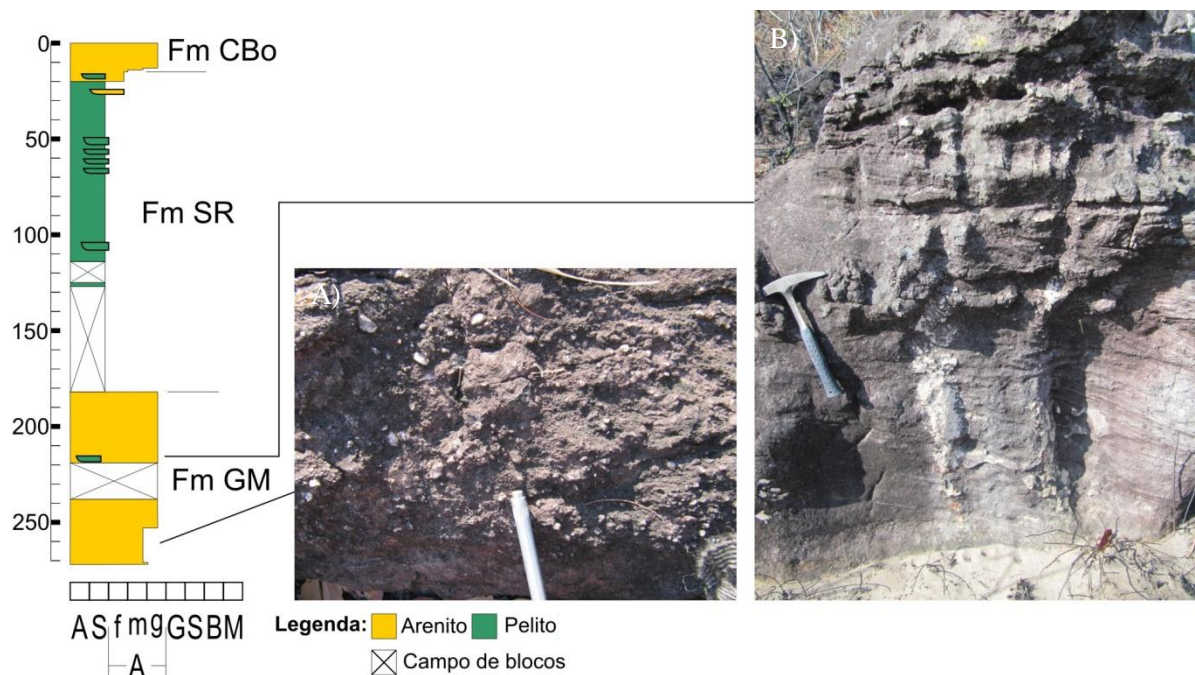


Figura 4.7: Coluna simplificada do Córrego Anticlinal Ocidental mostrando posicionamento das fácies conglomeráticas, com seixos e grânulos (A), e da fácies arenosa com lâminas pelíticas e estratificações plano paralelas e cruzadas tangenciais a tabulares de pequeno e médio porte da Formação Galho do Miguel; (B).

Foram medidas 159 atitudes de paleocorrentes para a Formação Galho do Miguel, entre as etapas de mapeamento e levantamento de colunas de detalhe. O estereograma mostra uma direção geral de fluxo para WSW, com dispersões para S e SE (Figura 4.8).

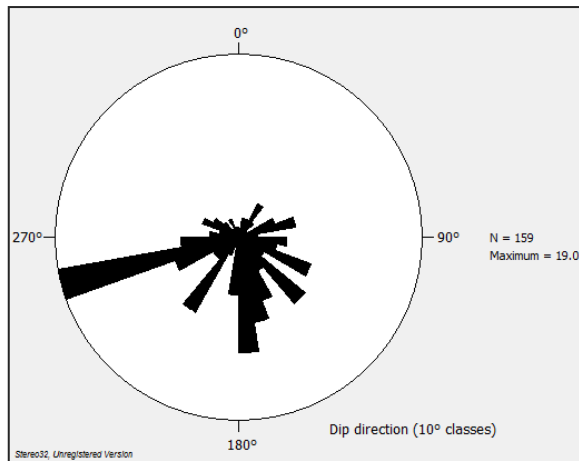


Figura 4.8: Diagrama de roseta com todas as medidas de paleocorrentes da Formação Galho do Miguel.

Separando as paleocorrentes nota-se que durante a etapa de mapeamento, quando se conseguiu mais medidas de paleocorrentes dos litotipos basais, houve uma dispersão maior dos resultados com a direção principal de transporte dos sedimentos sendo para *S* e com alguma dispersão para *SE* (Figura 4.9).

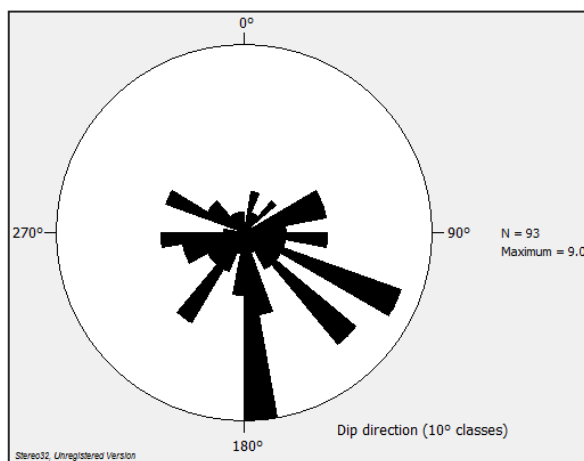


Figura 4.9: Diagrama de roseta com as medidas de paleocorrentes da Formação Galho do Miguel coletadas durante a etapa de mapeamento.

Para a coluna CAO obteve-se um padrão de paleocorrentes unidirecional para *S* e na coluna CC unidirecional para *WSW* (Figura 4.10).

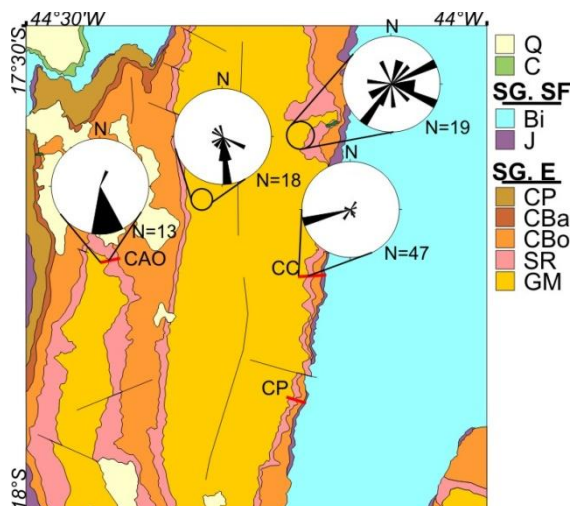


Figura 4.10: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Galho do Miguel. Em vermelho as colunas de detalhe que abordaram esta unidade: CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP - Coluna Córrego das Piabas. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitai, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

Marcas onduladas simétricas são raras nesta unidade, quando ocorrem mostram direções de paleocorrente aproximadamente *E-W*.

Não foi possível observar o contato inferior desta formação na região mapeada. O contato superior se dá com as formações, Santa Rita e Jequitai e o Grupo Bambuí (porção centro-norte da folha, a norte de Joaquim Felício – Figura 4.1). O contato com a Formação Santa Rita se dá de forma transicional, e os contatos com a Formação Jequitai e o Grupo Bambuí não foram observados em campo, somente em imagem LANDSAT-TM e aerofotos, aparecendo como discordâncias erosivas angulares (Figura 3.1).

4.1.2. Grupo Conselheiro Mata

4.1.2.1. Formação Santa Rita

Esta unidade é caracterizada por intercalações de siltitos e siltitos-arenosos de coloração acinzentada escura a esbranquiçada (Figura 4.11); diques de injeção e estruturas de sobrecarga são característicos desta unidade. As fácies ricas em silte apresentam-se, também, avermelhadas (Figura 4.11).

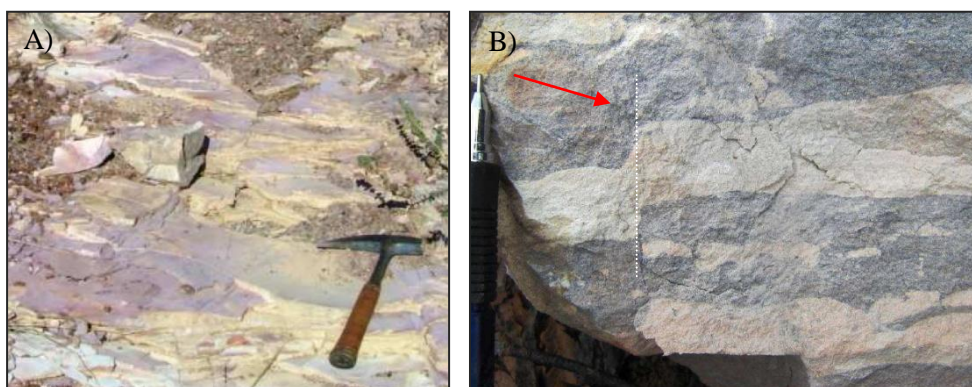


Figura 4.11: A) Rochas pelíticas da Formação Santa Rita vistas em lajedo; B) Amostra de mão de rocha silto arenosa laminada com falha sin sedimentar indicada.

Acima dos siltitos ocorre, por vezes, uma unidade quartzosa fina micácea, com coloração rosada e grãos de baixa esfericidade subarredondados. Já na porção central do mapa foi observada uma fácies intermediária arenosa fina imatura, de aproximadamente 30m, em meio a porções pelíticas.

Estruturas sedimentares comuns aos litotipos desta unidade são marcas onduladas assimétricas, estratificações plano paralelas e cruzadas tangenciais.

Esta unidade foi observada nas colunas de detalhe levantadas junto ao Córrego Cachoeirinha (CC), Córrego das Piabas (CP), Anticlinal Ocidental (CAO), Córrego Corrente e Córrego Santo Antônio (CSA) (Figura 4.12).

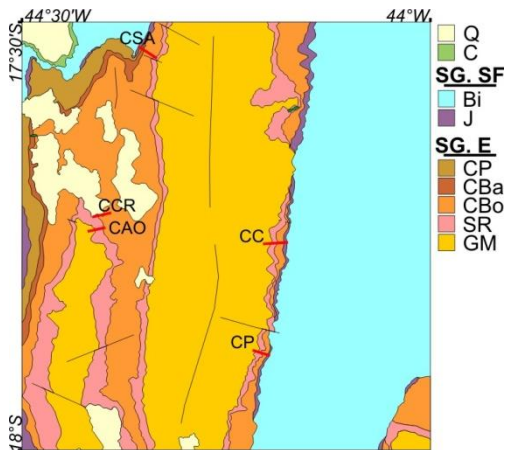


Figura 4.12: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas que abordaram a Formação Santa Rita (em vermelho): CSA – Coluna Córrego Santo Antônio, CCR – Coluna Córrego Corrente, CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP – Coluna Córrego das Piabas. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaiá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

Na coluna do Córrego Cachoeirinha (CC) observa-se, na passagem entre as formações Córrego dos Borges e Santa Rita, um arenito fino a médio silicificado, com lâminas de óxidos (Figura 4.13), e apresentando argilominerais e micas subordinadas e estruturas primárias bidirecionais, estratificações cruzadas tangenciais e plano-paralelas (Figura 4.13). Na porção intermediária do pacote predominam os pelitos onde é possível observar diques de areia (Figura 4.13).

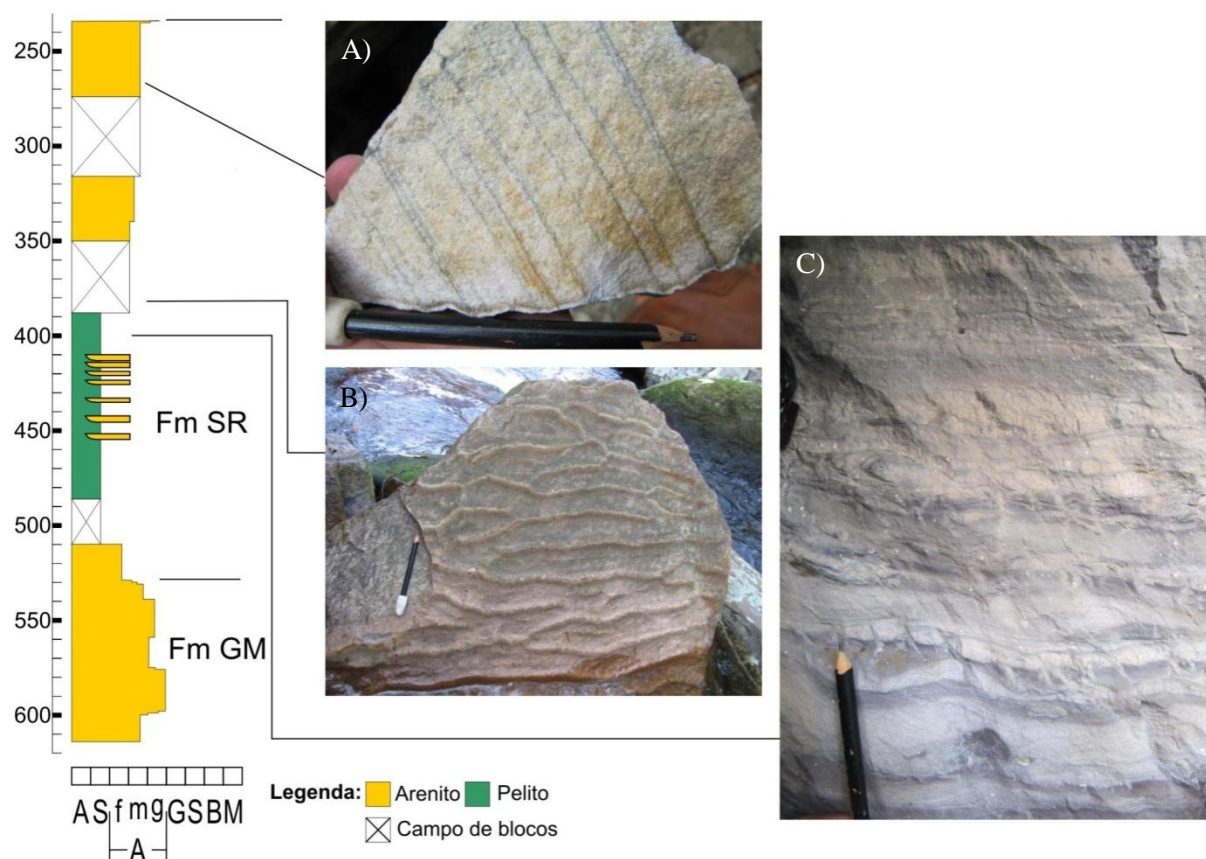


Figura 4.13: Recorte da coluna do Córrego Cachoeirinha simplificada mostrando posicionamento das fácies arenopelíticas com laminação de óxidos (A) e marcas onduladas simétricas (B), e da fácies pelítica, com diques de arenito (C).

A coluna do Córrego das Piabas (CP) mostrou as maiores espessuras, contribuições arenosas e a maior quantidade de estruturas para a Formação Santa Rita, com estratificações plano paralelas,

cruzadas tangenciais, acanaladas, *hummocky* e *swalley*, marcas onduladas simétricas e assimétricas (Figura 4.14).

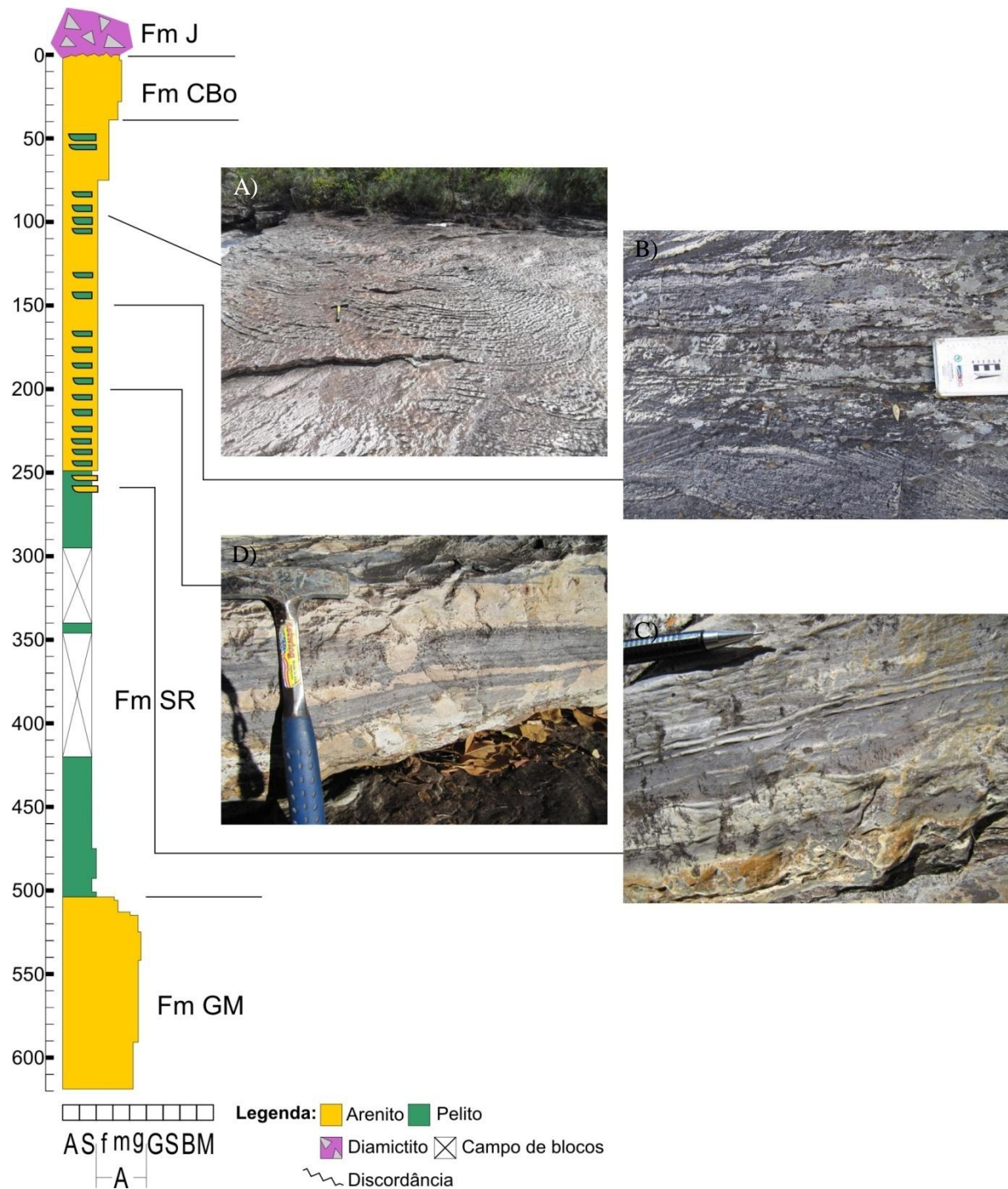


Figura 4.14: Coluna simplificada do Córrego das Piabas mostrando posicionamento das fácies areno pelíticas com estratificação cruzada acanalada (A), estratificação cruzada *hummocky* (B), marcas onduladas simétricas (C) e o aspecto geral da fácies areno pelítica (D).

As paleocorrentes para a Formação Santa Rita coletadas entre as etapas de mapeamento e levantamento de perfis de detalhe totalizaram 86 medidas. O estereograma destas paleocorrentes se mostra aproximadamente unidirecional prevalecendo fluxos para W-NW (Figura 4.15).

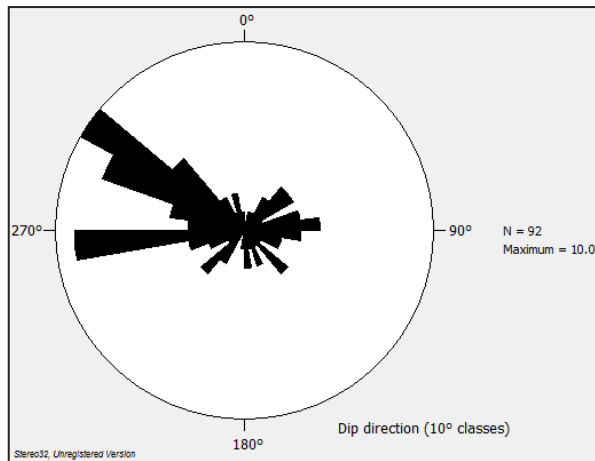


Figura 4.15: Diagrama de roseta com todas as medidas de paleocorrentes da Formação Santa Rita.

Para a coluna Córrego Cachoeirinha não obteve-se um padrão de paleocorrentes bem definido (Figura 4.16), já na Coluna Córrego das Piabas têm-se um padrão unidirecional para W-NW (Figura 4.16).

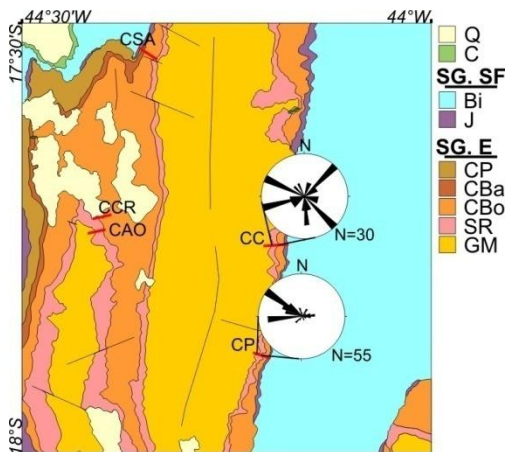


Figura 4.16: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Santa Rita. Em vermelho as colunas de detalhe que abordaram esta unidade: CSA – Córrego Santo Antônio, CCR – Córrego Corrente, CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP – Coluna Córrego das Piabas. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaí, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

Nas colunas Anticlinal Ocidental (CAO) e Córrego Corrente (CC) não foram encontradas estruturas primárias indicativas de direção de transporte.

Os contatos superiores desta unidade se dão de forma concordante gradacional com a Formação Córrego dos Borges (anexo), e de forma discordante, com a Formação Jequitaí e o Grupo Bambuí, observáveis em aerofotos e imagem LANDSAT-TM na borda leste da serra, nas proximidades de Joaquim Felício e na Serra Mineira, respectivamente. Em campo não foi possível observá-las. Nestas imagens esta unidade se sobressai apresentando uma textura mais lisa que os litotipos que a circundam e tons azulados a esbranquiçados (Figura 3.1).

4.1.2.2. Formação Córrego dos Borges

A Formação Córrego dos Borges é caracterizada por dois litotipos principais: arenitos puros a micáceos, finos e brancos a amarelados, de alta maturidade textural refletida em grãos arredondados e de alta esfericidade (Figura 4.17.A); e arenitos médios laminados (lâminas de areia grossa), semelhantes aos descritos para o topo da Formação Galho do Miguel (Figura 4.17.B).

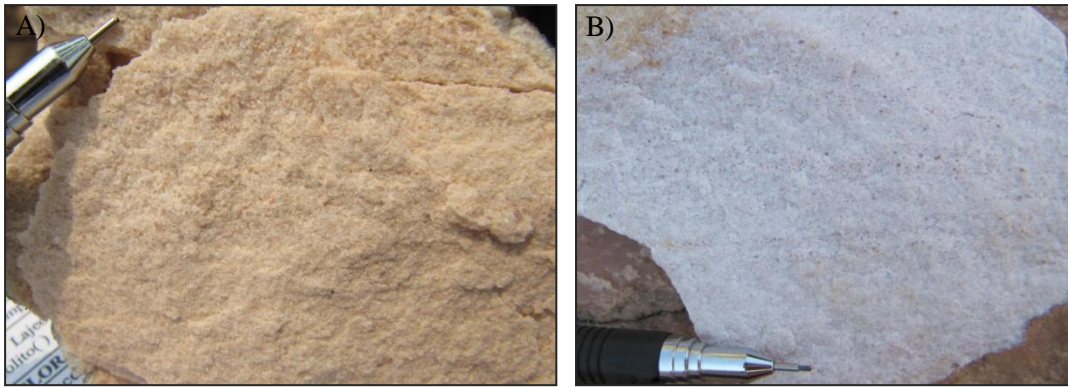


Figura 4.17: A) Amostra de arenito fino amarelado micáceo; B) Amostra de arenito médio branco com lâminas de areia grossa.

As estruturas sedimentares presentes são estratificações plano paralelas, cruzadas tangenciais e tabulares de médio porte (Figura 4.18.A) e marcas onduladas assimétricas e simétricas (Figura 4.18.B).

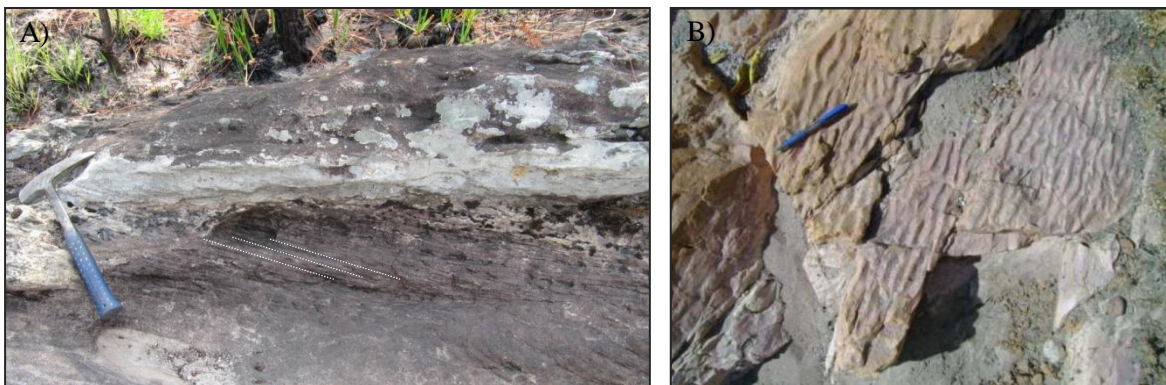


Figura 4.18: A) Estratificação cruzada tangencial de pequeno porte em arenito médio; B) Marcas onduladas assimétricas em arenito fino rosado.

Em checagem de campo, antes do levantamento da Coluna do Córrego Prisão, observou-se a presença de estratificações cruzadas espinha de peixe próximo ao contato com a Formação Córrego Bandeira (Figura 4.19.A), e de brechas intraformacionais, em posição intermediária desta unidade (Figura 4.19.B).

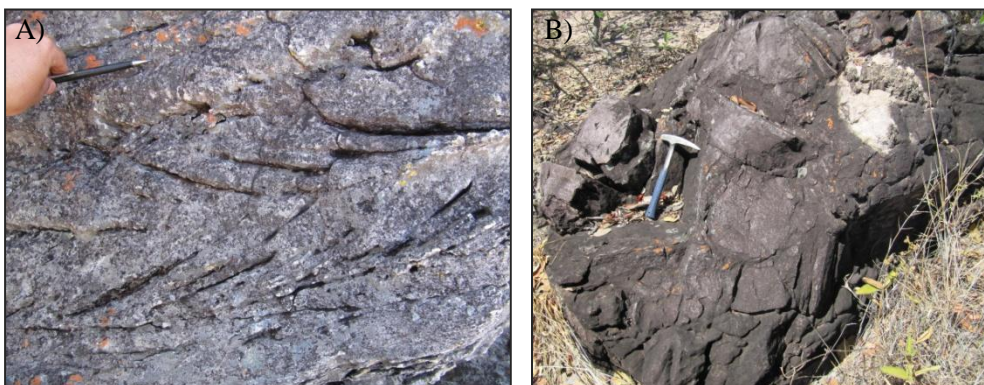


Figura 4.19: A) Estratificação cruzada espinha de peixe; B) Brecha intraformacional em arenito rosado.

Todas as colunas abrangeram a Formação Córrego dos Borges, porém somente a Coluna do Córrego Santo Antônio abordou toda esta unidade (topo e base) (Figura 4.20).

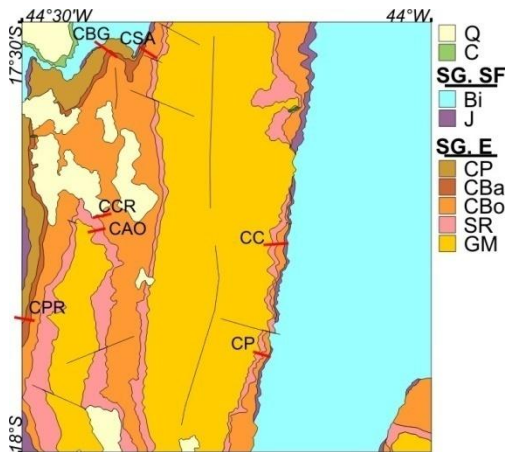


Figura 4.20: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas que abordaram a Formação Córrego dos Borges (em vermelho): CSA – Coluna Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande, CCR – Coluna Córrego Corrente, CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CPR – Córrego Prisão, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP - Coluna Córrego das Piabas. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaiá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

Estratificações cruzadas espinha de peixe ocorrem na Coluna do Córrego Prisão (ponto CPR600) (Figura 4.21).



Figura 4.21: Estratificação cruzada espinha de peixe em arenito branco fino (ponto CPR600).

A coluna de detalhe levantada junto ao Córrego Cachoeirinha (CC) descreve a porção basal da Formação Córrego dos Borges em detalhe. Esta coluna mostra a presença de intercalações de porções mais e menos laminadas e de mica. Ocorrem pavimentos de marcas onduladas que se tornam mais frequentes para o topo (ocorrência de marca ondulada lunata) (Figura 4.22.A) e de estratificações cruzadas tabulares e tangenciais mais frequentes em direção à base (Figura 4.22.B e C), algumas destas mostram variação das espessuras dos estratos cruzados (Figura 4.22.B) ou apresentam superfícies de reativação (C).

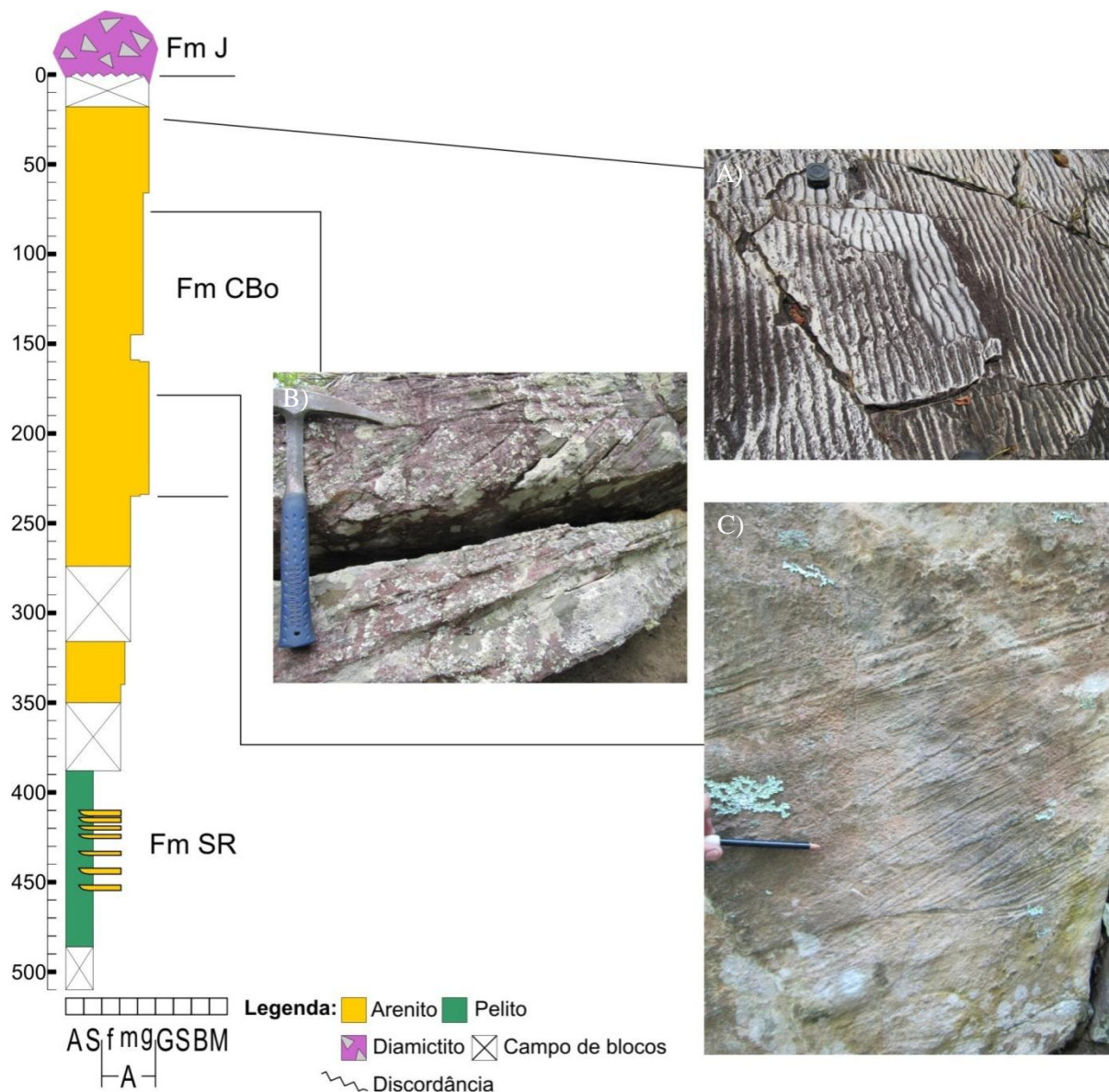


Figura 4.22: Recorte da coluna do Córrego Cachoeirinha simplificada mostrando posicionamento dos arenitos com pavimentos de marcas onduladas assimétricas (A) e daqueles com estratificações cruzadas, alguns com superfície de reativação (B e C).

Na coluna do Córrego Santo Antônio (CSA) tem-se arenitos médios a grossos, com grandes lobos sigmoidais, junto a Formação Córrego Bandeira (Figura 4.23.A). Nesta predominam as estratificações cruzadas para o topo e base desta unidade, laminações plano paralelas e marcas onduladas (Figura 4.23.B) predominam na porção central e arenitos mais laminados, avermelhados a rosados ocorrendo na porção intermediária a basal (Figura 4.23.C). Notam-se estratos cruzados variando de espessura em alguns pontos (Figura 4.23.D e E).

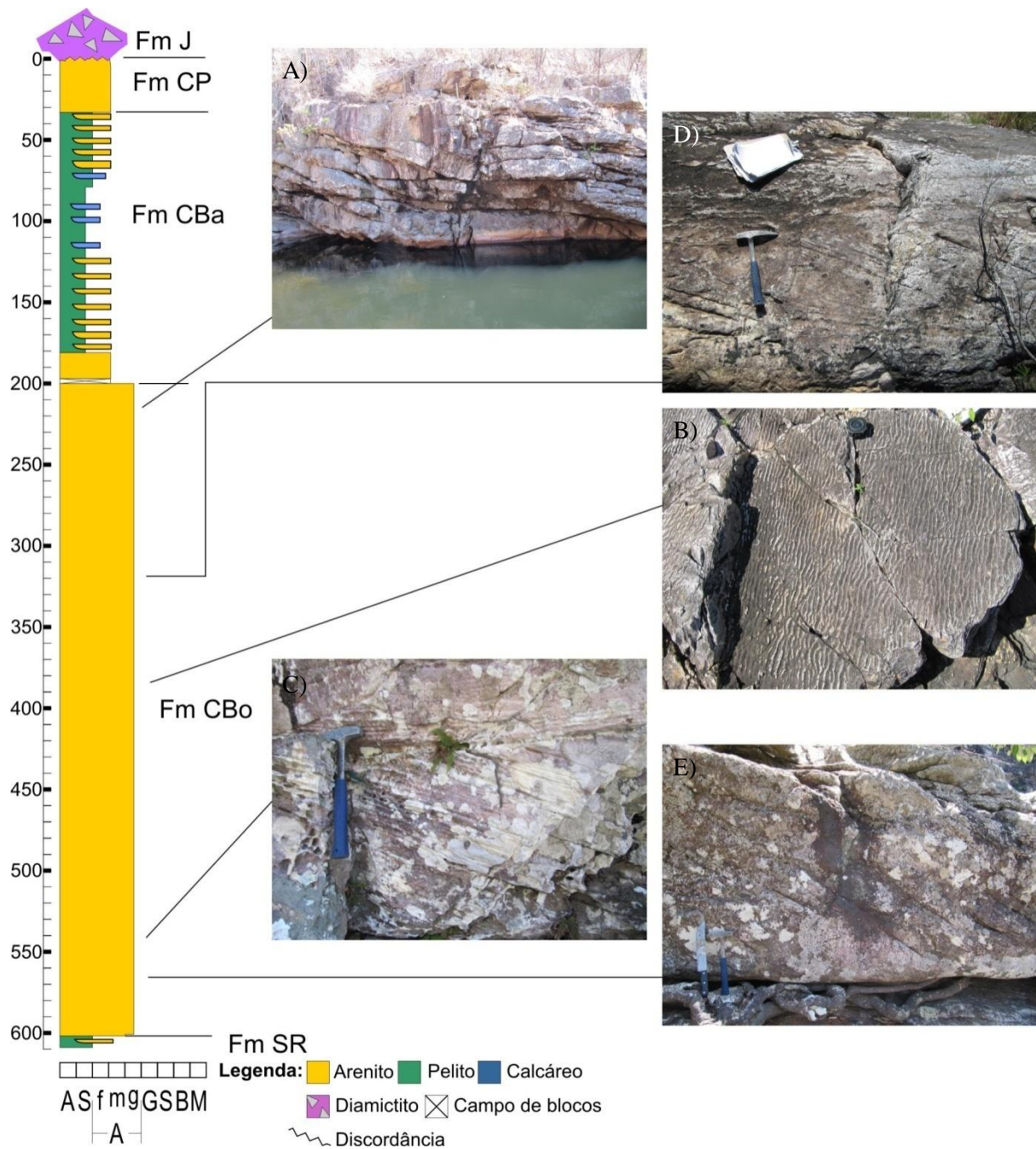


Figura 4.23: Coluna simplificada do Córrego Santo Antônio mostrando a presença de arenitos médios a grossos, com lobos sigmoidais de grande porte (A) e pavimentos de marcas onduladas assimétricas (B), ocorrendo também arenitos grossos a médios, avermelhados e laminados, com estratificações cruzadas (C) e laminos grossos com estratificações cruzadas mostrando estratos variando de espessura (D e E).

Arenitos avermelhados médios, por vezes micáceos e com estratificações plano paralelas (Figura 4.24.B) e cruzadas de baixo ângulo (Figura 4.24.A) dominam o topo da coluna do Córrego Corrente (CCR) e as cruzadas tangenciais e tabulares prevalecem na base (Figura 4.24.D). Ainda, na base da coluna nota-se estratificação espinha de peixe, a partir da porção intermediária da coluna aparecem marcas onduladas simétricas e assimétricas, inclusive lunatas (Figura 4.24.C).

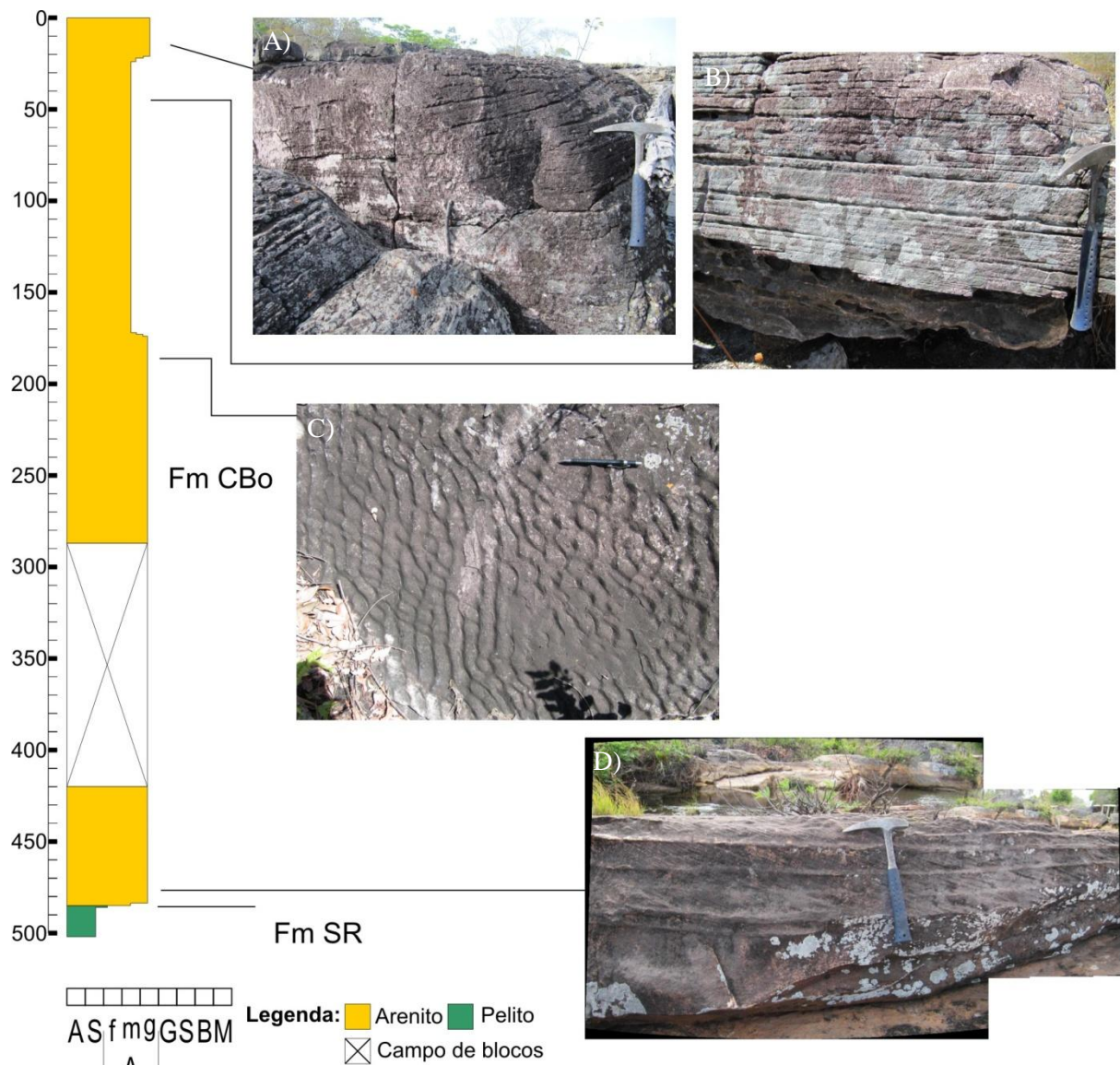


Figura 4.24: Coluna simplificada do Córrego Corrente mostrando posicionamento dos arenitos avermelhados com estratificações cruzadas de baixo ângulo (A) e plano paralelas (B), interferência de marcas onduladas (C) e bancos contínuos e seguidos de estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte (D).

Foram medidas 218 paleocorrentes, entre as etapas de mapeamento e levantamento de perfis de detalhe. Tais paleocorrentes mostram uma direção geral de fluxo para *NE*, com dispersão para *SE* e *NW* (Figura 4.25).

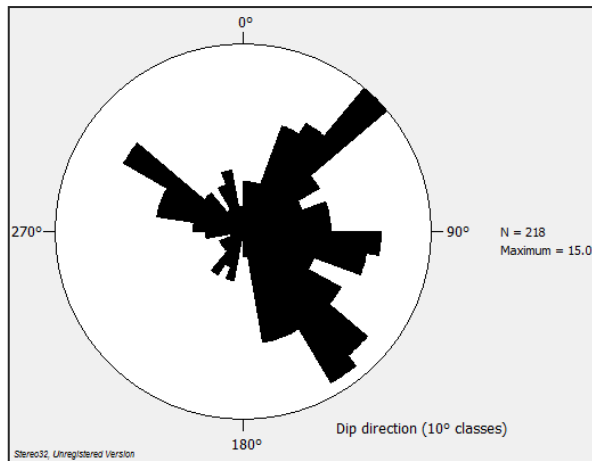


Figura 4.25: Diagrama de roseta para as paleocorrentes da Formação Córrego dos Borges.

As paleocorrentes medidas ao longo da coluna do Córrego Corrente mostraram um padrão diferente do geral apontando como direção preferencial *SE* e dispersões para *SW* (Figura 4.26).

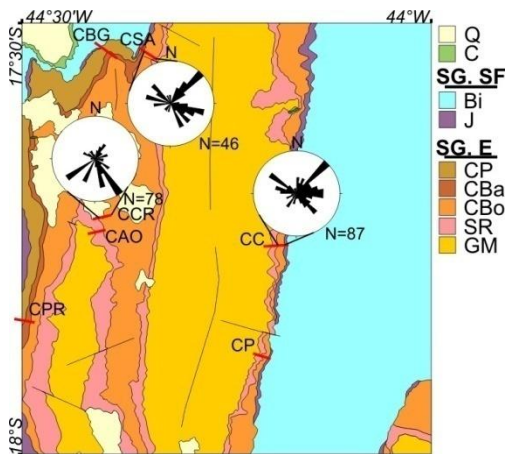


Figura 4.26: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Córrego dos Borges. Em vermelho as colunas de detalhe que abordaram esta unidade: CSA – Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande, CCR – Córrego Corrente, CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CPR – Córrego Prisão, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP - Coluna Córrego das Piabas. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jeiquitá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

O contato desta unidade com a Formação Córrego Bandeira, sobreposta à esta, foi mapeado na região noroeste da folha, próximo a Serra da Água Fria, e se dá de forma gradacional (em anexo). Com a Formação Jeiquitá o contato é discordante e pode ser visto tanto em aerofotos ou imagem LANDSAT-TM (Figura 3.1) como em campo, sendo este geralmente marcado por pavimentos polidos e estriados como em afloramentos a norte de Joaquim Felício (Figura 4.27).



Figura 4.27: Contato entre arenito da Fm. Córrego dos Borges e diamictito da Fm. Jeiquitá marcado por estrias glaciais e marcas de sola.

Em imagem LANDSAT-TM esta unidade é evidenciada pelo contraste com as unidades circundantes onde esta se sobressai, pelos seus potentes arenitos em contraste aos pelitos das unidades adjacentes (Figura 3.1).

4.1.2.3. Formação Córrego Bandeira

Tal formação é caracterizada por uma sequência rítmica a base de siltitos intercalados com arenitos finos (Figura 4.28.A). As unidades psamíticas prevalecem na base e as pelítica, no topo. O acamamento é, por vezes, marcado por ondulações. Os siltitos assumem colorações que vão do amarelado ao avermelhado quando alterados. São comuns laminações de areia fina e podem ser identificados micas detríticas e óxidos dispersos.

Os arenitos são finos, esbranquiçados ou acinzentados e bem seleccionados, em geral. Quando acinzentados são mais imaturos, com micas detríticas e óxidos (comumente pirita limonitizada); (Figura 4.28.B).

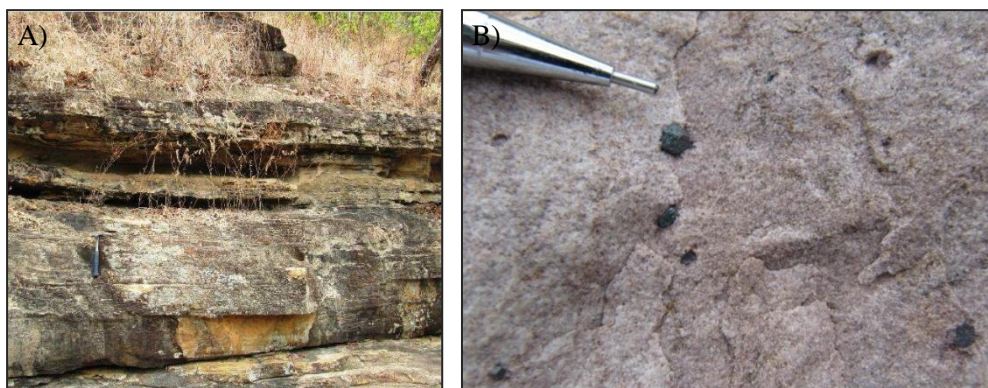


Figura 4.28: A) Ritmitos amarelados da Formação Córrego Bandeira; B) Amostra de arenito rosado a acinzentado com piritas limonitizadas da Formação Córrego Bandeira.

Marcas onduladas assimétricas, estratificações e laminações plano paralelas e cruzadas tangenciais de pequeno e médio porte aparecem nesta unidade (Figura 4.29).



Figura 4.29: Estratificação cruzada de base tangencial de pequeno porte em rocha areno pelítica rosada da Formação Córrego Bandeira.

As coluna de detalhe do Córrego Buriti Grande, Córrego Santo Antônio e Córrego Prisão abordaram esta formação (Figura 4.30).

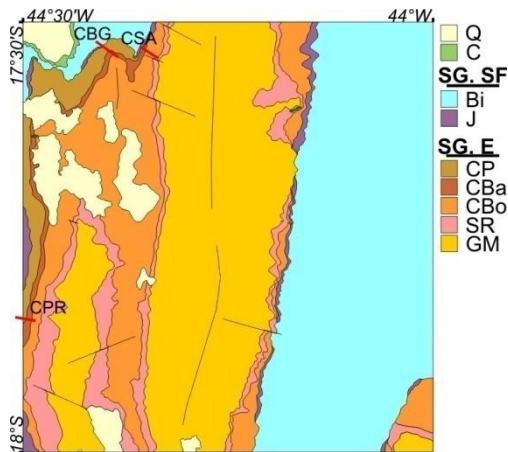


Figura 4.30: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas que abordaram a Formação Córrego Bandeira (em vermelho): CSA – Coluna Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande e CPR – Córrego Prisão. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequiitá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

Na Coluna do Córrego Santo Antônio tem-se, no topo, arenitos finos intercalados com pelitos e arcóseos, predominando estratos plano paralelos a ondulados (Figura 4.31.A), ocorrendo também estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte e *hummockys* (Figura 4.31.B). Na porção intermediária há intercalações de fácies carbonáticas (pouco reativas ao HCl 10%) (Figura 4.31.C), predominando as estratificações plano paralelas, com marcas onduladas assimétricas. Na porção inferior se destacam os arenitos finos com pelitos subordinados, apresentando estratificações e laminações plano paralelas, muitas vezes com acamamentos deformados (Figura 4.31.D).

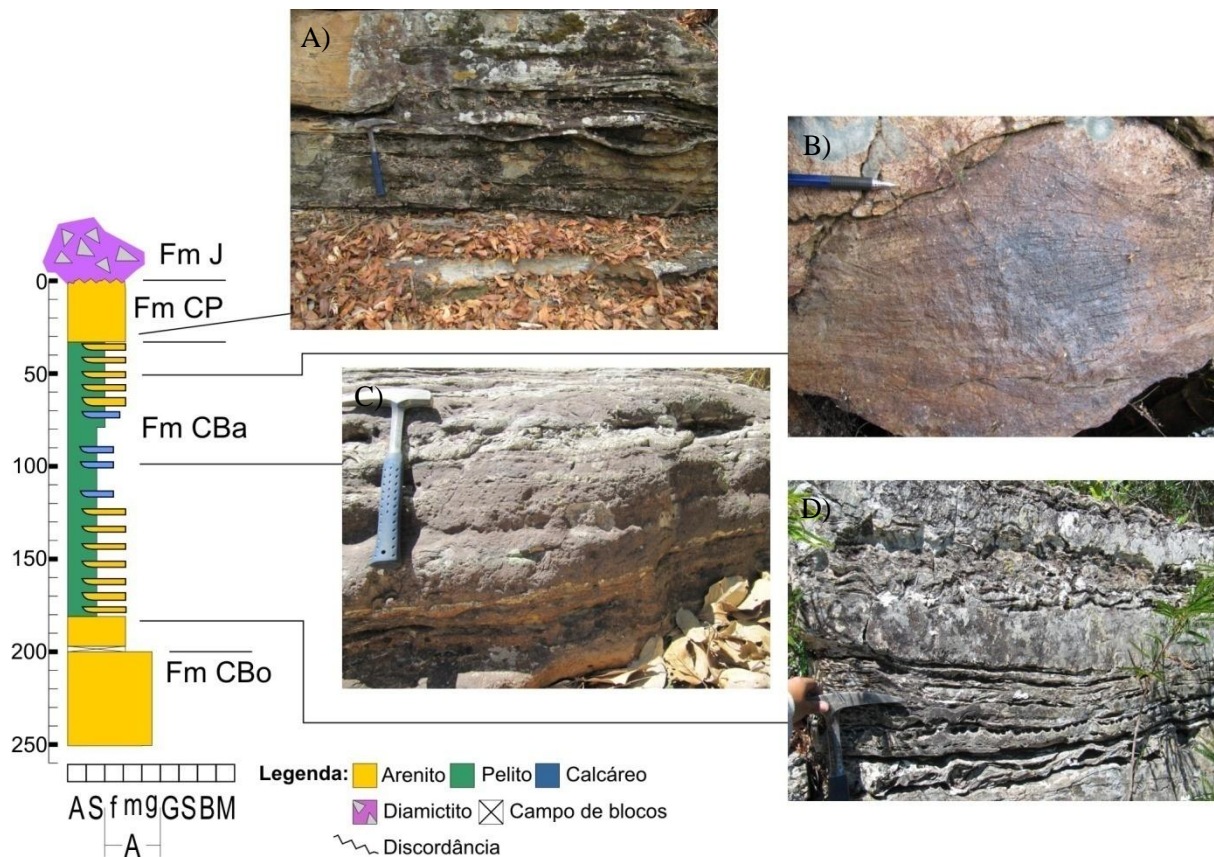


Figura 4.31: Recorte da coluna simplificada do Córrego Santo Antônio apresentando porções pelito arenosas com acamamentos ondulados (A), arenitos finos com estratificações cruzadas hummocky (B), porções carbonáticas com estratificações plano paralelas (C) e arenitos, com pelitos subordinados, mostrando estratificações e laminações plano paralelas, com acamamentos deformados (D).

Na coluna do Córrego Prisão predominam as rochas pelíticas. Um pacote de arenitos finos de 20 a 30m de espessura ocorre intercalado na porção inferior desta unidade. Um pacote similar ocorre na coluna do Córrego Buriti Grande, chegando a 80m de espessura. Nesta coluna predominam estratificações plano paralelas, ocorrendo ao longo de toda a coluna. Estratificações cruzadas de pequeno porte, por vezes associadas a marcas onduladas (Figura 4.32.A), laminações de óxidos e acamamentos ondulados (Figura 4.32.B) ocorrem no topo da coluna, e estratificação cruzada de baixo ângulo e *hummocky* na base (Figura 4.32.C).

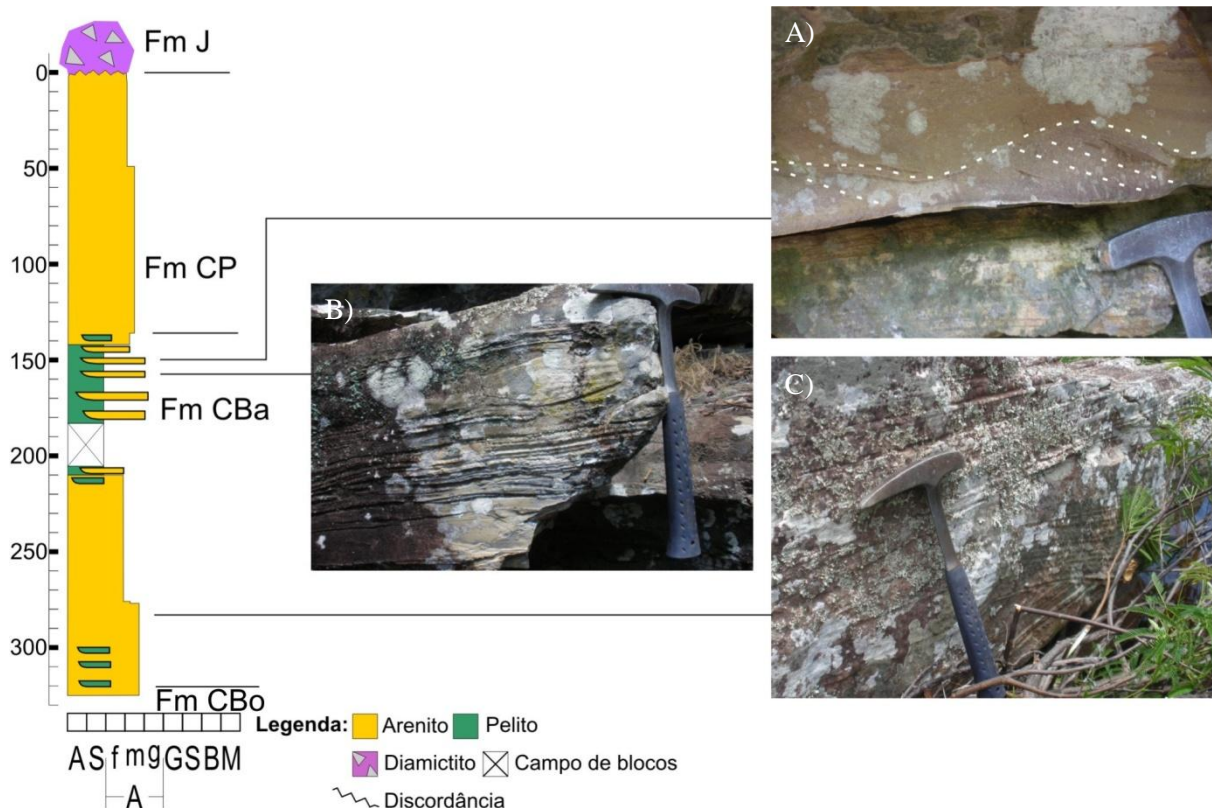


Figura 4.32: Coluna simplificada do Córrego Buriti Grande mostrando porções pelito arenosas com acamamentos ondulados (B), por vezes estando associados a estratificações cruzadas (A), arenitos finos com estratificações plano paralelas, cruzadas de baixo ângulo e *hummocky* (C).

Esta unidade não apresenta muitas estruturas primárias indicativas de direção de fluxo, resultando num número reduzido de paleocorrentes coletadas, 31 (Figura 4.33).

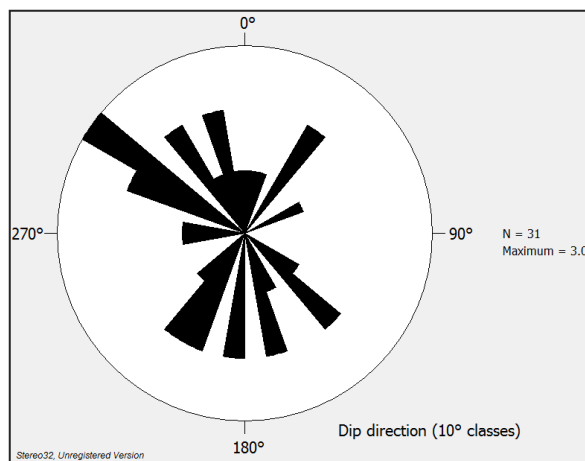


Figura 4.33: Diagrama de roseta para as paleocorrentes da Formação Córrego Bandeira.

Praticamente todas as medidas de paleocorrentes foram feitas nas colunas do Córrego Buriti Grande (CBG) e Santo Antônio (CSA). No Córrego Buriti Grande observa-se um diagrama bidirecional, N-S, com grande dispersão (Figura 4.34), no Córrego Santo Antônio tem-se um diagrama unidirecional, NW (Figura 4.34).

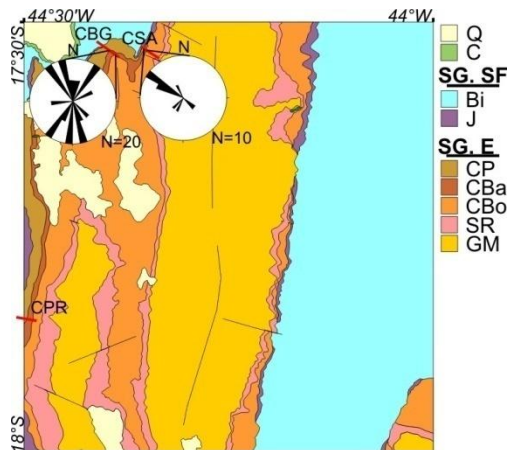


Figura 4.34: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Córrego Bandeira. Em vermelho as colunas de detalhe que abordaram esta unidade: CSA – Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande e CPR – Córrego Prisão. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaiá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

O contato superior desta unidade é feito de forma gradacional com a Formação Córrego Pereira facilmente observado no Córrego Santo Antônio no noroeste da área mapeada e na região do Boqueirão do Inferno no flanco oeste da serra, quando em contato com a Formação Jequitaiá este se dá por uma discordância, porção NW da Serra do Cabral, visualizada por fotos aéreas ou imagem LANDSAT-TM. Em aerofotos e imagem LANDSAT-TM sua identificação se dá por uma textura mais lisa e por um contraste negativo de relevo, devido aos litotipos mais grosseiros e resistentes a sua volta (Figura 3.1).

4.1.2.4. Formação Córrego Pereira

Esta unidade é formada por um pacote homogêneo de arenitos esbranquiçados, rosados a amarelados, quando alterados, finos, maciços e com no máximo duas classes granulométricas (Figura 4.35). Composto por 95% de quartzo, com grãos arredondados e de alta esfericidade. Raros planos micáceos podem ocorrer; os sedimentos são, em geral, textural e composicionalmente maduros.



Figura 4.35: Amostra de arenito fino rosado maduro da base da Formação Córrego Pereira.

As estruturas sedimentares principais são estratificações plano paralelas e cruzadas tangenciais de pequeno porte (Figura 4.36). Também são descritas marca onduladas assimétricas.



Figura 4.36: A) Estratificações plano paralelas e cruzadas tangenciais em corte perpendicular a direção de fluxo; B) Estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte em corte paralelo a direção de fluxo.

As colunas do Córrego Prisão (CPR), Córrego Buriti Grande (CBG) e Córrego Santo Antônio (CSA) abordaram esta unidade (4.37).

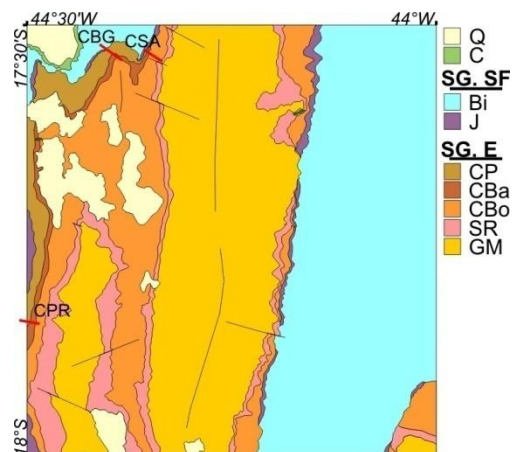


Figura 4.37: Mapa simplificado da Serra do Cabral, mostrando localização das colunas de detalhe levantadas que abordaram a Formação Córrego Bandeira (em vermelho): CSA – Coluna Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande e CPR – Córrego Prisão. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitai, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

A coluna do Córrego Prisão mostra a presença de arenitos grossos nesta unidade, com estratificações tabulares, tangenciais (por vezes em lentes) e espinha de peixe (Figura 4.38).

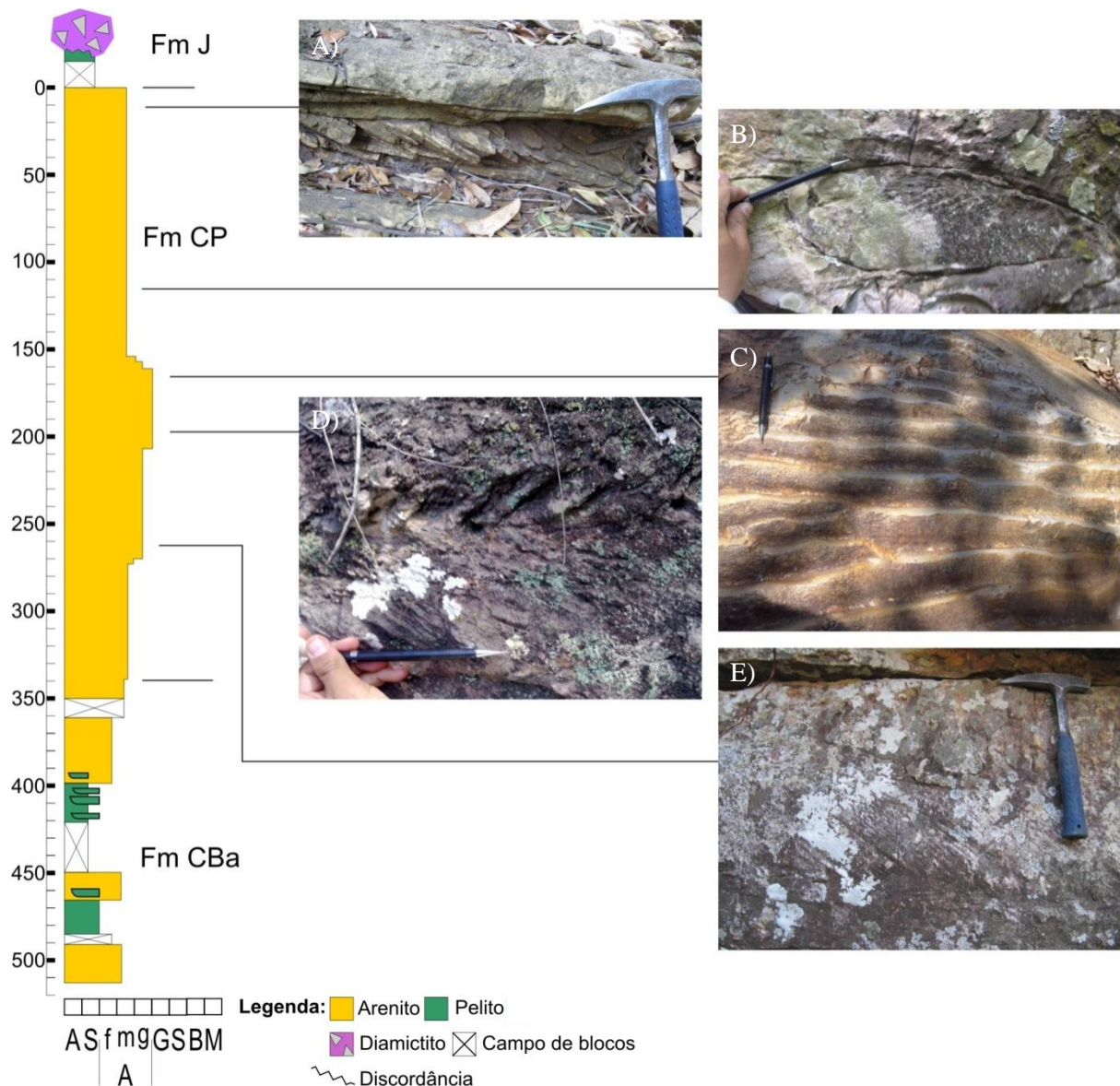


Figura 4.38: Recorte de coluna simplificada do Córrego Prisão mostrando posicionamento das estratificações cruzadas tabulares (A e E), tangencial em lente (B), marcas onduladas assimétricas (C) e estratificação cruzada espinha de peixe (D).

A base da Formação Córrego Pereira nas colunas do Córrego Buriti Grande e Santo Antônio apresenta pequenos lobos lenticulares a sigmoidais e acamamentos ondulados e deformados próximo ao contato com a Formação Córrego Bandeira (Figura 4.39).



Figura 4.39: A) Lobo lenticular a sigmoidal de pequeno porte em arenito amarelo da Formação Córrego Pereira, e logo abaixo pelitos e arenitos intercalados da Formação Córrego Bandeira; B) Lobos lenticulares a sigmoidais de pequeno porte e acamamentos ondulados em arenitos finos da Formação Córrego Pereira.

No Córrego Santo Antônio observa-se acamamentos deformados e estratificações cruzadas de médio porte, com marcas onduladas nos *sets*, mostrando sentido de fluxo dos sedimentos oposto ao sentido mostrado pela estratificação cruzada (Figura 4.40).



Figura 4.40: Estratificação cruzada tangencial de médio porte com marcas onduladas assimétricas nos *sets*, indicando sentido de fluxo sedimentar oposto ao sentido da estratificação cruzada.

Estratificações cruzadas em lentes e marcas onduladas simétricas podem ser observadas na coluna do Córrego Buriti Grande (figura 79).



Figura 4.41: Estratificação cruzada tangencial em lente com marcas onduladas simétricas no topo.

Foram medidas 145 paleocorrentes para esta unidade, tais paleocorrentes mostram uma direção geral de fluxo para NW, com dispersão para N (Figura 4.42 e 4.43).

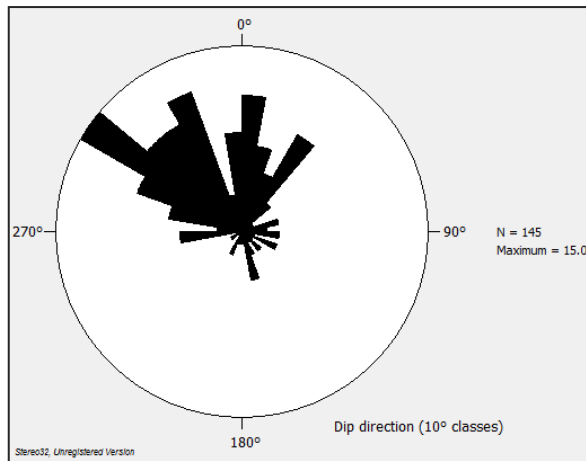


Figura 4.42: Diagrama de roseta para as paleocorrentes da Formação Córrego Pereira.

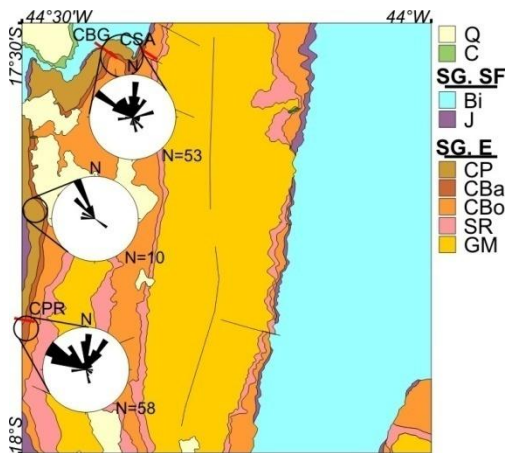


Figura 4.43: Mapa simplificado da Serra do Cabral, com diagramas de roseta das medidas de paleocorrentes para a Formação Córrego Pereira. Em vermelho as colunas de detalhe que abordaram esta unidade: CSA – Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande e CPR – Córrego Prisão. Legenda: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitai, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

A Formação Córrego Pereira faz contato com as formações Jequitai e Serra de Santa Helena de forma discordante. Em campo só foi possível ver a discordância com a Formação Jequitai, na região NW da folha (figura 85). Em imagem LANDSAT-TM é possível notar esta unidade pelo contraste positivo de relevo com as unidades circundantes (Figura 4.44).



Figura 4.44: Discordância entre a Fm. Córrego Pereira (abaixo da linha vermelha) e a Fm. Jequitai (acima da linha vermelha) vista no Córrego Santo Antônio, porção NW da Serra do Cabral. Tem-se na foto em linha pontilhada vermelha a discordância erosiva e em azul cano de água.

4.2. Petrografia microscópica e catodoluminescência

4.2.1. Grupo Diamantina

4.2.1.1. Formação Galho do Miguel

Em lâminas esta unidade é caracterizada por duas classes granulométricas (areia média e grossa), marcando a laminação (Figura 4.45.A). São identificados grãos de quartzo policristalinos de tamanho areia grossa a grânulo, com subgrãos exibindo contatos pontuais a côncavo-convexos (Figura 4.45.B). Os minerais acessórios são turmalina, opacos e zircão. Sericita ocorre em menor proporção (<1%). Feições como quartzo com extinção ondulante e dissolução por pressão são comuns (Figura 4.45.B)

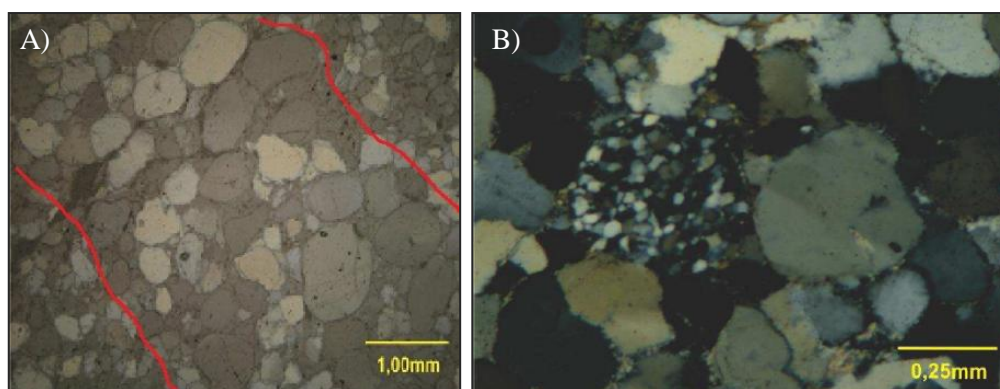


Figura 4.45: A) Laminação em arenito, areia média com lâmina central de areia grossa (nicóis paralelos, aumento 2.5X, zoom 4X. Lâmina SCN-030); B) Fotomicrografia de grãos de quartzo policristalino em arenito médio laminado mostrando grãos de quartzo com extinção ondulante e dissolução por pressão (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina SCN-055A).

Foram feitas para esta unidade cinco lâminas petrográficas delgadas e polidas a partir das amostras coletadas durante a etapa de levantamento das colunas de detalhe: CC590, CC750, CP544, CAO186, CAO271 (Figura 4.46).

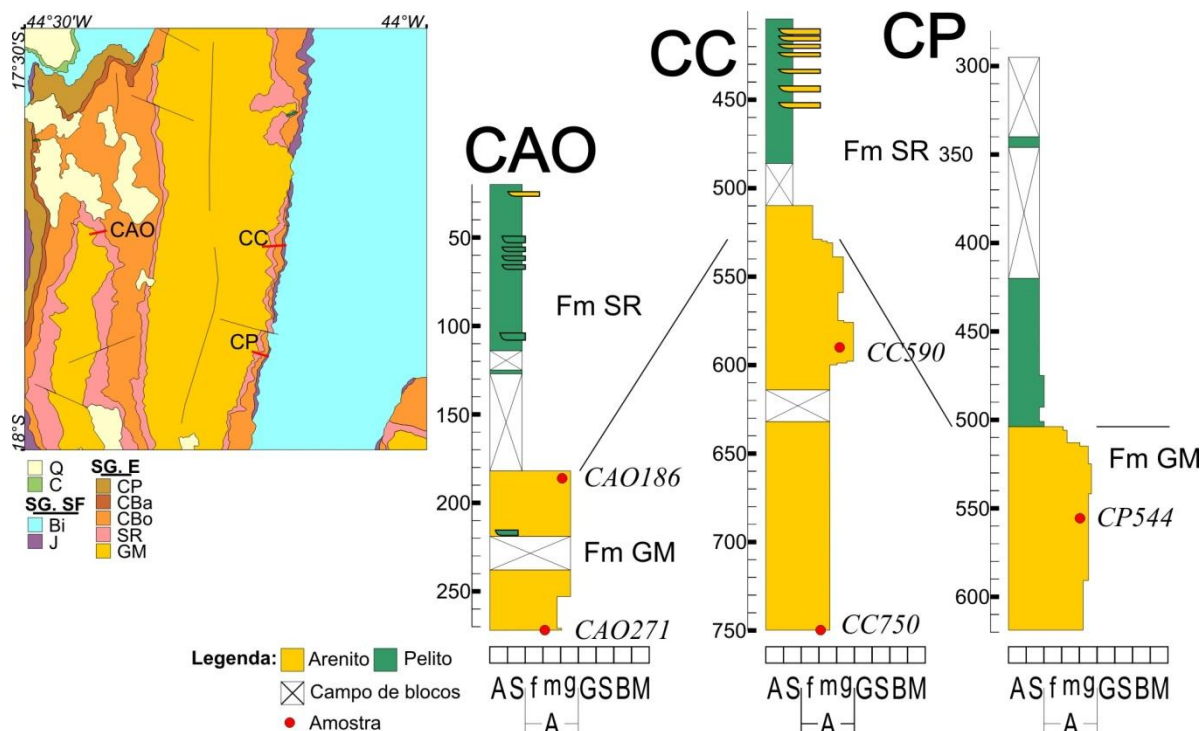


Figura 4.46: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Galho do Miguel (em círculos vermelhos). Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Galho do Miguel (em vermelho): CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP - Coluna Córrego das Piabas. Legenda do mapa: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaiá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

A descrição das lâminas desta unidade mostrou evidências de alta compactação, quantidades de quartzo acima dos 90% com presença menor de mica (fina), argilominerais (Figura 4.47.A), zircão, turmalina e opacos. Por vezes ocorrem massas irregulares de material muito fino sendo possível somente a identificação de quartzo, mica e opacos (Figura 4.47.B).

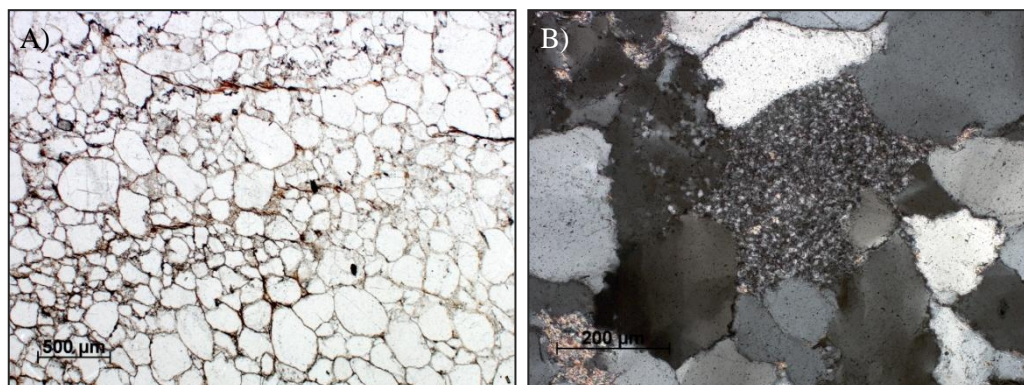


Figura 4.47: A) Fotomicrografia de arenito bimodal com grãos arredondados e presença de argilominerais (nicóis paralelos, aumento 2.5X, zoom 4X. Lâmina CAO271); B) Fotomicrografia de massa de material muito fina irregular (quartzo, mica e opacos), grão de quartzo mostrando forte extinção ondulante e contatos suturados e no canto inferior esquerdo mica diagenética (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CAO186).

A lâmina da amostra CAO186 apresenta cerca de 10% de massas irregulares de material muito fino e a lâmina CC590 tem cerca de 8% de mica, aparecendo geralmente associada a minerais opacos ao longo de alguns lineamentos.

Existem também grãos de quartzo, com lamelas ou policristalinos e com subgrãos mostrando contatos côncavo-convexos a pontuais e outros poligonais a suturados (Figura 4.48).

A amostra CAO271 apresentou a maior quantidade de quartzos policristalinos com cerca de 15%.

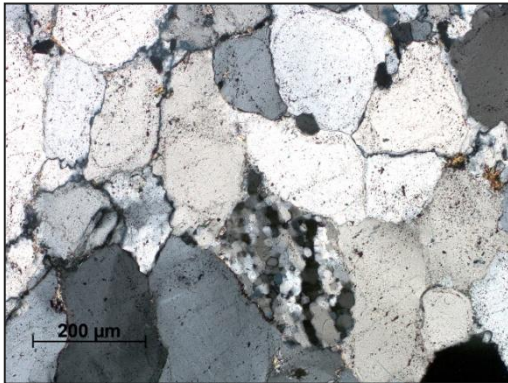


Figura 4.48: Fotomicrografia de quartzo policristalino, subgrãos com contatos poligonais (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CC750).

As análises de catodoluminescência evidenciaram o arredondamento dos grãos, o sobrecrescimento e a dissolução por pressão. Mostrando ainda a existência de grãos de quartzo com diferentes catodoluminescências (CL): arroxeados de mais alta intensidade, azulados de baixa intensidade (Figura 4.49) (por vezes mostrando um brilho verde transiente – lâmina CC750), e amarronzados de baixa intensidade.

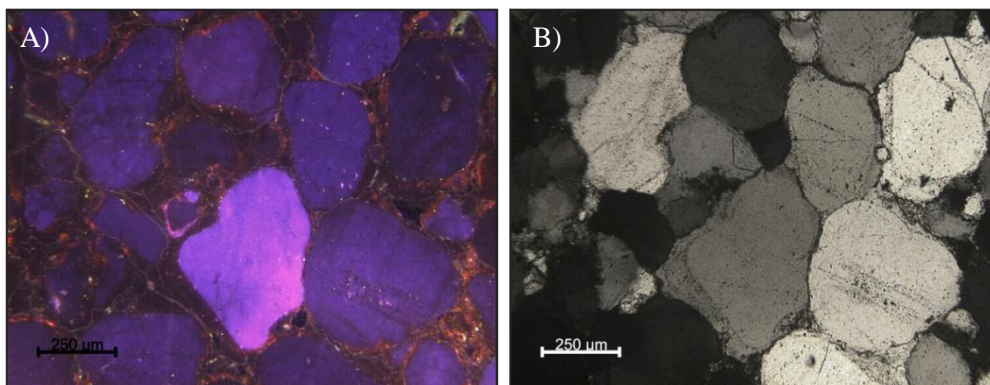


Figura 4.49: A) Fotomicrografia de arenito mostrando formatos originais dos grãos de quartzo e suas catodoluminescências: alta arroxeadada, baixa azulada e um pequeno grão zonado com ambas (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, 20s de exposição. Lâmina CC750); B) Fotomicrografia do mesmo campo na luz normal (nicóis cruzados, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CC750).

Quartzo com inclusões de material com forte CL vermelha (carbonatos) ocorrem na lâmina CP544, grãos com forte CL amarela, inclusive alguns zonados (apatita ou zircão?) na lâmina CAO271 e grãos ou massas com halos de CL amarela (radiação) nas lâminas CAO271 e CP544 (Figura 4.50).

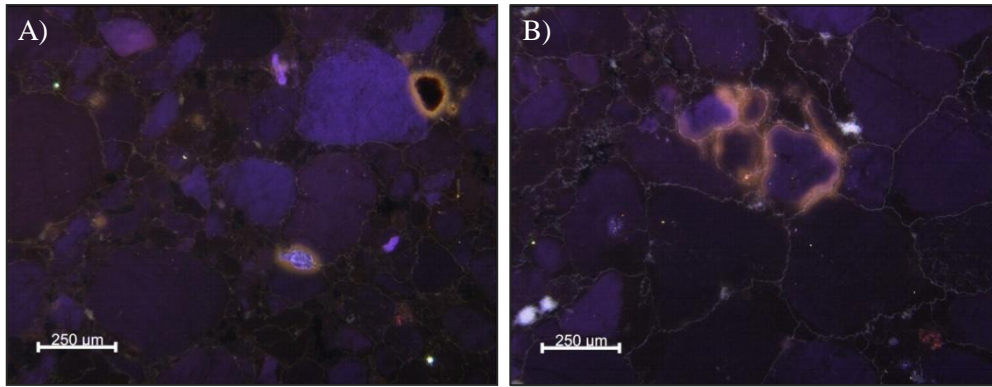


Figura 4.50: Fotomicrografias de arenito mostrando formatos originais dos grãos de quartzo e minerais opacos (A) e massas de material fino (B), com halos de CL amarelada (imagens de CL, aumento 4X, zoom 4X, 20s de exposição. Lâmina CP544).

4.2.2. Grupo Conselheiro Mata

4.2.2.1. Formação Santa Rita

Em lâminas esta unidade apresenta porções arenosas imaturas, com presença de feldspatos e micas (Figura 4.51).

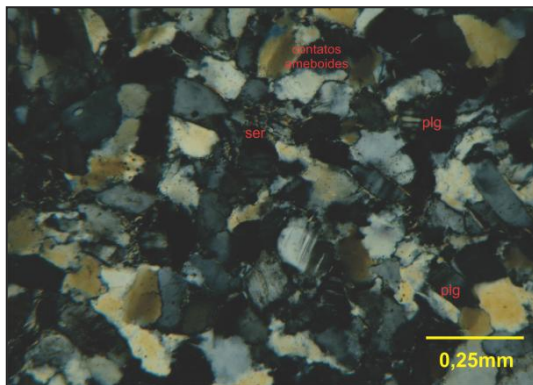


Figura 4.51: Fotomicrografia de arenito arcoseano fino e imaturo com feldspatos e sericita (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X, lâmina SCN-038).

Foram feitas 8 lâminas desta unidade a partir das amostras coletadas durante o levantamento das colunas de detalhe: CC250, CC340, CC409, CP044, CP090, CP178, CAO017, CAO050, CSA605A e CSA605B, sendo que as lâminas CC250, CC340, CC409, CP178, CAO017 e CSA605A são delgadas e polidas (Figura 4.52).

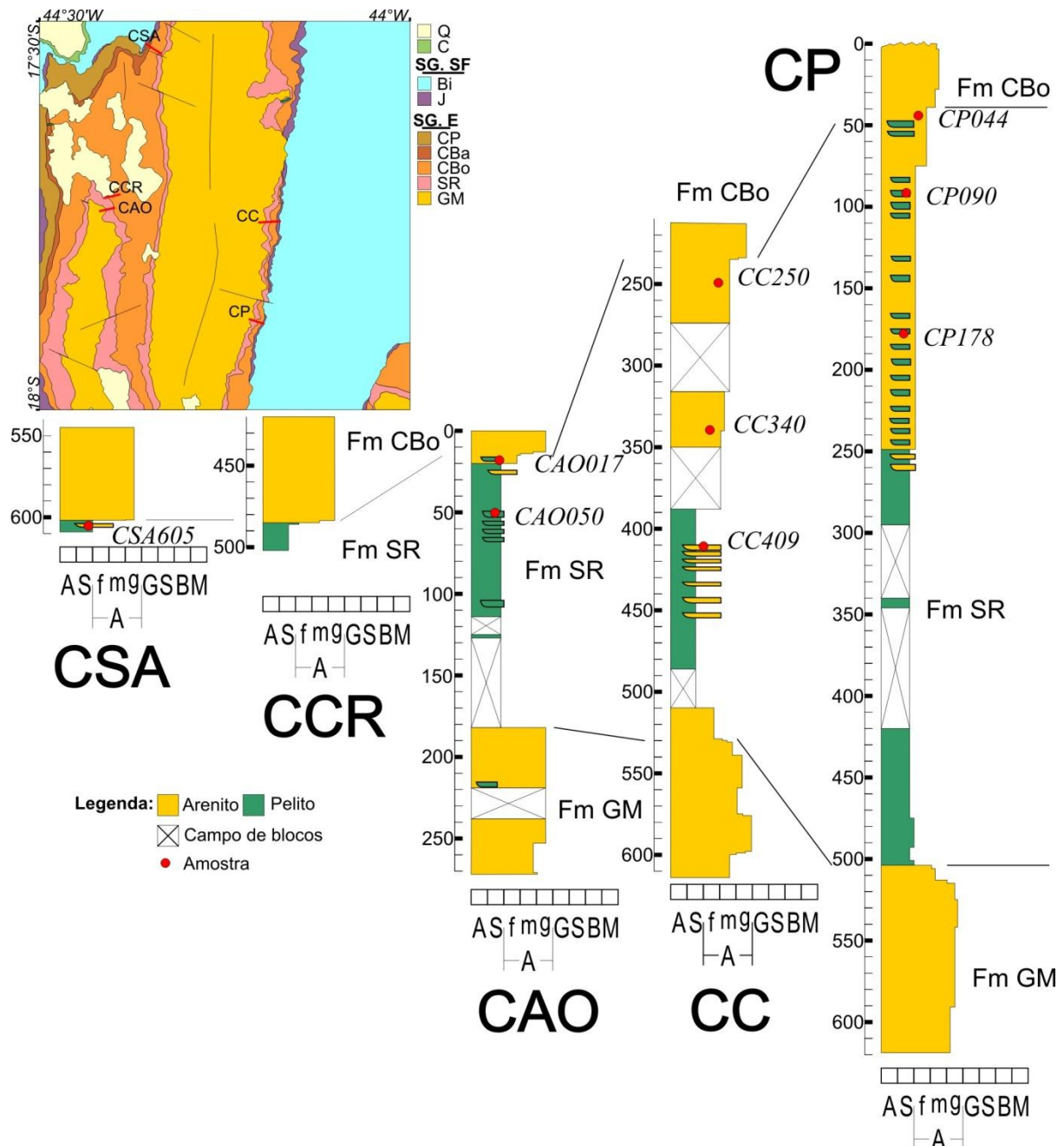


Figura 4.52: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Santa Rita (em círculos vermelhos). Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Santa Rita (em vermelho): CSA – Córrego Santo Antônio, CCR – Córrego Corrente, CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP - Coluna Córrego das Piabas.. Legenda do mapa: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaiá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

Ao microscópio petrográfico pode-se identificar: má seleção textural e composicional na maioria das amostras tendo pelo menos três classes granulométricas, presença de matriz na fração argila a silte (mica com argilominerais, opacos e, por vezes, quartzo) (Figura 4.53.A), massas disformes de material muito fino (quartzo, mica e opacos na maioria das vezes) (CC250, CC340 e CSA605B) (Figura 4.54) e alta concentração de feldspato potássicos em algumas destas (CC340, CC409, CP044, CP090 e CP178) (Figura 4.53.B e 4.55.A). Ocorrem ainda grãos de quartzo

policristalinos, com subgrãos mostrando contatos suturados a poligonais (CC340 e CSA605B) ou pontuais a côncavo-convexos (CC250).

As amostras exibem, em geral, alguma estrutura interna como laminação (CC409, CC340, CP044, CP090 e CP178) (Figura 4.55) ou gradação (CAO017, CAO050 e CSA605B).

A catodoluminescência (CL) possibilitou observar o formato original dos grãos, mostrando grãos subangulosos de baixa esfericidade (alguns raros com formato pontiagudo alongado); (Figura 4.54.A), quantificar e identificar os tipos de feldspatos (todos feldspatos potássicos) (Figura 4.53.B e 4.55.A) e de quartzo presentes (um com CL arroxeadada mais forte, um com CL azulada fraca e outro, menos frequente com CL amarronzada fraca); (Figura 4.54).

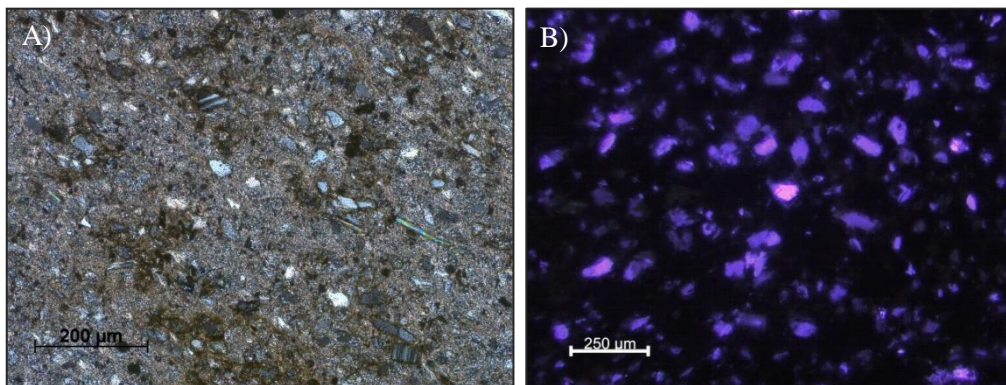


Figura 4.53: A) Fotomicrografia de rocha pelítica mostrando matriz micácea muito fina com contribuição de argilominerais e opacos (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CP044); B) Fotomicrografia de arcóseo com alta concentração de feldspatos potássicos, todos os grãos exibem alta CL azulada, interpretados como feldspatos potássicos (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, 2s de exposição. Lâmina CP178).

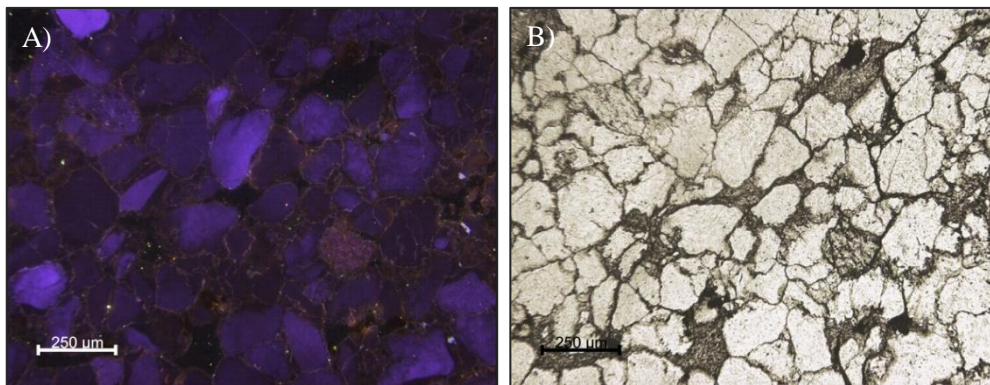


Figura 4.54: A) Fotomicrografia de rocha arenosa pelítica, com grãos de quartzo apresentando CL azul fraca e arroxeadada intermediária. Massas de material fino sem CL, alguns grãos de material fino com CL arroxeadada a azulada e textura rugosa, e um grão de quartzo mais alongado e pontiagudo ocorrem na lâmina (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, 20s de exposição. Lâmina CC250); B) Fotomicrografia do mesmo campo na luz normal (nicóis paralelos, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CC250).

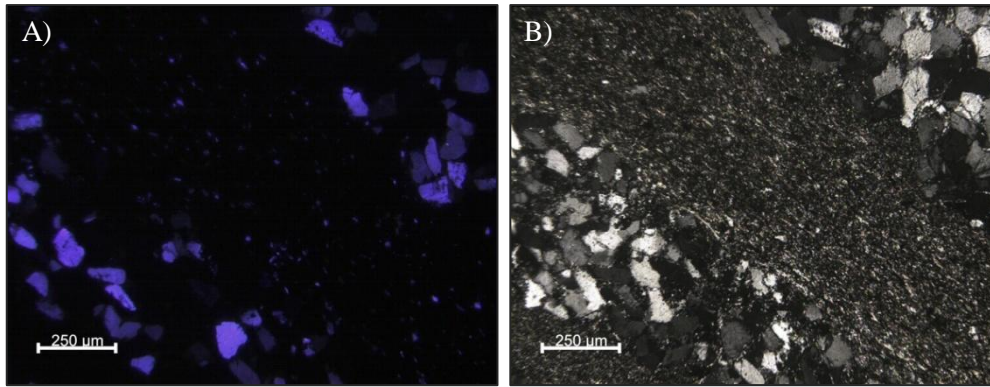


Figura 4.55: A) Fotomicrografia de arcóseo laminado (areia fina e argila+silte), todos os grãos com alta CL azulada são feldspatos potássicos (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, tempo de exposição 1s. Lâmina CC409); B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal (nicóis cruzados, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CC409).

Alguns grãos de quartzo das amostras CAO017 e CC250 apresentam inclusão com CL vermelha forte (carbonatos). Na amostra CSA605A foram identificados grãos de CL amarela forte (apatita) e com halos de CL amarelada (radiação) inclusos no quartzo, também ocorrendo na amostra CC250.

Espectros da catodoluminescência (CL) dos feldspatos das diversas amostras da Formação Santa Rita mostram em sua grande maioria padrão semelhante com defeitos cristalográficos sendo o principal responsável pela CL, com influência menor de Fe^{3+} e/ou Pb^{2+} . Há alguns feldspatos que mostram contribuições maiores de Fe^{3+} ; um feldspato registrou padrão diferente, com Fe^{3+} o principal ativador (amostra CC340); (Figura 4.56).

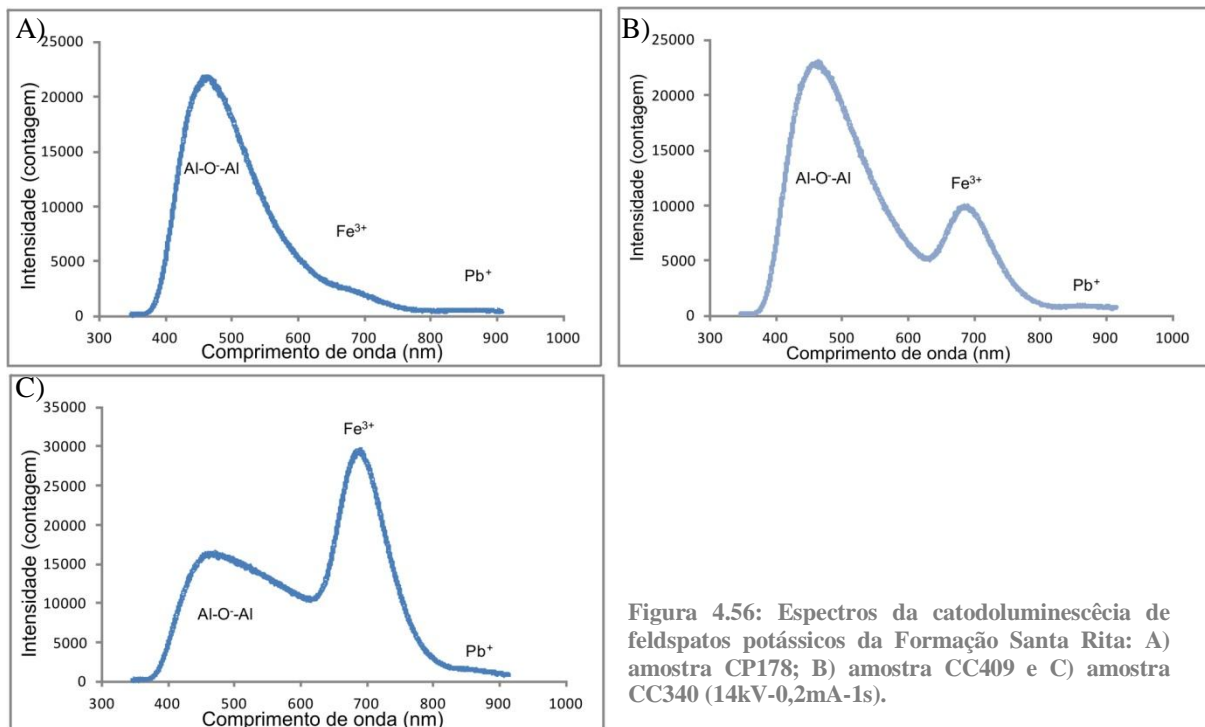


Figura 4.56: Espectros da catodoluminescência de feldspatos potássicos da Formação Santa Rita: A) amostra CP178; B) amostra CC409 e C) amostra CC340 (14kV-0,2mA-1s).

4.2.2.2. Formação Córrego dos Borges

Em lâmina o litotipo laminado desta unidade apresenta-se maturo, composto por 99% de quartzo, tendo como acessórios turmalina, mica e opacos. Feições como sobrecrecimento e dissolução por pressão são comuns (Figura 4.57).

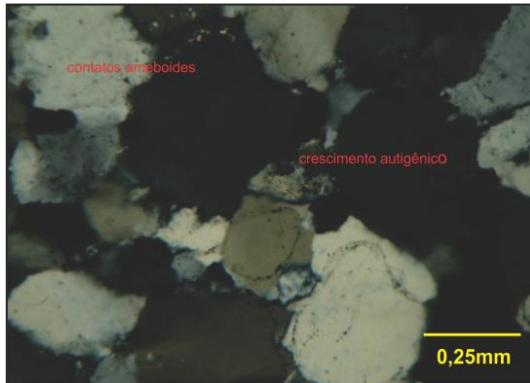


Figura 4.57: Fotomicrografia de arenito maturo rico em quartzo com contatos suturados a ameboides, com sobrecrecimento e dissolução por pressão (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina SCN-22).

Foram feitas 9 lâminas desta unidade a partir das amostras coletadas durante o levantamento das colunas de detalhe: CBG323, CC104, CPR675, CPR905, CP020, CCR015, CCR255, CAO000, e CSA450, destas, somente a lâmina CPR675 não é polida e delgada (Figura 4.58).

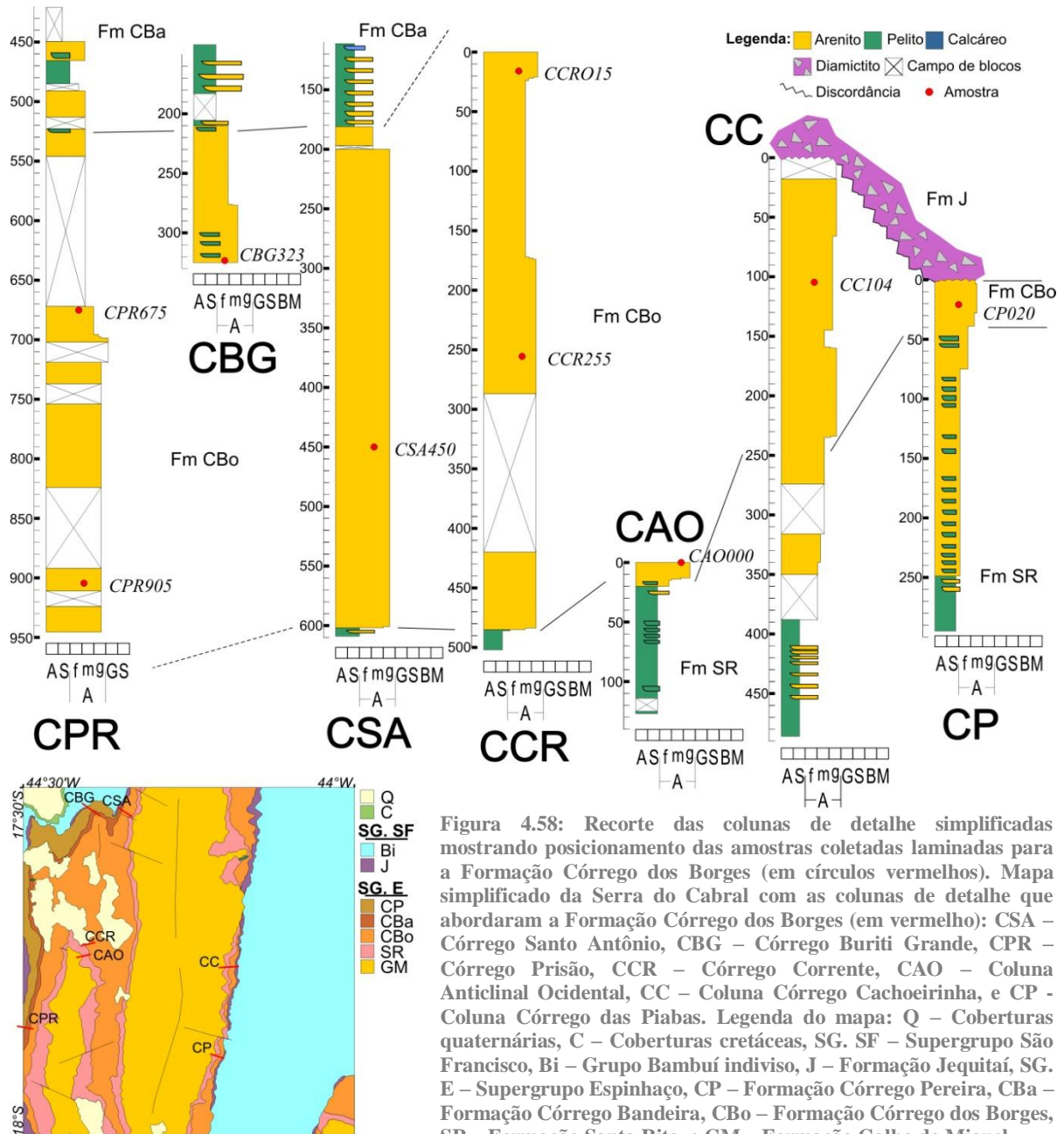


Figura 4.58: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Córrego dos Borges (em círculos vermelhos). Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Córrego dos Borges (em vermelho): CSA – Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande, CPR – Córrego Prisão, CCR – Córrego Corrente, CAO – Coluna Anticlinal Ocidental, CC – Coluna Córrego Cachoeirinha, e CP – Coluna Córrego das Piabas. Legenda do mapa: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG, SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaiá, SG, E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

A partir de análises de microscopia ótica pode-se caracterizar, de forma geral, os sedimentos da Formação Córrego dos Borges como de boa seleção composicional, com quantidades de quartzo acima de 94%, e de má a moderada seleção textural, com a maioria das amostras apresentando pelo menos três classes granulométricas (variando de areia muito fina a muito grossa, predominando a areia média), e grãos subarredondados de esfericidade variada. Gradação ou laminação são comuns nas lâminas desta unidade (Figura 4.59). Nota-se forte atuação de sobrecrecimento e dissolução por pressão e forte extinção ondulante de parte dos grãos de quartzo nas amostras, além da presença de grãos de quartzo policristalinos, com subgrãos mostrando contatos suturados a poligonais, e outros com contatos pontuais a côncavo-convexos (Figura 4.60).

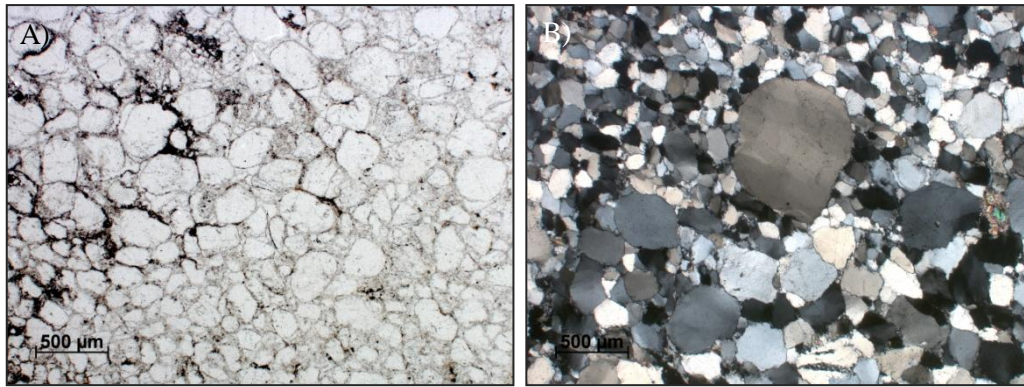


Figura 4.59: A) Fotomicrografia de arenito mostrando gradação e minerais opacos intergranulares (nicóis paralelos, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CSA450); B) laminação irregular de areia média a grossa, ao centro grão de quartzo na fração areia grossa com extinção ondulante (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CCR255).

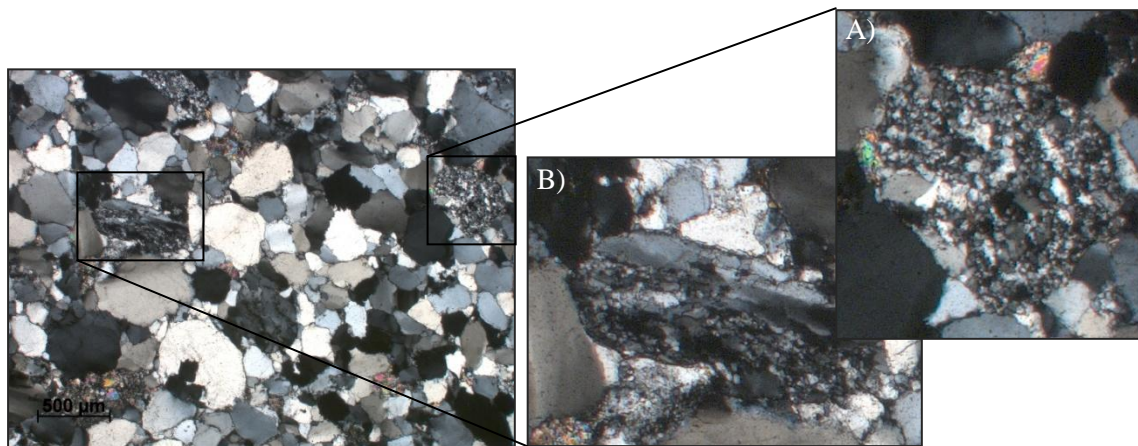


Figura 4.60: Fotomicrografia de arenito texturalmente mal selecionado, com grãos de quartzo policristalinos. Em detalhe: A) Grão de quartzo, com subgrãos arredondados mostrando contatos pontuais a côncavo-convexos; B) Grão de quartzo mostrando subgrãos estirados, com contatos poligonais (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CCR255).

As lâminas CC104, CBG323, CCR255 e CSA450 apresentam massas irregulares de material fino (mica, quartzo e por vezes opacos), e na lâmina CCR255 ocorrem grãos de quartzo, com lamelas de deformação (Figura 4.61).

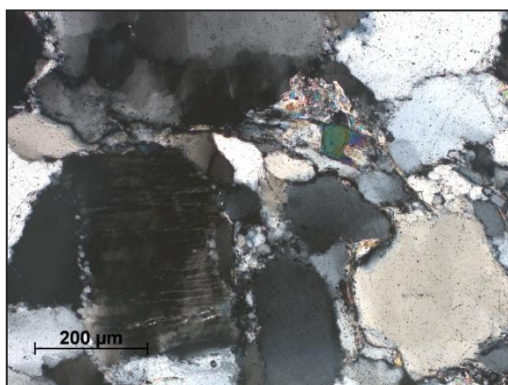


Figura 4.61: Fotomicrografia de arenito com grão de quartzo mostrando lamelas de deformação e grãos de turmalina em meio à micas (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CCR255).

Na lâmina CPR675 próximo ao contato com a Formação Córrego Bandeira tem-se uma matriz quartzosa na fração silte com opacos e, por vezes, argila (Figura 4.62).

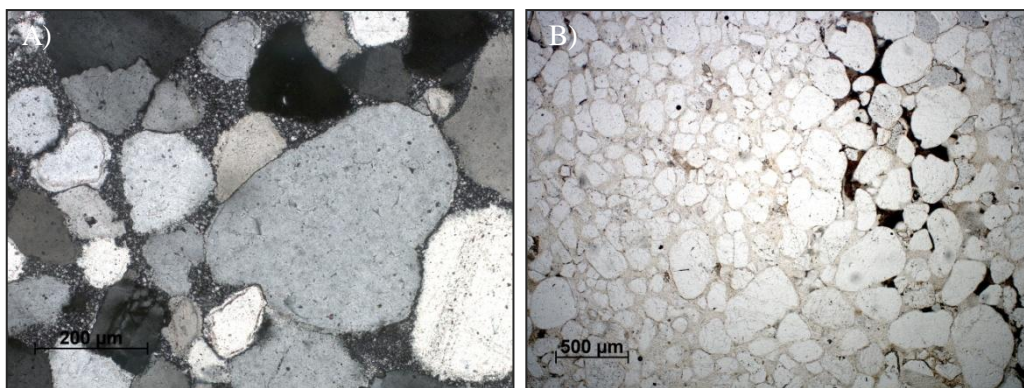


Figura 4.62: A) Fotomicrografia de arenito com matriz quartzosa na fração silte (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CPR675); B) Fotomicrografia da mesma lâmina evidenciando presença de argilominerais e opacos misturados a matriz (direita) (nicóis paralelos, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CPR675).

A catodoluminescência revelou a existência de grãos de quartzo: com CL arroxeadada mais forte, azulada fraca e amarronzada fraca (Figura 4.63). Há presença de dois tipos de matriz na lâmina CCR255, uma sem CL e outra com CL azul intermediária (lâmina CCR255) (Figura 4.64), grãos ou massa intergranular de opacos com halos amarelados (lâminas CBG323, CP020, CCR255) (Figura 4.65.A e B) e grãos de quartzo com inclusões de minerais com CL vermelha forte (carbonato).

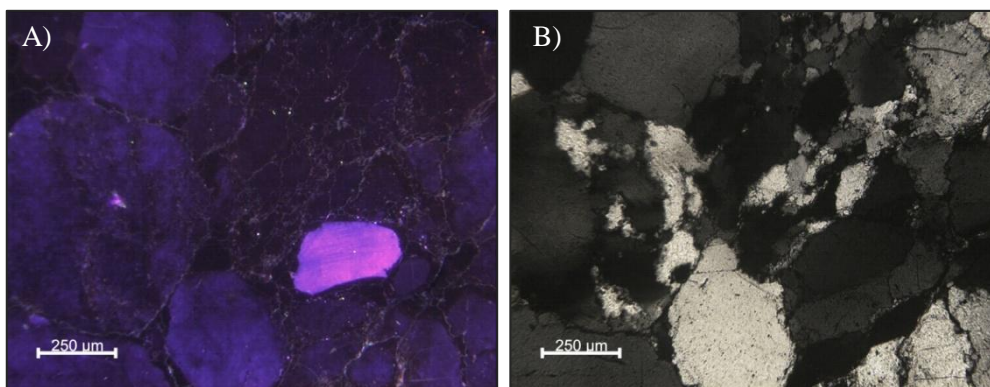


Figura 4.63: Fotomicrografia de arenito com 3 tipos de grãos de quartzo: com CL mais forte arroxeadada, azul fraca e marrom fraca (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, tempo de exposição 20s. Lâmina CC104); B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal evidenciando a presença de grãos de quartzo policristalino, com subgrãos mostrando contatos poligonais (nicóis cruzados, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CC104).

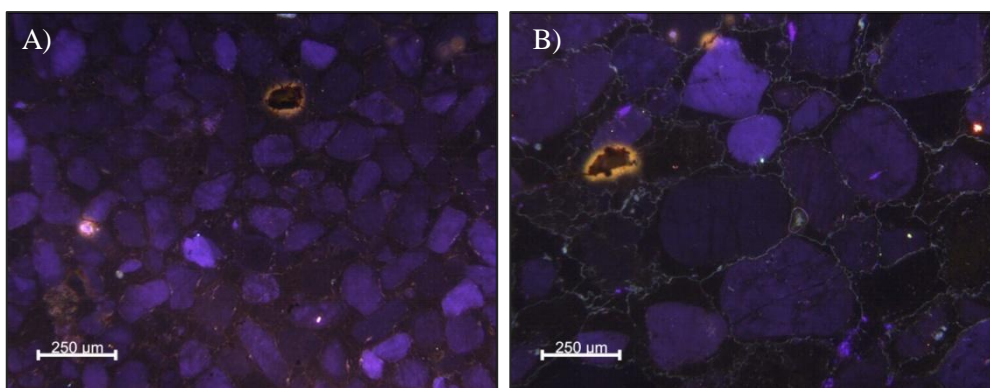


Figura 4.64: A) Fotomicrografia de arenito com um grão mostrando alo de CL amarelada e outro forte CL azulada (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, tempo de exposição 20s. Lâmina CBG323); B) Fotomicrografia de arenito com massas intergranulares, mostrando alos de CL amarelada (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CP020).

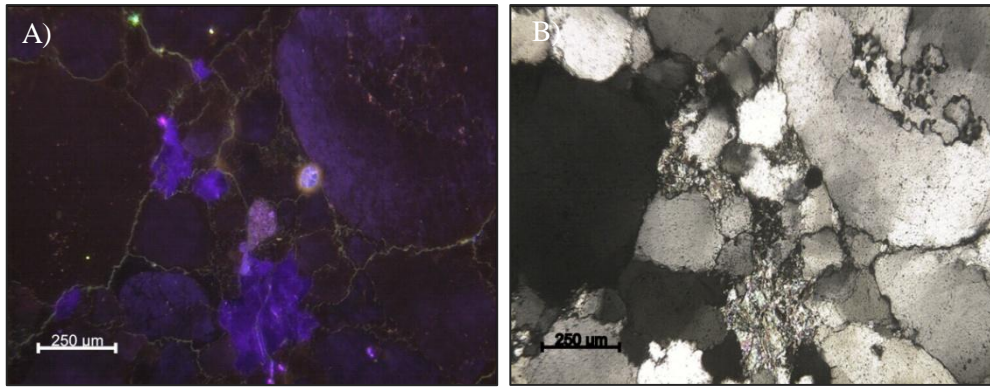


Figura 4.65: A) Fotomicrografia de arenito com 2 tipos de matriz (CL mais forte azulada e sem CL), grão exibindo forte CL azulada e alo amarelado e grão de material fino com CL arroxçada (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, tempo de exposição 20s. Lâmina CCR255); B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal evidenciando a presença de grãos de quartzo policristalino com subgrãos mostrando contatos poligonais, e grão arredondado de material fino (mica, quartzo e opacos) (nicóis cruzados, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CCR255).

Na lâmina CP020 pode-se observar dois grãos de feldspato alterados (Figura 4.66). A lâmina CCR255 apresenta alguns grãos de material fino com CL arroxçada (Figura 4.65.A).

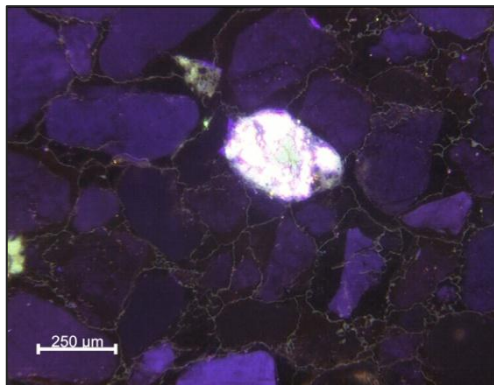


Figura 4.66: Fotomicrografia de arenito com grão de feldspato alterado (grão com forte CL azul brilhante) (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, tempo de exposição 40s. Lâmina CP020).

4.2.2.3. Formação Córrego Bandeira

A partir das amostras coletadas durante o levantamento das colunas de detalhe foram feitas 14 lâminas para esta unidade: CBG165, CBG215, CBG279, CL512, CL790, CPR342, CPR470, CPR522, CSA036, CSA070, CSA085, CSA090, CSA102 e CSA116, destas as lâminas CBG165, CBG215, CBG279, CPR342, CPR470, CSA036, CSA090 e CSA116 são polidas e delgadas (Figura 4.67).

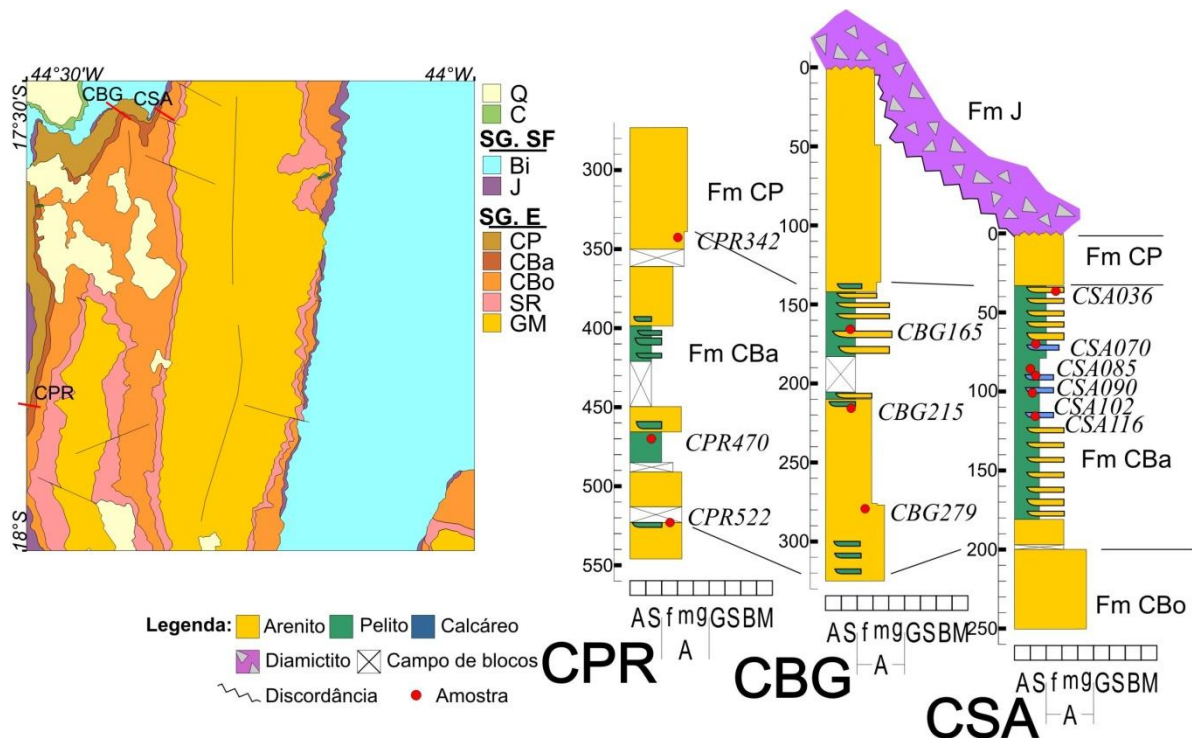


Figura 4.67: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Córrego Bandeira (em círculos vermelhos). Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Córrego Bandeira (em vermelho): CSA – Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande e CPR – Córrego Prisão. Legenda do mapa: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaiá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

A partir da microscopia ótica nota-se imaturidade textural e composicional das amostras, tendo a maioria pelo menos três classes granulométricas, grãos subangulosos e presença de matriz na fração argila. Em geral a matriz é constituída em grande parte por micas, com contribuição variável de argilominerais, quartzo, carbonatos e, em menor proporção, feldspatos e opacos. A maioria das amostras apresenta-se estruturada, mostrando gradação e/ou laminação, muitas vezes deformada ou ondulada (Figura 4.68).



Figura 4.68: Fotomicrografia panorâmica de rocha pelito arenosa, mal selecionada (presença de pelo menos três classes granulométricas), mostrando acamamento deformado e grande contribuição de opacos (nicóis paralelos, aumento 2.5X, zoom 4X. Lâmina CSA070).

As lâminas CSA070, CSA085, CSA090, CSA102 e CSA116 confirmaram maciça presença de carbonatos detríticos na coluna do Córrego Santo Antônio (chegando a 92% da rocha na lâmina

CSA085), geralmente acompanhados por grãos de quartzo, micas e em menor proporção argilominerais e opacos (Figura 4.69).

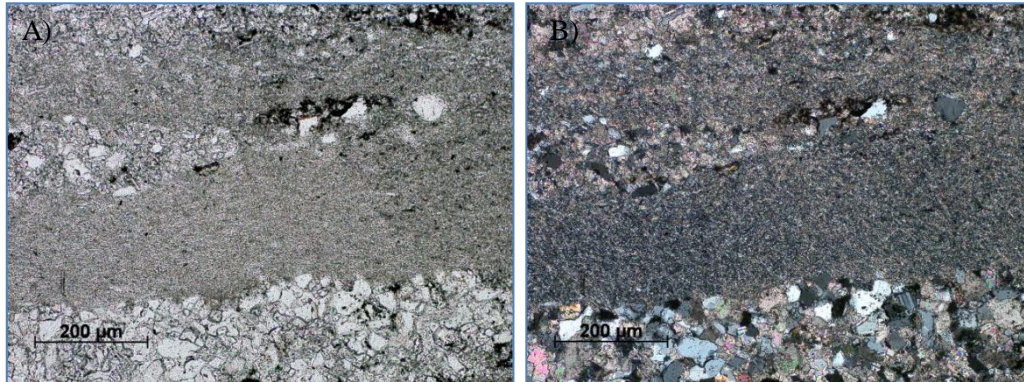


Figura 4.69: A) Fotomicrografia de rocha fina, laminada e carbonática, com contribuição de mica, argilominerais, opacos e feldspatos (nicóis paralelos, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CSA116); B) Fotomicrografia do mesmo campo em A com nicóis cruzados (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CSA116).

As lâminas CPR470, CPR522, CSA036 e CSA090 apresentam massas irregulares arredondadas de material fino (geralmente mica, por vezes com material ou resquícios de material esverdeado a amarronzado) na grande maioria das vezes envolvido por uma película de opacos (Figura 4.70).

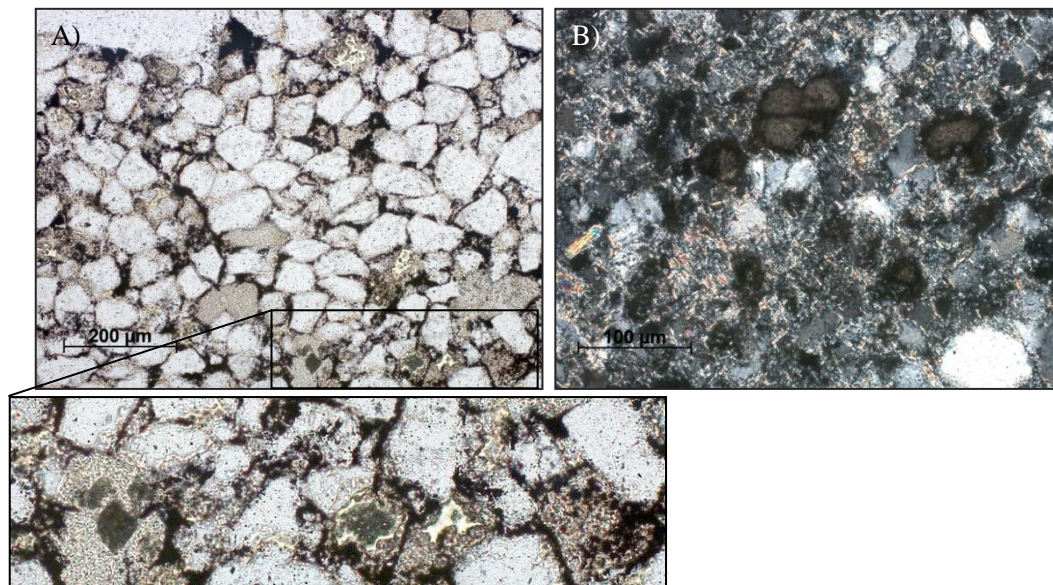


Figura 4.70: A) Fotomicrografia de rocha areno pelítica com massas de material fino e resquícios de material disforme esverdeado (detalhe) (nicóis paralelos, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CPR470); B) Fotomicrografia de rocha pelito arenosa, com massas de material fino amarronzado envolvido por película de opacos (nicóis cruzados, aumento 20X, zoom 4X. Lâmina CSA036).

As lâminas CBG215, CBG279 e CSA116 contêm massas arredondadas de material fino com mica, quartzo e argilominerais.

Na lâmina CSA070 e CSA085 observam-se fragmentos líticos constituídos de mica, opacos e quartzo (Figura 4.71).

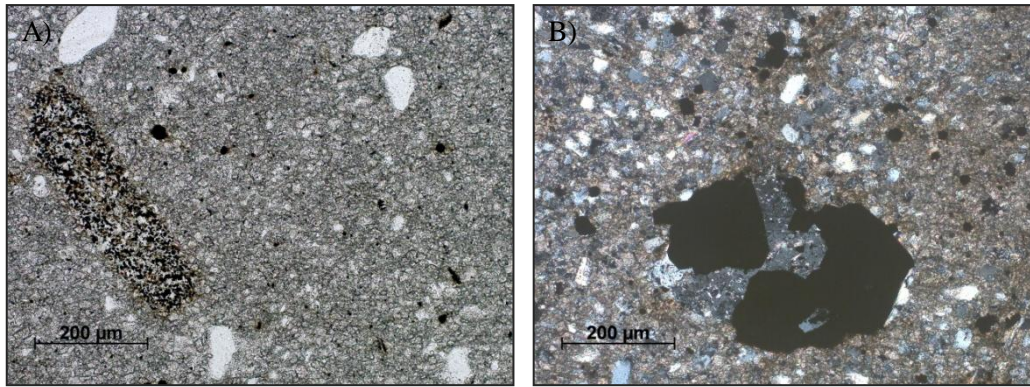


Figura 4.71: A) Fotomicrografia de rocha pelítica com fragmentos líticos de material fino constituídos de mica, quartzo, argilominerais e opacos (nicóis paralelos, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CSA085); B) Fotomicrografia de rocha pelito arenosa, com fragmento lítico composto de opacos, quartzo e alguma mica (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CSA070).

A lâmina CPR522 apresenta massas de pequenos minerais avermelhados (rutilo) e as amostras CPR342 e CSA090, grande contribuição de minerais detríticos de alto relevo e alta cor de interferência.

A catodoluminescência (CL) evidencia as altas concentrações de feldspato principalmente na porção intermediária das colunas do Córrego Santo Antônio e Córrego Buriti Grande, podendo chegar a 30% nas lâminas CBG215 e CBG279 do Córrego Buriti Grande (Figura 4.72.A). Além dos feldspatos a CL destaca os carbonatos na coluna do Córrego Santo Antônio (Figura 4.72.B). Foram identificados três tipos diferentes de grãos de quartzo, com CL mais alta arroxeadada, CL azul fraca e amarronzada fraca (Figura 4.73 e 74).

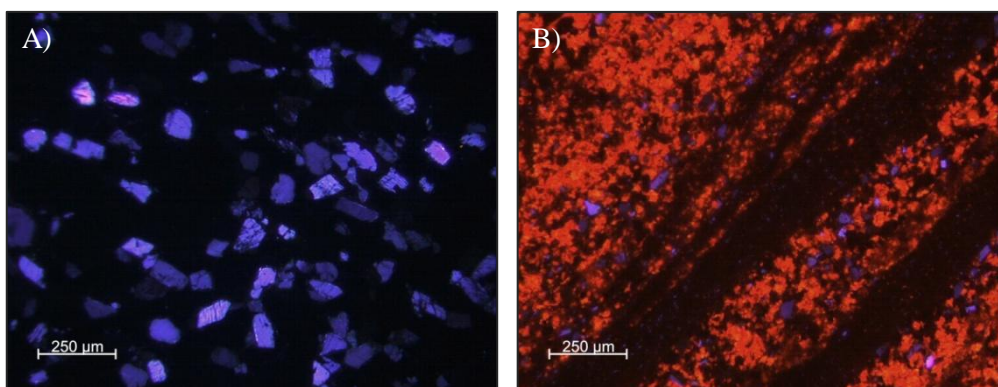


Figura 4.72: A) Fotomicrografia de arcóseo com alta concentração de feldspatos potássicos; todos os grãos com alta CL azulada são feldspatos potássicos (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, 1s de exposição. Lâmina CBG215); B) Fotomicrografia de rocha pelito carbonática subarcoseana destacando a presença de carbonatos dolomíticos e feldspatos potássicos (grãos com alta CL avermelhada são dolomita e grãos com alta CL azul, feldspatos potássicos); (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, 1s de exposição. Lâmina CSA116).

As lâminas CBG165, CBG215, CBG279, CPR342, CPR470, CSA036 e CSA116 apresentam minerais exibindo halos amarelados (radioativos), em especial a amostra CPR342 com cerca de 2% de grãos com esta característica (Figura 4.73).

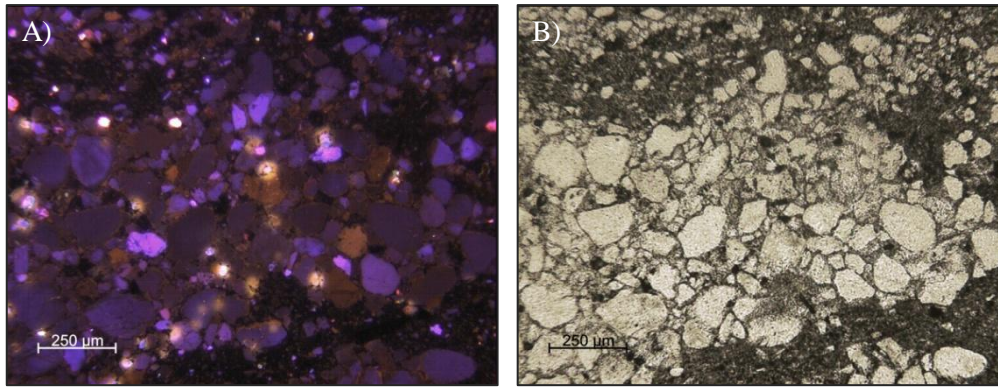


Figura 4.73: A) Fotomicrografia de rocha areno pelítica, com alta concentração de minerais exibindo halos de CL amarelada e três tipos diferentes de grãos de quartzo, um com CL arroxeadada mais alta, um com CL azul fraca e outro com CL muito fraca marrom (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, 40s de exposição. Lâmina CPR342); B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal (nicóis paralelos, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CPR342).

Para os minerais radioativos foram feitos espectros de sua CL, constatando uma alta concentração de elementos terras raras (Figura 4.74).

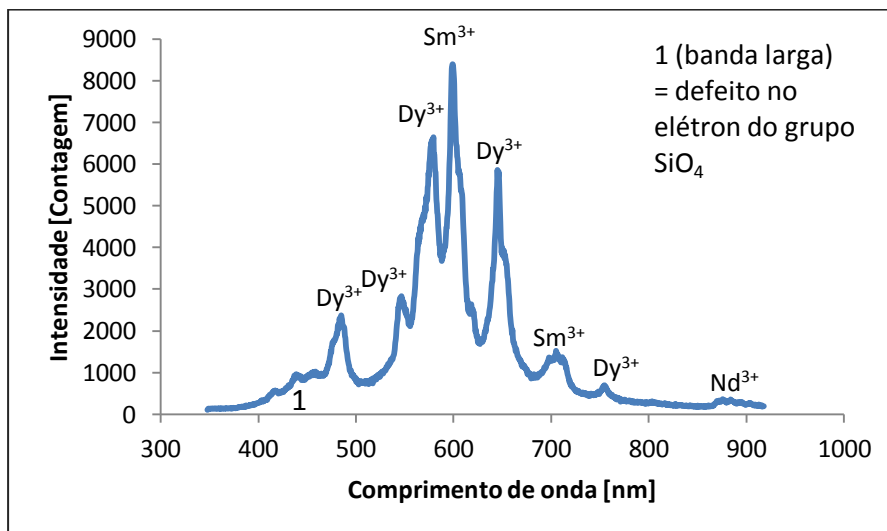


Figura 4.74: Espectro da catodoluminescência de mineral radioativo da Formação Córrego Bandeira, amostra CPR342 (14kV-0,2mA-1s).

Na amostra CSA036 a catodoluminescência mostrou a presença de dois tipos de matriz, uma sem CL e outra com CL azul (Figura 4.75).

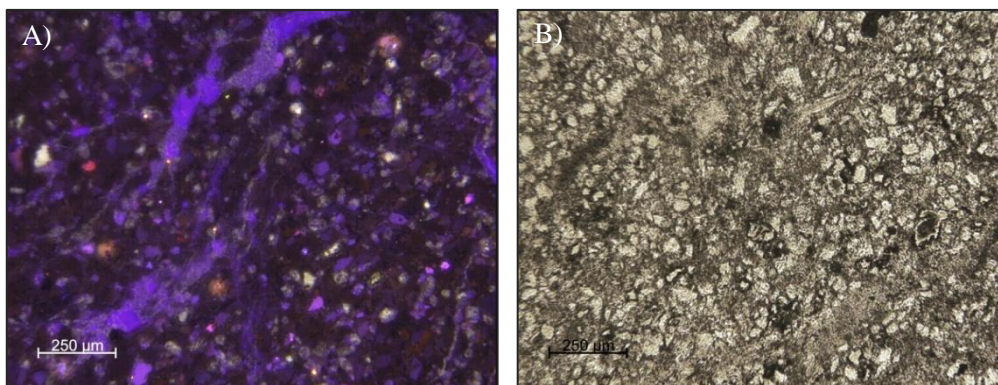


Figura 4.75: A) Fotomicrografia de rocha pelítica apresentando matriz, com CL azul mais forte e sem CL. Observa-se ainda a presença de grãos de quartzo com três CL's diferentes e alguns grãos com halos de CL amarelada (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, 20s de exposição. Lâmina CSA036); B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal (nicóis paralelos, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CSA036).

A lâmina da amostra CPR470 apresentou zircões com diferentes catodoluminescências (Figura 4.76).

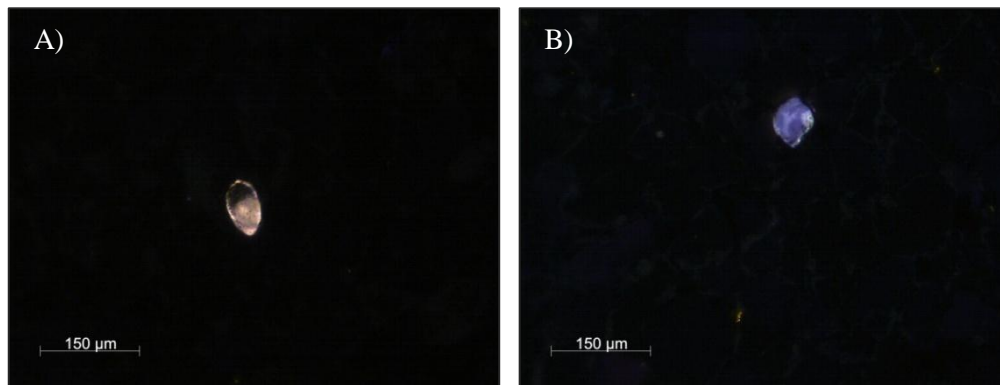


Figura 4.76: Fotomicrografias de zircões com CL amarelada (A) (imagem de CL, aumento 10X, zoom 4X, 5s de exposição. Lâmina CPR470) e azulada (B) (imagem de CL, aumento 10X, zoom 4X, 10s de exposição. Lâmina CPR470).

4.2.2.4. Formação Córrego Pereira

Esta unidade contou com cinco lâminas da etapa de levantamento de colunas de detalhe: CBG008, CBG042, CL144, CPR202 e CSA005. Dentre estas as lâminas CBG008, CBG042, CL144 e CSA005 são delgadas e polidas (Figura 4.77).

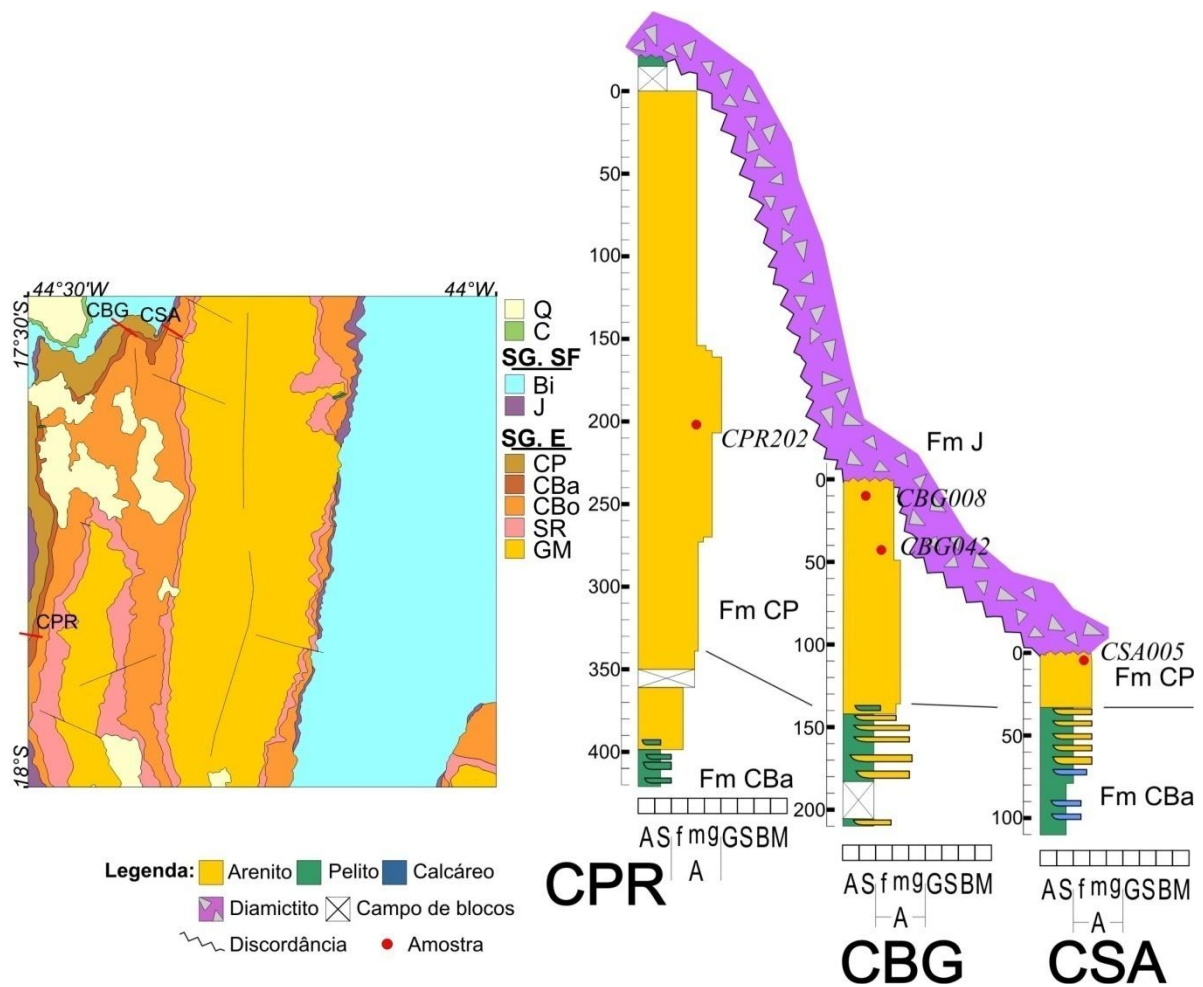


Figura 4.77: Recorte das colunas de detalhe simplificadas mostrando posicionamento das amostras coletadas laminadas para a Formação Córrego Pereira (em círculos vermelhos). Mapa simplificado da Serra do Cabral com as colunas de detalhe que abordaram a Formação Córrego Pereira (em vermelho): CSA – Córrego Santo Antônio, CBG – Córrego Buriti Grande e CPR – Córrego Prisão. Legenda do mapa: Q – Coberturas quaternárias, C – Coberturas cretáceas, SG. SF – Supergrupo São Francisco, Bi – Grupo Bambuí indiviso, J – Formação Jequitaiá, SG. E – Supergrupo Espinhaço, CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel.

A partir da microscopia ótica pode-se afirmar que a Formação Córrego Pereira é constituída por sedimentos de alta maturidade textural apresentando uma classe granulométrica predominante na maioria das lâminas, alta maturidade composicional com porcentagens de quartzo acima de 96%, e alta compactação, com sobrecrescimento e dissolução por pressão.

Na lâmina CL144 e CPR202 tem-se a presença de grãos compostos de material fino, por vezes laminado, onde se pode identificar quartzo e opacos (Figura 4.78).

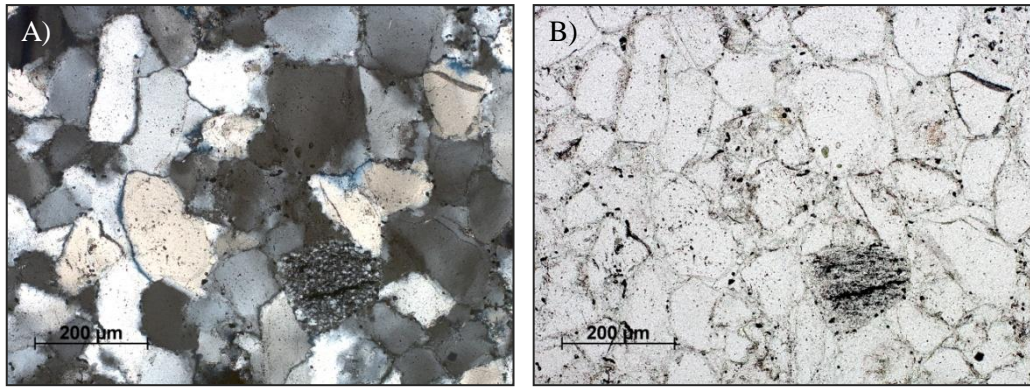


Figura 4.78: A) Fotomicrografia de arenito compacto, com fragmento lítico arredondado, laminado, composto por material fino (quartzo e opacos); (nicóis cruzados, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CL144); B) Fotomicrografia do mesmo campo em A sob nicóis paralelos (nicóis paralelos, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CL144).

Com ajuda da catodoluminescência (CL) evidencia-se a presença de três tipos de grãos de quartzo nesta unidade: com CL arroxeadada mais forte, CL fraca amarronzada e CL azul fraca, por vezes mostrando uma prévia CL verde fraca transiente (Figura 4.79).

Nas lâminas CBG042 e CSA005 tem-se a presença de fraturas preenchidas por material fino, com CL marrom fraca, por vezes com halos amarelados; também, alguns grãos com halos e grãos de quartzo bordejando tais fraturas mostram CL fraca homogênea (Figura 4.79 e 4.80).

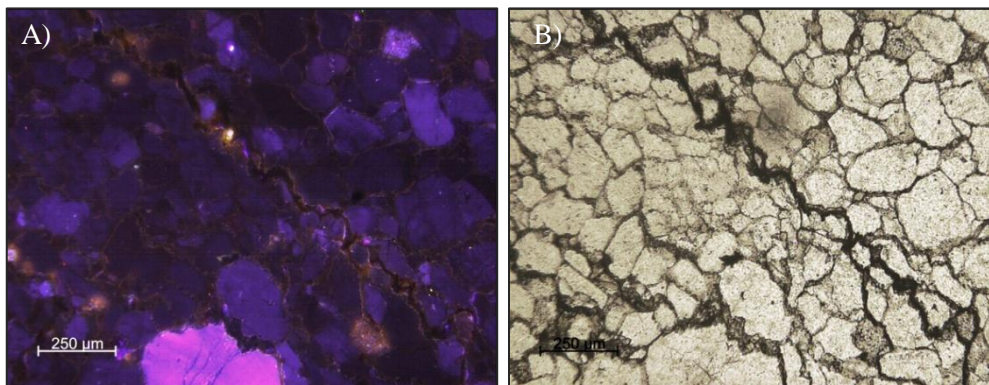


Figura 4.79: A) Fotomicrografia de arenito, com três tipos de grãos de quartzo. Ocorrem também matriz e grãos mostrando halo de CL amarelada e grãos de material fino mostrando CL azulada brilhante. A lâmina apresenta regiões com fraturas preenchidas por opacos, ao redor destas os grãos de quartzo tem CL homogeneizada (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, 20s de exposição. Lâmina CBG042); B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal (nicóis paralelos, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CBG042).

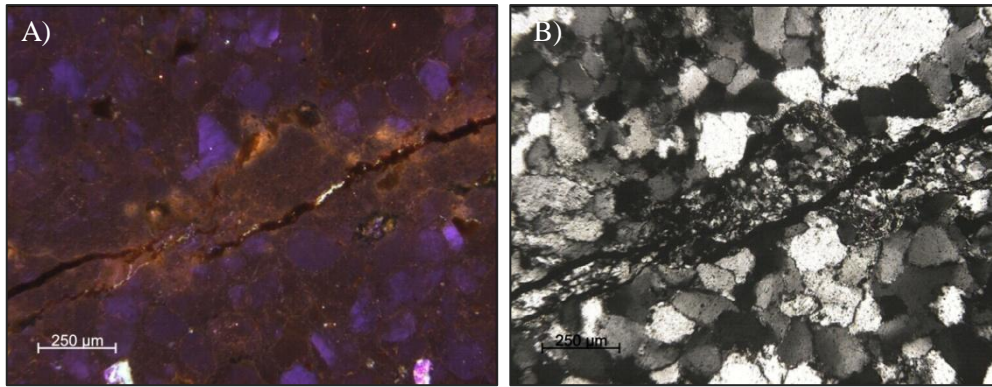


Figura 4.80: A) Fotomicrografia de arenito apresentando fraturas preenchidas por opacos, e com halo de CL amarelada, ao redor destas os grãos de quartzo mostram CL homogeneizada. No campo da fotomicrografia nota-se também um grão com CL marrom fraca, com inclusões de alta CL vermelha (imagem de CL, aumento 4X, zoom 4X, 20s de exposição. Lâmina CSA005); B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal (nicóis paralelos, aumento 4X, zoom 4X. Lâmina CSA005).

Na lâmina CL144 ocorrem grãos de material fino com CL azulada rugosa e grãos de quartzo com CL marrom fraca, um deles apresentando inclusões com CL vermelha forte (Figura 4.81).

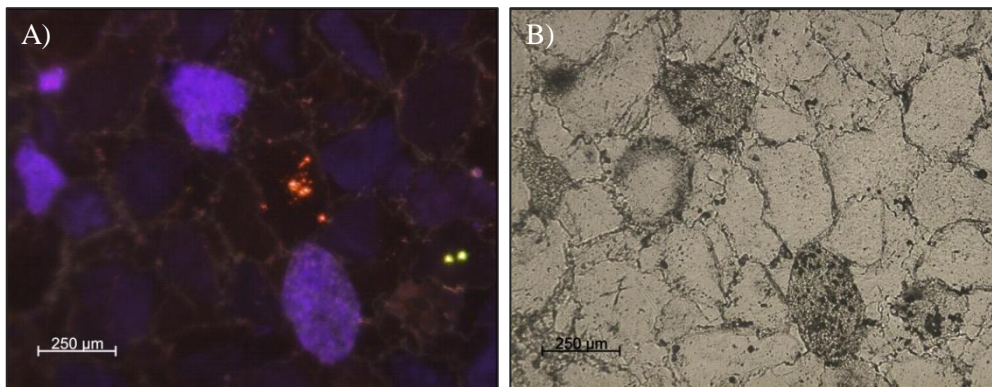


Figura 4.81: A) Fotomicrografia de arenito com grãos de quartzo mostrando CL fraca azul e marrom, um destes com inclusões de alta CL vermelha e grãos de material fino com alta CL azul (imagem de CL, aumento 10X, zoom 4X, 40s de exposição. Lâmina CL144); B) Fotomicrografia do mesmo campo sob luz normal (nicóis paralelos, aumento 10X, zoom 4X. Lâmina CL144).

4.3. Geoquímica

Foram realizadas análises geoquímicas de elementos maiores, traços e terras raras em 8 amostras coletadas durante etapa de mapeamento regional: SCN263 da Formação Galho do Miguel, SCN269A e SCN283 da Formação Santa Rita, SCN264 e SCN289B da Formação Córrego dos Borges, SCN289 e SCN300C da Formação Córrego Bandeira e SCN298 da Formação Córrego Pereira (Figura 4.82 e Tabelas 4.1, 4.2, 4.3.A e 4.3.B). Deu-se ênfase nos elementos menores e terras raras.

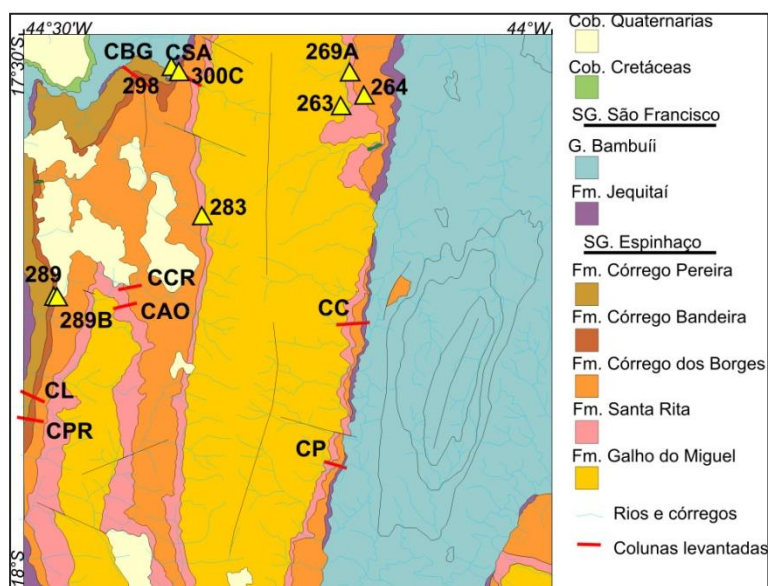


Figura 4.82: Mapa litológico simplificado 1:100.000 da Serra do Cabral com perfis levantados marcados em vermelho e amostras para litoquímica como triângulos amarelos.

As análises mostram que as amostras das formações Galho do Miguel, Córrego dos Borges e Córrego Pereira consistem de rochas muito enriquecidas em SiO_2 (92,9 a 98,2%) e conteúdos variáveis de Al_2O_3 (0,3 a 2,8%), K_2O (0,1 a 0,8%) e $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ (0,7 a 2,5%), evidenciando baixa contaminação argilosa (Tabela 4.1).

As amostras das formações Santa Rita e Córrego Bandeira mostram quantidades significativas de SiO_2 (68,7 a 80,5%), Al_2O_3 (8,7 a 17,4%), K_2O (4,8 a 5,0%) e MgO (0,9 a 1,6%), evidenciando a presença de argila e feldspatos potássicos (Tabela 4.1).

Comparadas ao padrão dos folhelhos norte-americanos (NASC), de forma geral, todas as amostras apresentam padrão similar a este. As rochas mais quartzíticas (arenosas) mostram maior depleção em elementos terras raras em relação às rochas pelíticas.

As amostras da Formação Galho do Miguel, normalizadas ao NASC, mostram um padrão ligeiramente diferente das demais, sendo mais depletadas em terras raras pesadas (Figura 4.83).

A litoquímica do Supergupo Espinhaço forneceu uma assinatura crustal para praticamente todas as amostras, estando próximas do padrão do folhelho norte americano (NASC) (Figura 4.83).

Em relação ao condrito as amostras mostram-se mais enriquecidas em todos os ETR's principalmente os leves (Figura 4.84).

		ELEMENTOS MAIORES													
Litotipo	Amostra	SiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ (T) [%]	MnO [%]	MgO [%]	CaO [%]	Na ₂ O [%]	K ₂ O [%]	TiO ₂ [%]	P ₂ O ₅ [%]	P.F. [%]	Total [%]		
Fm. GM - arenito	SCN 263	98.21	0.33	0.92	0.01	0.01	0.02	0.01	0.10	0.02	0.02	0.4	100.04		
Fm. Sta Rita - siltito	SCN 269A	73.15	13.21	5.09	<0.01	0.86	0.01	0.04	5.04	0.30	0.06	2.1	99.83		
Fm. Sta Rita - siltito	SCN 283	68.70	15.18	4.99	<0.01	1.57	0.01	0.03	4.82	0.69	0.11	3.7	99.83		
Fm. C Bo - arenito	SCN 264	97.22	1.42	0.70	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.42	0.07	0.04	0.1	100.00		
Fm. C Bo - arenito	SCN 289B	92.92	2.77	2.50	<0.01	0.16	0.01	0.01	0.79	0.11	0.02	0.7	99.98		
Fm. C Ba - siltito	SCN 289	69.19	17.36	1.67	<0.01	1.00	0.01	0.05	4.88	1.13	0.03	4.6	99.87		
Fm. C Ba - siltito	SCN 300C	80.51	8.67	2.86	0.02	0.95	0.01	0.06	4.79	0.35	0.03	1.6	99.87		
Fm. CP - arenito	SCN 298	96.96	1.02	1.02	<0.01	0.06	0.01	0.01	0.28	0.06	0.03	0.6	100.02		

Tabela 4.1: Dados de geoquímica de elementos maiores para amostras do Supergrupo Espinhaço coletadas na Serra do Cabral.

ELEMENTOS TERRAS RARAS														
Litotipo	Amostra	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Lu ppm
Fm. GM - arenito	SCN 263	4.9	14.7	1.28	5.2	1.02	0.18	0.72	0.07	0.32	0.06	0.16	0.04	0.04
Fm. Sta Rita - siltito	SCN 269A	59.7	116.5	13.91	50.5	8.57	1.78	7.63	1.14	6.52	1.21	3.34	0.49	0.47
Fm. Sta Rita - siltito	SCN 283	50.0	99.5	11.39	41.5	6.43	1.24	5.24	0.71	3.52	0.72	2.22	0.37	0.41
Fm. C Bo - arenito	SCN 264	37.9	93.3	9.01	31.2	4.90	0.87	2.97	0.34	1.54	0.19	0.53	0.09	0.09
Fm. C Bo - arenito	SCN 289B	12.6	30.8	2.50	8.3	1.41	0.36	1.78	0.28	1.52	0.33	0.99	0.15	0.15
Fm. C Ba - siltito	SCN 289	42.5	87.1	9.50	35.9	5.36	1.10	4.19	0.63	3.78	0.75	2.30	0.36	0.34
Fm. C Ba - siltito	SCN 300C	20.1	40.3	4.74	18.9	2.99	0.64	2.35	0.35	2.05	0.43	1.42	0.22	0.23
Fm. CP - arenito	SCN 298	8.1	15.6	1.99	7.5	1.14	0.23	1.07	0.16	0.89	0.21	0.57	0.10	0.10

Tabela 4.2: Dados de geoquímica de elementos terras raras para amostras do Supergrupo Espinhaço coletadas na Serra do Cabral.

ELEMENTOS IRAÇOS E SUB-IRAÇOS

		Sc	Be	V	Sr	Ba	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb
Litotipo	Amostra	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Fm. GM - arenito	SCN 263	<1	<1	12	6.1	8	<20	0.8	<20	4.9	<1	1.0	<0.5	<0.5	1.8
Fm. Sta Rita - siltito	SCN 269A	5	3	27	57.2	607	20,5261	3.0	<20	1.4	<1	13.7	<0.5	<0.5	118.9
Fm. Sta Rita - siltito	SCN 283	13	1	69	53.2	726	34,2101	5.2	<20	0.5	2	15.5	<0.5	<0.5	107.8
Fm. C Bo - arenito	SCN 264	<1	<1	12	24.8	70	<20	0.6	<20	2.4	<1	2.1	<0.5	<0.5	7.0
Fm. C Bo - arenito	SCN 289B	2	<1	18	6.8	151	13,684	1.4	<20	3.5	<1	4.1	<0.5	<0.5	23.9
Fm. C Ba - siltito	SCN 289	20	2	111	47.5	356	82,1042	4.0	21	0.5	1	21.3	<0.5	<0.5	134.9
Fm. C Ba - siltito	SCN 300C	5	<1	36	16.2	816	27,3681	4.3	<20	1.3	12	10.2	<0.5	<0.5	116.4
Fm. CP - arenito	SCN 298	1	<1	8	2.2	87	<20	0.9	<20	3.3	1	1.7	<0.5	<0.5	8.6

Tabela 4.3.A. Dados de geoquímica de elementos traços e sub-traços para amostras do Supergrupo Espinhaço coletadas na Serra do Cabral.

ELEMENTOS IRAÇOS E SUB-IRAÇOS

		Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Litotipo	Amostra	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Fm. GM - arenito	SCN 263	1.8	31.2	0.5	0.5	<0.1	<1	<0.1	<0.1	1.0	<0.1	<0.5	<0.1	0.7	<0.1	0.8	0.2
Fm. Sta Rita - siltito	SCN 269A	34.0	529.0	6.6	0.2	<0.1	1	0.1	2.0	13.8	0.7	0.7	<0.1	1.8	<0.1	11.9	2.0
Fm. Sta Rita - siltito	SCN 283	20.8	274.3	10.5	0.1	<0.1	2	0.1	2.7	7.6	0.8	1.8	<0.1	5.6	0.2	12.3	3.8
Fm. C Bo - arenito	SCN 264	5.0	109.3	1.5	0.3	<0.1	<1	<0.1	<0.1	2.8	0.2	<0.5	<0.1	0.4	<0.1	5.8	0.4
Fm. C Bo - arenito	SCN 289B	9.0	252.0	2.4	0.3	<0.1	<1	0.1	0.6	5.6	0.2	<0.5	<0.1	1.0	<0.1	4.1	0.6
Fm. C Ba - siltito	SCN 289	20.4	240.4	14.3	<0.1	<0.1	2	<0.1	5.2	6.9	1.2	1.3	<0.1	1.8	<0.1	12.2	1.4
Fm. C Ba - siltito	SCN 300C	12.9	229.0	6.5	<0.1	<0.1	1	<0.1	3.7	6.8	0.6	0.8	<0.1	2.8	<0.1	6.6	1.2
Fm. CP - arenito	SCN 298	6.3	115.0	1.0	0.3	<0.1	<1	0.1	0.2	2.8	0.1	<0.5	<0.1	1.2	<0.1	2.3	0.4

Tabela 4.3.B. Continuação dos dados de geoquímica de elementos traços e sub-traços para amostras do Supergrupo Espinhaço coletadas na Serra do Cabral.

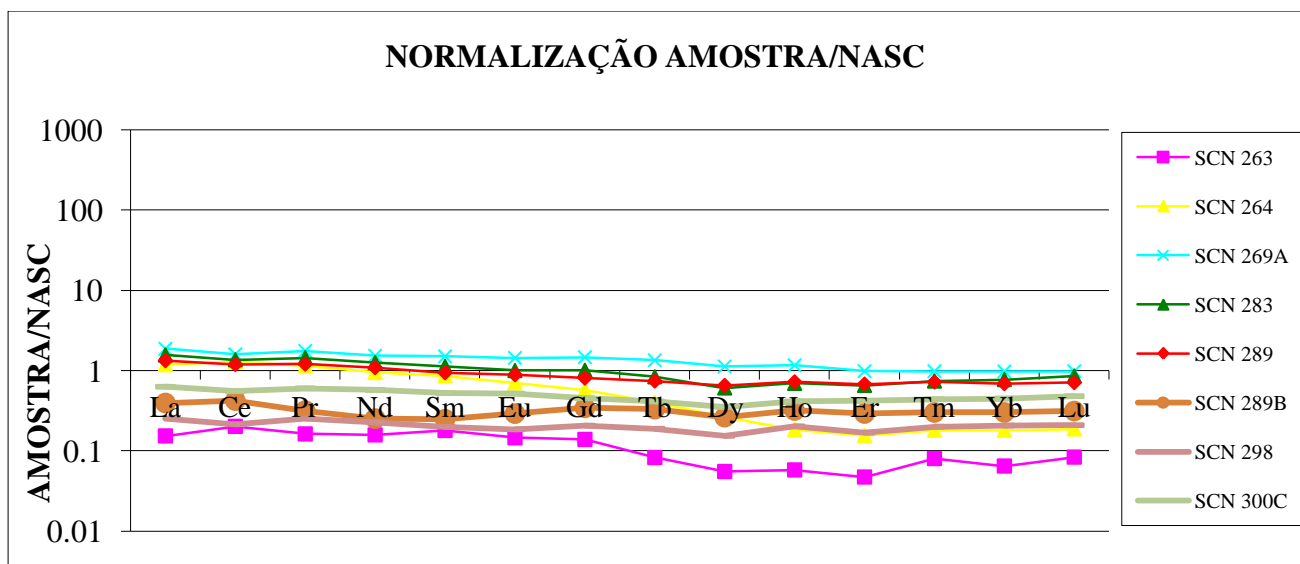


Figura 4.83: Distribuição dos elementos terras raras nas amostras analisadas. Legenda: SCN263 - Formação Galho do Miguel (arenito); SCN269A e SCN283 – Formação Santa Rita (siltitos); SCN264 e SCN289B – Formação Córrego dos Borges (arenitos); SCN289 e SCN300C – Formação Córrego Bandeira (siltitos) e SCN298 – Formação Córrego Pereira (siltito). Valores de normalização com base nos folhelhos norte-americanos (NASC, Haskin *et al.* 1966).

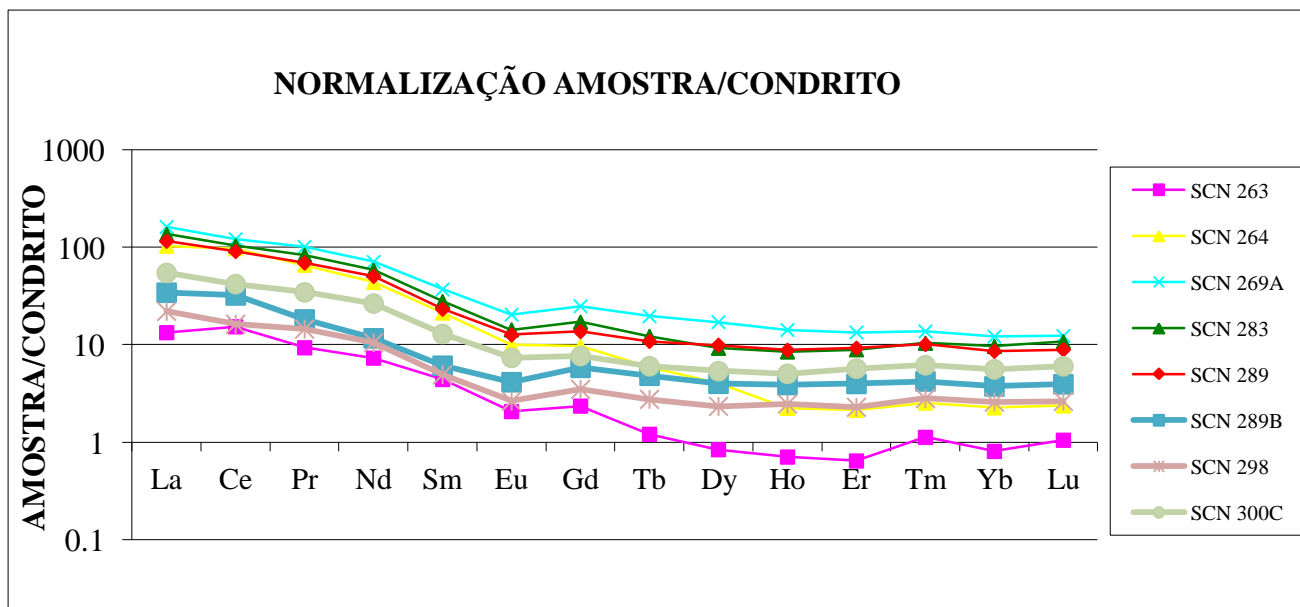


Figura 4.84: Distribuição dos terras raras nas amostras analisadas. Legenda: SCN263 - Fm. Galho do Miguel (arenito); SCN269A e SCN283 – Fm. Santa Rita (siltitos); SCN264 e SCN289B – Fm. Córrego dos Borges (arenitos); SCN289 e SCN300C – Fm. Córrego Bandeira (siltitos) e SCN298 – Fm. Córrego Pereira (arenito). Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen *et al.* 1978).

Comparando os dados de geoquímica para as rochas do Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral com os da crosta continental superior (CCS), de McLennan (2001 *in* Zimmerman & Bahlburg 2003) (Tabela 4.4), nota-se quantidades diminutas de quase todos os elementos nas amostras das formações Galho do Miguel, Córrego dos Borges e Córrego Pereira. Os elementos tório, escândio, zircônio e os elementos terras raras são particularmente úteis para análises de proveniência, devido a sua insolubilidade e imobilidade sob as condições de superfície (Zimmerman & Bahlburg 2003). As amostras analisadas apresentam baixos valores de Cromo, Níquel e Vanádio. Em quase todas as amostras, exceto para a amostra SCN263 e SCN298 das formações Galho do Miguel e Córrego

Pereira, respectivamente o Zircônio, elemento estável, apresenta valores acima dos padrões para a crosta continental superior.

A razão Th/Sc para as amostras em estudo estão acima dos valores padrões para a crosta continental superior, as amostras que não apresentam uma razão válida apresentam quantidades muito baixas de Sc, com exceção da amostra SCN289 (Formação Córrego Bandeira) (Tabela 4.4). As razões Zr/Th das amostras analisadas também se mostraram acima dos valores padrões para a crosta continental superior.

	CCS	SCN 263 - Fm. GM	SCN 269A - Fm. SR	SCN 283 - Fm. SR	SCN 264 - Fm. CBo	SCN 289B - Fm. CBo	SCN 289 - Fm. CBa	SCN 300C - Fm. CBa	SCN 298 - Fm. CP
SiO ₂	66	98.21	73.15	68.7	97.22	92.92	69.19	80.51	96.96
CaO	4.2	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	3.9	0.01	0.04	0.03	0.01	0.01	0.05	0.06	0.01
K ₂ O	3.4	0.1	5.04	4.82	0.42	0.79	4.88	4.79	0.28
Cr	83	<20	20.53	34.21	<20	13.68	82.1	27.37	<20
Ni	44	<20	<20	<20	<20	<20	21	<20	<20
Ta	1	<0.1	0.7	0.8	0.2	0.2	1.2	0.6	0.1
Nb	12	0.5	6.6	10.5	1.5	2.4	14.3	6.5	1
La	30	4.9	59.7	50	37.9	12.6	42.5	20.1	8.1
Nd	26	5.2	50.5	41.5	31.2	8.3	35.9	18.9	7.5
Sm	4.5	1.02	8.57	6.43	4.9	1.41	5.36	2.99	1.14
Yb	2.2	0.2	3.02	2.39	0.56	0.93	2.13	1.39	0.64
Zr	190	31.2	529	274.3	109.3	252	240.4	229	115
Th	10.7	0.8	11.9	12.3	5.8	4.1	12.2	6.6	2.3
Sc	14	<1	5	13	<1	2	20	5	1
Eu/Eu*	0.66	0.64	0.67	0.65	0.7	0.69	0.71	0.74	0.64
Sm/Nd	0.17	0.2	0.17	0.15	0.16	0.17	0.15	0.16	0.15
La/Sc	2.14	-	11.94	3.85	-	6.3	2.13	4.02	8.1
Zr/Sc	13.57	-	105.8	21.1	-	126	12.02	45.8	115
Th/Sc	0.76	-	2.38	0.95	-	2.05	0.61	1.32	2.3
La/Th	2.8	6.13	5.02	4.07	6.53	3.07	3.48	3.05	3.52
Th/U	3.82	4	5.95	3.24	14.5	6.83	8.71	5.5	5.75
Zr/Th	17.76	39	44.45	22.3	18.84	61.46	79.7	34.7	50
Cr/Th	7.76	-	1.72	2.78	-	3.34	6.73	4.15	-
Cr/V	0.78	-	0.76	0.5	-	0.76	0.74	0.76	-
Y/Ni	0.5	-	-	-	-	-	0.97	-	-

Tabela 4.4: Dados de elementos maiores e traços selecionados do Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral comparado aos elementos da crosta continental superior retirados de McLennan (2001 *in* Zimmerman & Bahlburg 2003). Legenda: CP – Formação Córrego Pereira, CBa – Formação Córrego Bandeira, CBo – Formação Córrego dos Borges, SR – Formação Santa Rita, e GM – Formação Galho do Miguel

4.4. Geocronologia

Neste item são analisados os dados geocronológicos cedidos pelo Projeto FUNDEP-PETROBRAS/2009 em forma de histogramas e diagramas *'all zircons'*. O mapa da Figura 4.85 mostra o posicionamento de cada amostra.

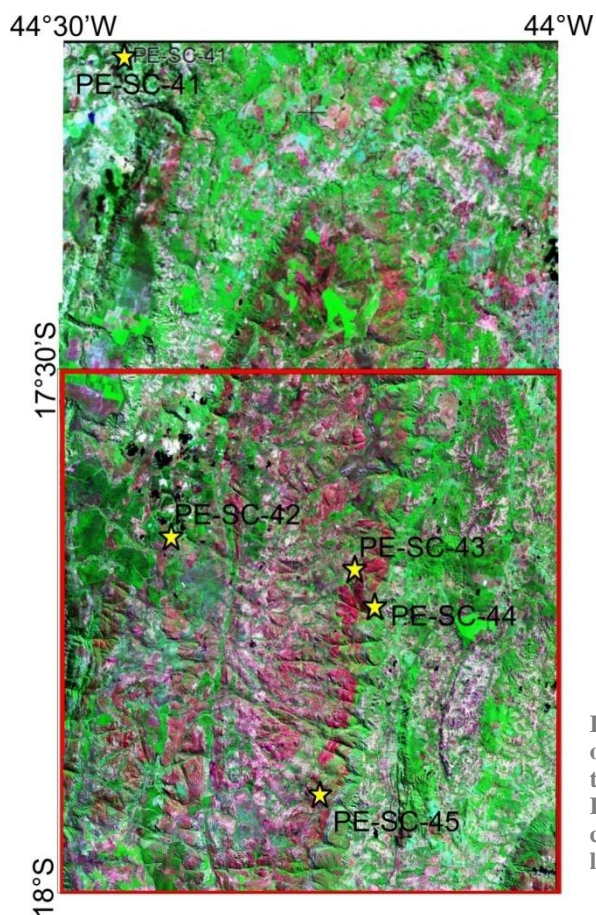


Figura 4.85: Imagem LANDSAT-TM com o posicionamento das amostras que tiveram dados cedidos pelo projeto FUNDEP-PETROBRAS/2009 marcadas como estrelas amarelas e em vermelho os limites da Folha Serra do Cabral.

Para a Formação Galho do Miguel foram analisadas duas amostras (PE-SC-43 e PE-SC-45), com padrões de idades ligeiramente diferentes. A amostra PE-SC-43, exibe 3 populações de zircões distintas: a) 1,5-1,7 Ga; b) 1,9-2,3 Ga; e c) 2,6-3,0 Ga. Com maioria no grupo intermediário e o zircão mais jovem tendo ~1,5 Ga (Figura 4.86).

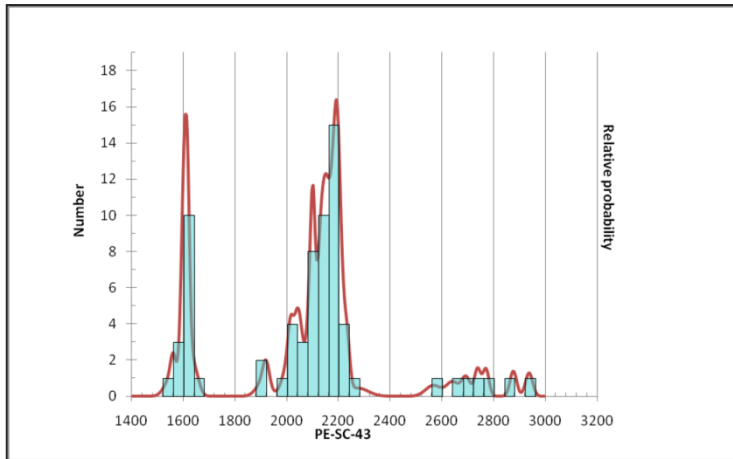


Figura 4.86: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Galho do Miguel para a amostra PE-SC-43.

Para a amostra PE-SC-45, nota-se uma maior dispersão das idades, com a maioria dos zircões dando idades entre 1.9-2.3 Ga e 2.5-2.9 Ga e o zircão mais jovem tendo por volta de 1,3 Ga (Figura 4.87).

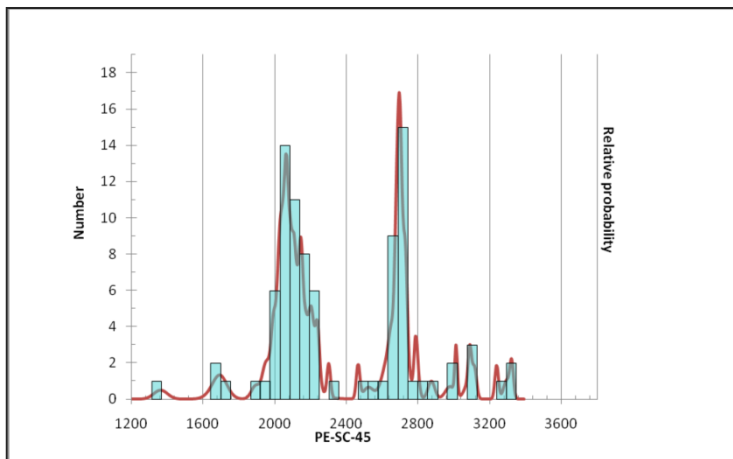


Figura 4.87: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Galho do Miguel para a amostra PE-SC-45.

Os dados geocronológicos contam com uma amostra da Formação Santa Rita, PE-SC-44, para esta amostra tem-se 4 populações distintas de zircões: a) 1,4-1,7 Ga; b) 2,0-2,3 Ga; c) 2,5-2,8; e d) 3,1-3,2 Ga. Com grande maioria no grupo “b” e o zircão mais jovem tendo aproximadamente 1,4 Ga (Figura 4.88).

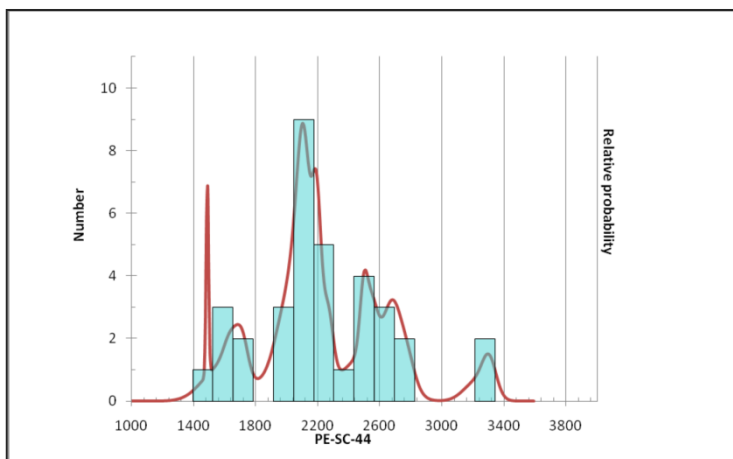


Figura 4.88: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Santa Rita para a amostra PE-SC-44.

A Formação Córrego dos Borges conta com a amostra PE-SC-42, que mostram uma grande dispersão das idades dos zircões detríticos, porém pode-se distinguir 4 grupos: a) 1,4-1,6 Ga; b) 1,7-1,8 Ga; c) 2,0-2,3 Ga; e d) 2,7-2,8 Ga. Com maioria no grupo “b” e zircão mais jovem tendo aproximadamente ~1,4 Ga (Figura 4.89).

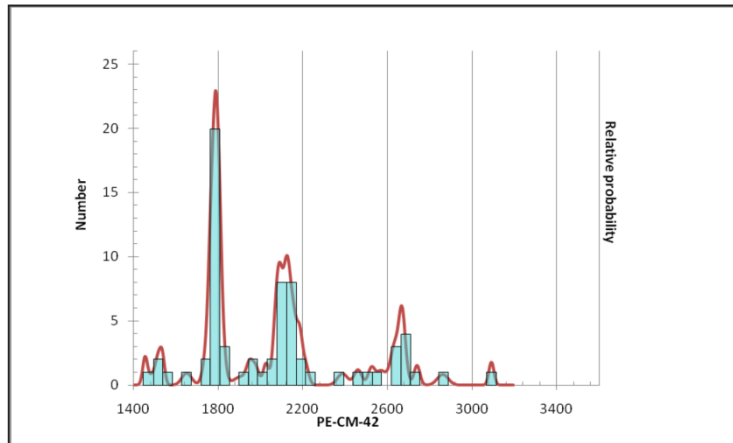


Figura 4.89: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Córrego dos Borges para a amostra PE-SC-42.

Para a amostra da Formação Jequitai os dados geocronológicos mostram uma grande dispersão das idades dos zircões detríticos, onde nota-se o aparecimento de novas populações de zircões, uma entre 0,9–1,0 Ga e outra em 1,2-1,3 Ga. Analisando o histograma pode-se distinguir 4 populações de zircões: a) 0,9-1,0 Ga; b) 1,2-1,6 Ga; e c) 1,8-2,3 Ga. Com maioria no grupo “c” e zircão mais jovem tendo aproximadamente ~0,9 Ga (Figura 4.90).

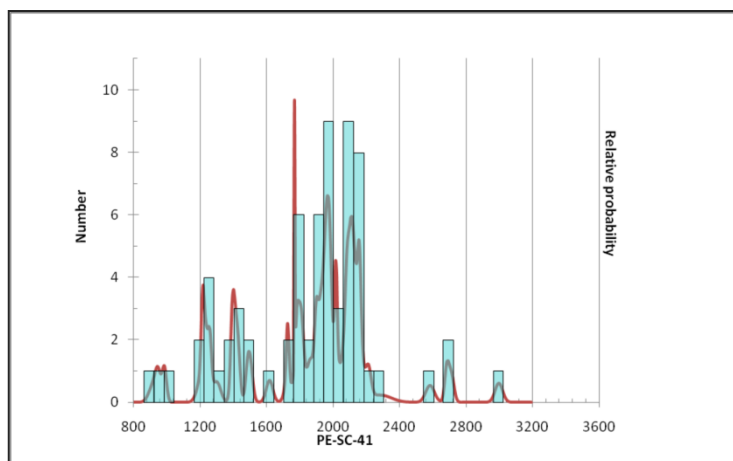


Figura 4.90: Histograma das idades dos zircões detríticos da Formação Jequitai para a amostra PE-SC-41.

O conjunto de informações agrupadas nesta dissertação foi avaliado buscando-se interpretações sobre os ambientes sedimentares, os regimes tectônicos e as áreas fonte dos sedimentos. Uma síntese de parte dos dados coletados é apresentada na figura 5.1.

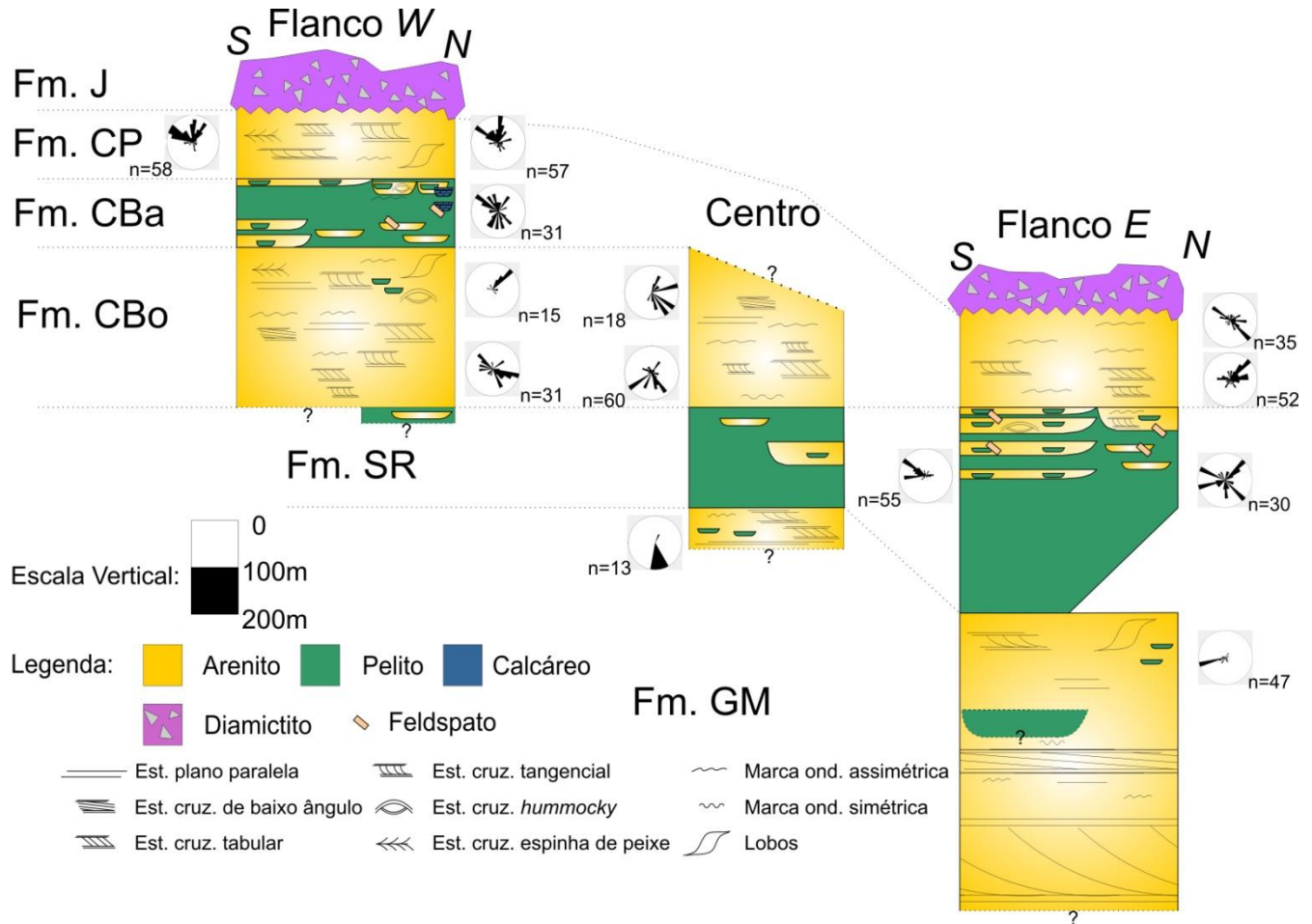


Figura 5.1: Carta estratigráfica esquemática com as formações do Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral. Unidades: Fm. J – Formação Jequitai, Fm. CP – Formação Córrego Pereira, Fm. CBa – Formação Córrego Bandeira, Fm. CBo – Formação Córrego dos Borges, Fm. SR – Formação Santa Rita, e Fm. GM – Formação Galho do Miguel.

AMBIENTES SEDIMENTARES:

A Formação Galho do Miguel apresenta em sua porção basal arenitos monótonos de alta maturidade, com estratificações cruzadas de grande porte ($set > 2m$) indicando um ambiente eólico. Na porção de topo prevalecem as estratificações plano paralelas, com presença de estratificações cruzadas de baixo ângulo, marcas onduladas simétricas, lobos lenticulares a sigmoidais e fácies pelíticas e conglomeráticas, caracterizando um ambiente litorâneo a marinho raso de alta energia afetado por ondas. As fácies conglomeráticas ocorrentes principalmente na Coluna Anticlinal Ocidental estão associadas à estratificações cruzadas tangenciais e são seguidas por arenitos com estratos pelíticos, indicando um possível canal subaquático vindo de norte para esta região. Os lobos

sigmoidais a lenticulares seguidos por lâminas pelíticas identificados no Córrego Cachoeirinha, sugerem um desnível nesta porção da bacia e progradação da linha de costa de *E* para *W*.

Para a Formação Santa Rita têm-se uma sedimentação fina, com predomínio de laminações e estratificações plano paralelas. Ocorrem localmente marcas onduladas assimétricas e simétricas, estratificações *hummockys* e *swalley*, sugerindo um ambiente marinho plataformar abaixo do nível das ondas normais e, parcialmente, acima do nível das ondas de tempestades. Na região da Coluna do Córrego das Piabas ocorrem fácies arenosas com estratificações *hummocky* e *swalley*, indicando influência de ondas de tempestades. Na coluna do Córrego Cachoeirinha foram descritos sedimentos mais grossos para o topo desta unidade, evidenciando porções mais rasas da bacia. Mais a *W*, na região da Coluna do Córrego Anticlinal Ocidental, esta unidade se mostra mais rica em pelitos e com raras estruturas sedimentares indicando porções mais profundas e calmas da bacia.

A Formação Córrego dos Borges apresenta arenitos médios ricos em estruturas primárias, predominando as marcas onduladas assimétricas, estratificações plano paralelas e cruzadas tangenciais, tabulares e de baixo ângulo. De forma esporádica ocorrem *tidal bundles*, superfícies de reativação, marcas onduladas lunatas, estratificações cruzada espinha de peixe e lobos sigmoidais a lenticulares. Estas estruturas são indicativas de ambiente marinho raso a litorâneo afetados por ondas e marés.

A Coluna do Córrego Santo Antônio abrangeu uma porção rica em *tidal bundles*, indicando o predomínio da ação de maré para esta região.

A Coluna do Córrego Corrente (porção central da serra) abordou na porção superior desta unidade arenitos ricos em estratificações plano paralelas e cruzadas de baixo ângulo, indicando um ambiente mais raso e de alta energia.

Para a Formação Córrego Bandeira os sedimentos finos com presença de carbonatos e feldspatos, associados a estratificações e laminações plano paralelas, com presença local de estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte, *hummockys*, marcas onduladas assimétricas e acamamentos ondulados, indicam ambiente marinho plataformar abaixo da linha de ondas normais e, parcialmente, acima do nível das ondas de tempestade, com plataformas carbonáticas locais e predomínio de baixa energia do sistema. A presença comum de lentes arenosas em meio aos pelitos indica pulsos esporádicos de maior energia com entrada de sedimentos mais grossos no sistema.

Na região da Coluna do Córrego Prisão predominam as rochas pelíticas pobres em estruturas sedimentares indicando baixa energia do sistema e maiores profundidades da lâmina d'água.

As massas de material fino observadas nas lâminas desta unidade (CSA036, CSA090, CPR470, CPR522), por vezes, com resquícios de um mineral esverdeado ou amarronzado (Figura 4.70) são comparáveis a glauconitas identificadas por Costa Neto (2006) nos ritmitos do Grupo Paranoá (Faixa

Brasília). Este autor descreve a substituição de glauconita por ilita, processo este que explicaria tais massas de material fino descritas. Assumindo a presença deste mineral e uma origem alóctone, pela ocorrência seletiva e as características semelhantes a dos grãos sedimentares associados (Amorosi 1996), pode-se pressupor baixas taxas de sedimentação em condições redutoras fracas para esta unidade (Pettijohn *et al.* 1972; Giresse *et al.* 2004 *in* Costa Neto 2006).

A Formação Córrego Pereira apresenta arenitos finos e maduros texturalmente, com estratificações plano paralelas e cruzadas tangenciais e tabulares de pequeno a médio porte, e, localmente, acamamentos ondulados e estruturas bidirecionais, indicando um ambiente marinho raso a litorâneo afetado por ondas e marés. Esta unidade apresenta maior homogeneidade de fácies.

PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

A) Formação Galho do Miguel

Os dados de petrografia, associados à catodoluminescência da Formação Galho do Miguel, mostrando presença de sedimentos composicionalmente maduros (quantidades de quartzo acima de 90%) e de alto arredondamento, com até mais de três classes granulométricas, sugerindo a atuação de diferentes fontes associada à retrabalhamento dos sedimentos na bacia.

As técnicas citadas contribuíram ainda com a identificação de grãos de quartzo de pelo menos cinco tipos para esta unidade: i) sedimentar (nódulos policristalino com contatos pontuais a côncavo convexos); ii) plutônico granítico (CL verde mudando para azul rapidamente); iii) vulcânico (CL vermelha violeta ou azul, por vezes zonados ou com bordas corroídas); iv) metamórfico de médio a baixo grau (CL marrom fraca ou azul, com presença de inclusões carbonáticas, ou pela presença de nódulos policristalinos de quartzo, com subgrãos mostrando contatos suturados a poligonais); e v) metamórfico de alto grau (presença de lamelas de deformação).

Ainda com ajuda da catodoluminescência foi identificada percolação de fluidos radioativos em amostra da porção *SE* da área sugerindo proximidade do embasamento granítico.

Fragmentos líticos são os melhores indicadores dos tipos de rochas fonte (Pettijohn *et al.* 1972). Para a Formação Galho do Miguel foram identificadas massas de material muito fino (fração argila a silte fino) compostas por quartzo, filossilicatos e opacos. Tais massas podem ser entendidas como fragmentos líticos alterados e compactados de rochas sedimentares finas ou vulcânicas.

Normalizações ao condrito e a composição do folhelho norte americano (*NASC*) suportam uma maior maturidade e retrabalhamento dos sedimentos para esta unidade, evidenciados por um maior enriquecimento em elementos terras raras leves (*ETRL*), em relação aos pesados (*ETRP*), e pela alta razão *Zr/Th* (zircônio elemento estável e tório elemento instável), comparado ao padrão da crosta continental superior (*CCS*) (Zimmerman & Bahlburg 2003). Mesmo com esta alta razão a amostra

apresenta baixas concentrações de zircão o que pode ser relacionado a efeito de dissolução pelo quartzo, evidenciado pela alta concentração de SiO₂ nesta unidade.

Os dados geocronológicos das duas amostras analisadas mostram diferentes populações para cada amostra, evidenciando a atuação de diferentes fontes em diferentes porções da bacia. Tais dados indicam, à norte (PE-SC-45), contribuições marcantes de fontes meso (1.6Ga) e paleoproterozóicas (2.0-2.2Ga), e contribuições menores arqueanas. Já a sul (PE-SC-43) predominam as fontes neoarqueanas (2.7Ga) e paleoproterozóicas (2.0-2.3Ga), com contribuições menores de fontes mesoproterozóicas, paleo e mesoarqueanas. Ressalta-se a presença do zircão mais jovem de todas as amostras analisadas, com aproximadamente 1.3Ga, balizando a idade máxima de deposição das unidades do Supergrupo Espinhaço em estudo.

As paleocorrentes da Formação Galho do Miguel exibem diferenças entre a porção basal e a porção de topo, esta diferença pode ser atribuída a um basculamento da bacia durante a transgressão ocorrida, passando de um paleodeclive para *S* para um paleodeclive para *WSW*. As marcas onduladas simétricas medidas sugerem uma linha de costa aproximadamente *N-S*, os lobos lenticulares a sigmoidais observados na coluna do Córrego Cachoeirinha mostram aporte de sedimentos para *WSW* nesta região.

Associando os dados de geocronologia e paleocorrentes pode-se supor a existência de blocos altos do embasamento (paleoproterozóico e arqueano) e exposição de fontes relacionadas ao vulcanismo calimiano (1.57Ga) a *NE*, durante a deposição da porção de topo, marinha, da Formação Galho do Miguel.

Os níveis conglomeráticos de topo ocorrentes na região centro-oeste da área de estudo (CAO) com paleocorrentes para *S* indicam aporte de sedimentos mais proximal de *N* nesta porção.

B) Formação Santa Rita

Os sedimentos da Formação Santa Rita, finos e textural e composicionalmente mal selecionados, com presença comum de feldspatos potássicos angulosos, indicam a atuação de uma fonte granítica de alto potássio proximal. Tendo menor granulometria e maior alteração dos feldspatos na porção *SE* e a não ocorrência destes na porção *W*, supõe-se que tais fontes estariam a *NE*.

Através de petrografia e catodoluminescência (CL) identificou-se ainda grãos de quartzo de fontes variadas: i) sedimentar (quartzo policristalino com contatos pontuais a côncavo convexos); ii) plutônico ou metamórfico de alto grau (CL azul fraca); iii) vulcânico (CL vermelha violeta ou azul ou com formato estreito pontiagudo); e iv) metamórfico de médio a baixo grau (nódulos policristalinos de quartzo com subgrãos mostrando contatos suturados a poligonais ou CL marrom fraca ou azul, por vezes com presença de inclusões carbonáticas).

Massas de material fino (quartzo, filossilicatos e opacos, por vezes contendo grãos de feldspato, identificados por sua CL) ocorrem em algumas amostras, sendo entendidas como fragmentos líticos alterados e compactados de rochas sedimentares ou vulcânicas.

A geoquímica desta unidade caracteriza-a como sendo composta por sedimentos tipicamente crustais, muito próximos ao padrão do NASC. Em relação ao padrão para a crosta continental superior (CCS) tem-se evidências de alto retrabalhamento, dado pelas razões Zr/Sc e Zr/Th, e influência maior de fontes félsicas em relação as máficas, dado pela razão Th/Sc (tório enriquecido em rochas félsicas e escândio comum em rochas máficas). A razão Cr/Th (cromo é típico de rochas máficas) indica baixa influência de rochas máficas (McLennan *et al.* 1990 in Zimmerman & Bahlburg 2003).

A geocronologia aponta contribuição principal de fontes paleoproterozóicas (2.1-2.2Ga) e fontes secundárias mesoproterozóicas (1.5Ga) e neoarqueanas (2.5-2.7Ga).

As paleocorrentes indicam transporte de detritos de leste para oeste, na porção sul do flanco leste da serra, no restante da área há uma grande dispersão das paleocorrentes.

A variação de fácies mostra um aprofundamento da lâmina d'água para oeste, devido à presença das fácies mais arenosas e mais ricas em estruturas a leste.

C) Formação Córrego dos Borges

A Formação Córrego dos Borges possui sedimentos composicionalmente maduros, arredondados de alta esfericidade, mas mal selecionados (contendo várias classes granulométricas), indicando uma inversão textural, causada pela contribuição de diferentes fontes com retrabalhamento dos sedimentos na bacia de sedimentação, similar aquela sugerida para a Formação Galho do Miguel.

Por petrografia e catodoluminescência identificou-se grãos de quartzo de variadas fontes: i) sedimentar (quartzo policristalino com contatos pontuais a côncavo convexos); ii) plutônico (CL azul fraca, por vezes com inclusões radioativas); iii) vulcânico (CL vermelha violeta ou azul, por vezes com bordas corroídas); iv) metamórfico de médio a baixo grau (nódulos policristalinos de quartzo com subgrãos mostrando contatos suturados a poligonais ou CL marrom fraca ou azul, por vezes com presença de inclusões carbonáticas); e v) metamórfico de alto grau (presença de lamelas de deformação).

Como na Formação Galho do Miguel a Formação Córrego dos Borges também apresenta percolação de fluidos radioativos em amostra da porção *SE* da área indicando proximidade do embasamento.

Massas de material fino (quartzo, filossilicatos e opacos, por vezes contendo grãos de feldspato, identificados por sua CL) ocorrem em algumas amostras, sendo entendidas como fragmentos líticos alterados e compactados de rochas sedimentares ou vulcânicas. Na porção *SE* da área foram

identificados dois grãos de feldspato potássico arredondados muito alterados junto ao contato com a Formação Santa Rita, indicando retrabalhamento destes feldspatos.

A ocorrência de brechas intraformacionais na porção *SW* da área indica um desnível mais pronunciado naquela região.

A geoquímica desta unidade caracteriza sedimentos tipicamente crustais muito próximos ao padrão do *NASC*. Em relação ao condrito as amostras se mostram enriquecidas em todos os elementos terras raras (ETR's) com um enriquecimento maior nos ETR leves em relação aos pesados indicando maturidade e reciclagem de sedimentos. Já as razões *Zr/Th* evidenciam sedimentos com menor retrabalhamento a *NE* e maior a *W*.

A geocronologia desta unidade apontou contribuição de fontes paleoproterozóicas (1.8Ga) e fontes secundárias paleoproterozóicas (2.1Ga) e neoarqueanas (2.7Ga). Nota-se que há a entrada de zircões paleoproterozóicos (1.8Ga) nesta unidade que não ocorreram nas unidades anteriores, apontando a exposição de uma nova fonte ou de um horizonte de uma fonte já atuante, que pode ser relacionada ao vulcanismo Paleoproterozóico que marcou a abertura da Bacia Espinhaço I.

As paleocorrentes desta unidade registram três direções de transporte sedimentar, para *NE*, *NW* e *SE*. Analisando as estruturas bidirecionais e as fácies sedimentares têm-se evidências de linha de costa *NE-SW*, com paleodeclive para *NW* e retrabalhamento destes sedimentos por corrente oceânica paralela à linha de costa.

D) Formação Córrego Bandeira

A Formação Córrego Bandeira apresenta sedimentos finos textural e composicionalmente mal selecionados, com variados litotipos (siltitos, arenitos, arcóseos, margas e calcáreos) evidenciando uma gama de fontes e de ambientes. Como na Formação Santa Rita na porção norte desta unidade também são comuns os feldspatos potássicos angulosos, indicando fontes graníticas de alto potássio proximais. Os grãos de minerais pesados mostrando grande presença de elementos terras raras, por espectro de CL (Figura 4.73 e 4.74), da amostra CPR342, porção *SW* da área, foram interpretados como monazitas também indicando a atuação de fontes graníticas. Na porção *N* ocorrem calcilutitos e margas, evidenciando uma região sob incidência de raios solares, mais rasa da bacia.

Nesta unidade foram identificados por petrografia e CL grãos de quartzo de origem: i) sedimentar (quartzo policristalino com contatos pontuais a côncavo convexos); ii) plutônico ou metamórfico de alto grau (CL azul fraca); iii) vulcânico (CL vermelha violeta ou azul ou com formato estreito pontiagudo); e iv) metamórfico de médio a baixo grau (nódulos policristalinos de quartzo com subgrãos mostrando contatos suturados a poligonais ou CL marrom fraca ou azul).

Nota-se a ocorrência de fluidos radioativos (com alos amarelados de CL) na porção *N* da área indicando uma proximidade do embasamento nesta região.

Massas de material fino a médio (quartzo, filossilicatos e opacos) ocorrem em algumas amostras, sendo entendidas como fragmentos líticos alterados e compactados de rochas sedimentares ou vulcânicas.

A presença de zircões de catodoluminescências diferentes aponta para atuação de fonte mista ou de pelo menos duas fontes diferentes (Figura 4.76).

A geoquímica desta unidade caracteriza sedimentos tipicamente crustais muito próximos ao padrão do *NASC*. Em relação ao padrão para a crosta continental superior (CCS) tem-se evidências de alto retrabalhamento, dado pela razão Zr/Th , e influências variadas de fontes félsicas em relação às máficas, dado pela razão Th/Sc (tório enriquecido em rochas félsicas e escândio comum em rochas máficas). A razão Cr/Th da amostra coletada na porção *W* (amostra 289) caracterizou maior influência de rochas máficas enquanto a razão para a amostra de *NW* mostrou maior influência de rochas félsicas.

As paleocorrentes desta unidade indicam transporte sedimentar disperso com um ligeiro destaque para a direção *NW*. A variação de fácies mostra um aprofundamento da lâmina d'água para *SW* com a presença de fácies mais arenosas e carbonáticas na parte *N* e das fácies menos arenosas, a *SW*.

E) Formação Córrego Pereira

Os sedimentos composicionalmente bem selecionados e de alto arredondamento, esfericidade e seleção indicam grande transporte e retrabalhamento para os sedimentos da Formação Córrego Pereira.

A petrografia associada à catodoluminescência (CL) auxiliou na identificação de grãos de quartzo de diversas origens para esta formação: i) sedimentar (quartzo policristalino com contatos pontuais a côncavo convexos); ii) plutônico granítico (CL verde mudando para azul rapidamente); iii) vulcânico (CL vermelha violeta ou azul, por vezes com bordas corroídas); e iv) metamórfico de médio a baixo grau (CL marrom fraca ou azul com presença de inclusões carbonáticas ou pela presença nódulos policristalinos de quartzo com subgrãos mostrando contatos suturados a poligonais).

Como na Formação Córrego Bandeira, nesta unidade também há a presença de fluidos radioativos (com halos amarelados de CL) na porção *N* da área indicando proximidade do embasamento na região.

Nota-se grande presença de grãos de quartzo com catodoluminescência (CL) verde passando a azul, o que pode significar um soerguimento ou exposição da mesma fonte de sedimentos para a Formação Galho do Miguel (onde haviam alguns grãos de quartzo de mesma característica).

A geoquímica mostra um padrão similar ao do condrito, com depleção em todos os elementos terras raras, o que se deve a um efeito de dissolução pelo quartzo dada porcentagem elevada deste

mineral. As razões Zr/Th e Zr/Sc são muito elevadas, comparadas ao padrão para a CCS, indicando alta reciclagem deste material, a razão Th/Sc indica alta proveniência de rochas félsicas em relação as máficas.

As paleocorrentes desta unidade indicam fluxo de detritos para *NW* e *N*, como nas unidades anteriores apontando fontes a *SE*.

MODELO DE EVOLUÇÃO

Os sedimentos estudados são de difícil entendimento dada à complexidade (*e.g.* paleocorrentes dispersas, proveniências variadas, etc.) e atipicidade de parte deles (*e.g.* alta concentração de feldspatos potássicos angulosos em sequencias pelíticas transgressivas plataformais).

Uma avaliação geral da bacia será feita buscando-se estabelecer alguns padrões a fim de se fazer um modelo de evolução coerente.

Tendo a sequencia de rochas estudadas como pertencentes a uma bacia intracratônica rifte-*sag* (Chemale Junior *et al.* 2011), ter-se-ia para a porção superior da Formação Galho do Miguel e para o Grupo Conselheiro Mata um mar interior raso, sem grandes desníveis e com comunicação significativa com o oceano. Tais características são evidenciadas pela ausência de camadas significativas de ruditos e turbiditos, e pela influência de ondas, marés e correntes, indicadas pelo conunto de estruturas primárias, principalmente nos litotipos arenosos. A ausência de ruditos, as mudanças de paleocorrentes, a presença de feldspatos frescos, associados a algumas camadas, e a ocorrência de fluidos radioativos, sugerem movimentações suaves da bacia com exposição de blocos do embasamento e a presença deste embasamento a baixas profundidades.

A ausência de desníveis marcantes implica em um posicionamento da Serra do Cabral em uma porção central da bacia, longe das regiões onde se desenvolvem as falhas, ou mesmo a ausência de falhamentos de borda e/ou centrais nesta bacia.

Em relação à área fonte dos sedimentos, a presença de feldspatos frescos e angulosos associada à presença de argilas sem catodoluminescência, provavelmente ilitas, indica exposição de rochas frescas e baixa taxa de intemperismo químico, ou seja, clima temperado a árido.

A ocorrência de feldspatos quase que exclusivamente nas fácies finas, formações Santa Rita e Córrego Bandeira, pode ser explicada pela exposição de áreas fonte compostas por rochas graníticas durante a deposição destas unidades ou pela eliminação dos feldspatos das demais unidades, devido ao transporte (saltação, rolamento e arrasto) e/ou ao retrabalhamento destes nos ambientes de deposição mais rasos e de maior energia da bacia, por ondas e marés. Esta ultima hipótese é corroborada pela presença de feldspatos alterados na Formação Córrego dos Borges, junto ao contato com a Formação Santa Rita.

Os espectros da catodoluminescência dos feldspatos das formações Santa Rita e Córrego Bandeira sugerem proveniência de mesma fonte ou de fontes similares.

Ressalta-se que as exposições de blocos do embasamento sugeridas se deram por soerguimentos relativos, dado que as principais exposições de áreas fonte ocorreriam durante transgressões.

Os dados geocronológicos da Formação Jequitáí, contendo todos os conjuntos de zircões descritos para as unidades do Supergrupo Espinhaço, evidenciam um retrabalhamento destas unidades durante a deposição da Formação Jequitáí.

Considerando as avaliações feitas acima, um modelo geodinâmico tentativo para se explicar a evolução tectono estratigráfica da Bacia Espinhaço na Serra do Cabral é delineado a seguir.

Na região de estudo a bacia tem início com a deposição da porção basal da Formação Galho do Miguel num ambiente eólico com direção principal dos ventos para *S* e *SE* (Figura 5.2). Movimentos tectônicos provocam basculamento de blocos e transgressão marinha na bacia, formando um mar interior raso. Neste contexto um ambiente marinho raso litorâneo se forma depositando os sedimentos da porção superior da Formação Galho do Miguel.

O basculamento da bacia provoca mudança na direção de transporte dos sedimentos que passam a ser para *S* e *WSW*, provindos de fontes sedimentares variadas (Figura 5.3).

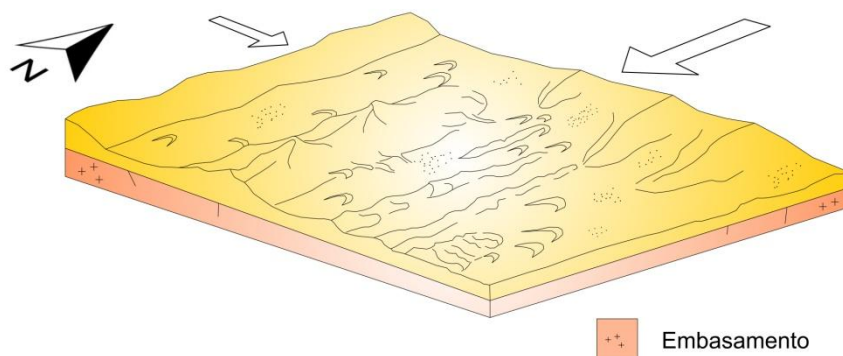


Figura 5.2: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição de fácies eólica na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.

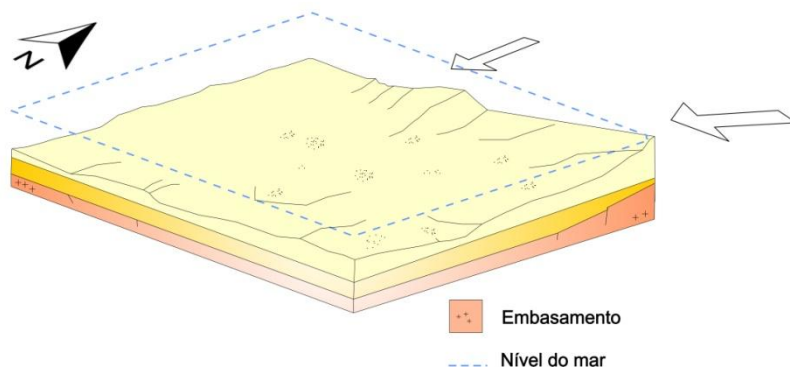


Figura 5.3: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição de fácies marinha, na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.

Contínuo aprofundamento da lâmina d'água dá início à deposição dos sedimentos da Formação Santa Rita. Ambiente marinho abaixo da influência das ondas normais passam a predominar. Tal

aprofundamento seria acompanhado de basculamento da bacia, com exposição do embasamento granítico de alto potássio proximal a *NE*. Não foi registrada a entrada de novos zircões nesta unidade, assim supõe-se que a fonte dos feldspatos potássicos seria um bloco já exposto atuante durante a deposição da Formação Galho do Miguel ou um bloco de mesma idade, soerguido e expondo porções não intemperizadas. Os grãos de quartzo de diferentes proveniências caracterizam outras fontes mistas fornecendo sedimentos para a bacia. As porções mais a *E* da serra estariam mais rasas sujeitas à ação das ondas de tempestades (Figura 5.4).

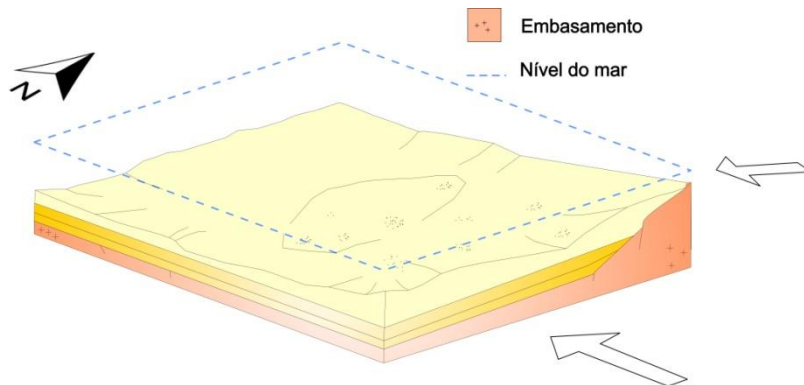


Figura 5.4: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição da Formação Santa Rita na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.

Uma regressão daria início à deposição da Formação Córrego dos Borges em um ambiente marinho raso a litorâneo de alta energia com linha de costa *NE-SW* e experimentaram a ação de ondas, marés, correntes oceânicas e localmente tempestades (porção *N* da serra). Os sedimentos desta unidade proviriam de *SE* sendo retrabalhados por ondas e marés obliquas a linha de costa e por correntes oceânicas paralelas. Um desnível mais pronunciado local formaria às brechas intraformacionais da porção *SW* da serra (Figura 5.5).

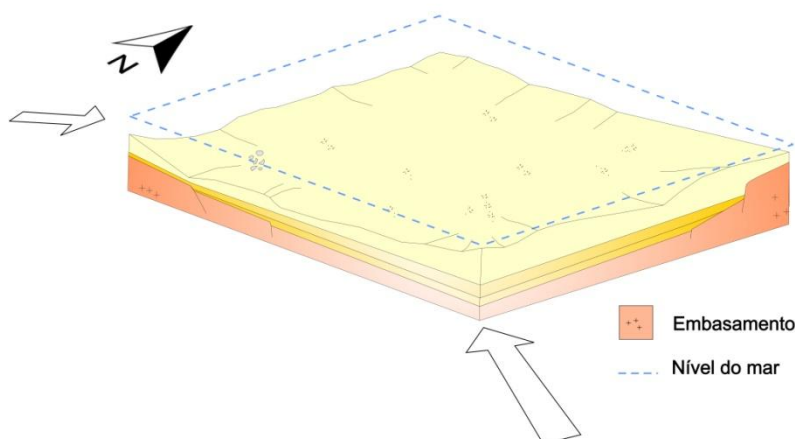


Figura 5.5: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição da Formação Córrego dos Borges na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.

Nova transgressão com aprofundamento da lâmina d'água abaixo da influência das ondas de bom tempo daria início a deposição dos sedimentos da Formação Córrego Bandeira.

Esta unidade seria depositada em um ambiente marinho plataformal de baixa energia, localmente com porções mais rasas (sujeitas à ação de ondas de tempestades) com pulsos de sedimentos mais grossos a *N*.

A porção norte da área de estudo estaria sujeita a climas áridos e contaria com contribuições do embasamento granítico fornecendo monazitas para a bacia. Uma plataforma carbonática proximal sendo retrabalhada fornecendo sedimentos carbonáticos também estaria presente nesta porção (Figura 5.6).

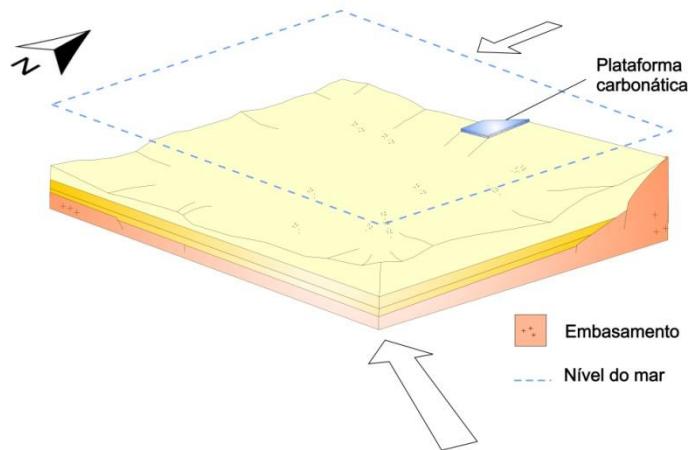


Figura 5.6: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição da Formação Córrego Bandeira na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.

Nova regressão torna a bacia mais rasa iniciando a deposição dos arenitos da Formação Córrego Pereira em um ambiente marinho raso a litorâneo, com fluxo de sedimentos para NW e N, e um alto local a N (Figura 5.7).

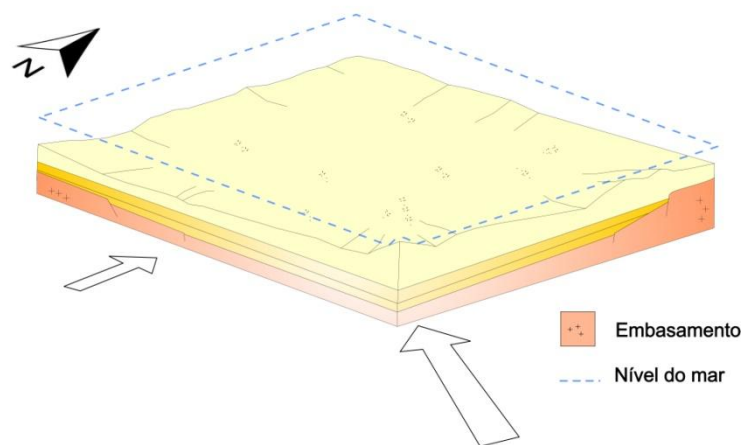


Figura 5.7: Bloco diagrama esquemático ilustrando a deposição da Formação Córrego Pereira na região da Serra do Cabral. Setas indicam os principais sentidos de fluxo de sedimentos.

Novo episódio de rifteamento toma lugar durante o neoproterozóico com a entrada de um enxame de diques básicos (Suíte Pedro Lessa), associado a sedimentos glaciais depositados, discordantemente, sobre as unidades do Supergrupo Espinhaço. Sedimentos marinhos terrígenos e carbonáticos sucedem os depósitos glaciais sendo seguidos por um evento orogênico que inverte a bacia estruturando a Serra do Cabral em um grande braquianticlinal.

Analisando dados de trabalhos anteriores pode-se fazer as seguintes ponderações em relação ao modelo proposto.

Segundo Chemale Junior *et al.* (2011) o Supergrupo Espinhaço Meridional é formado por duas grandes sucessões sedimentares, sendo a primeiro um rifte intracontinental estateriano, e o segundo, uma bacia intracratônica, cujo processo inicial ocorreu por implantação de um rifte.

As unidades aflorantes na Serra do Cabral fariam parte do segundo ciclo, sem a presença da sequencia rifte (Formação Sopa Brumadinho), não identificada na região de estudo.

A composição geral dos sedimentos arenosos analisados é de areias quartzosas, ricas em quartzo total e com altas razões quartzo monocristalino/quartzo policristalino e feldspato potássico/plagioclásio, ou areias quartzo-feldspáticas, pobres em quartzo policristalino e fragmentos líticos. Tais composições, segundo Dickinson (1985 *in* Remus *et al.* 2008), sugerem proveniências de cráton estável e embasamento soerguido, respectivamente.

O mapa de anomalias gravimétricas de Molina *et al.* (2001 *in* Alkmim & Martins-Neto 2001) posiciona a Serra do Cabral no centro de um baixo estrutural de direção *NW-SE*, com uma protuberância a *SW* da Serra do Cabral.

Os dados deste trabalho corroboram com tal geometria do embasamento, colocando altos estruturais a *NE* e *SW* da bacia. Evidenciando que os altos de Sete Lagoas e Pirapora já deveriam estar ativos nesta época formando as bordas da calha de deposição do Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral com paleodeclive para *NW*.

A compartimentação do embasamento da bacia favorece a idéia de basculamento de blocos e mudanças de fluxos sedimentares na bacia.

Linhas sísmicas passando a *NW* (interior do Baixo de Pirapora) e *S* da área de estudo são analisadas por Hercos *et al.* (2008) e Reis (2011), respectivamente. Os primeiros sugerem para a área a *NW* da serra (interior ao Baixo de Pirapora) uma compartimentação do embasamento em *horsts* e *grabens*, com a deposição do Supergrupo Espinhaço preenchendo *grabens* e *hemigrabens* e a existência de um alto estrutural (Alto do Boqueirão) junto ao flanco *W* da Serra da Água Fria. O segundo caracteriza o embasamento na porção *S* da serra em perfil suave com caimento constante para *E*.

A linha sísmica na parte sul da Serra do Cabral, mostrando paleodeclive para *E*, corrobora com os dados de paleocorrentes de Walde (1978) e Espinoza (1996) para o Supergrupo Espinhaço e contradiz a maior parte dos dados de paleocorrentes desta dissertação que indicam aporte sedimentar para *NW* em sua maior parte. Um paleodeclive para *NW* implica em regiões mais baixas para os arredores da Serra da Água Fria, indicando que o Alto do Boqueirão não estaria ativo na época de deposição do Grupo Conselheiro Mata. Também confrontando este dado tem-se a inexistência das formações Córrego Bandeira e Pereira na Serra da Água Fria (Chaves & Benitez 2007), sugerindo que durante a deposição destas unidades esta região seria mais alta.

Souza Filho (1995) descreve uma discordância entre a Formação Galho do Miguel e Santa Rita, através de imagens LANDSAT-TM e fotos aéreas (não observada em campo), este dado em conjunto com a presença de falhas sin sedimentares corrobora com a hipótese de movimentação da bacia com mudança do fluxo sedimentar e exposição de fontes durante a deposição da Formação Santa Rita.

Prezotti *et al.* (2010) descrevem ruditos para a Formação Córrego dos Borges na Serra do Bicudo, a SW da Serra do Cabral; brechas intraformacionais também são descritas na porção SW da área de estudo juntamente com pelitos e lentes de arenitos monazíticos. Estes dados indicam desníveis nesta direção com exposição do embasamento granítico. Os mesmos autores excluem a existência das formações Córrego Bandeira e Pereira nesta região indicando que esta região estaria mais alta nesta época.

Os complexos Gouveia e Porteirinha são tidos como unidades predominantemente arqueanas que representam o embasamento cratônico retrabalhado no domínio da Faixa Araçuaí, de composição granítica (Noce *et al.* 2007). Rochas semelhantes posicionadas a N e a S da Serra do Cabral seriam as fontes de parte dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço, incluindo os feldspatos potássicos.

Análises de raios-x de Espinoza (1996) para a Formação Santa Rita tem como mineralogia principal illita, caolinita e quartzo, sendo a illita o mineral mais abundante. Estes dados confirmam as suposições feitas através da catodoluminescência dos filossilicatos da área de estudo, interpretados como illitas sugerindo clima tropical temperado para a bacia segundo Allen & Allen (2005).

Tendo a calha do rifte a E da Serra do Cabral (região de Diamantina), as paleocorrentes desta dissertação indicam um fluxo de sedimentos contrário à direção da calha. Dominguez (1993) sugere um arqueamento dômico da Bacia Espinhaço na região do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina. Tal hipótese corroboraria com as paleocorrentes desta dissertação sugerindo uma exposição subaérea da parte central da bacia durante a deposição do Grupo Conselheiro Mata.

O Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral foi depositado após 1.4Ga em uma bacia intracratônica encoberta por um mar raso em rampa, com ampla conexão com o oceano durante a maior parte de seu preenchimento. Este mar apresentava paleodeclive para *NW* e sofreu variações bruscas com períodos de calmaria e de alta energia do ambiente.

Mudança nos fluxos de sedimentos foram constatadas na passagem da Formação Galho do Miguel para o Grupo Conselheiro Mata, e da Formação Santa Rita para as unidades restantes do Grupo Conselheiro Mata, indicando leves movimentações da bacia sem a produção de desníveis pronunciados.

A Formação Galho do Miguel foi depositada inicialmente em ambiente eólico, passando a marinho raso com presença de fontes sedimentares variadas maduras a *N* e *NE* e com aporte de sedimentos extrabaciais.

Para o Grupo Conselheiro Mata houve aporte de sedimentos híbridos (intra e extrabaciais), com atuação de fontes graníticas de alto potássio e fontes mistas.

A Formação Santa Rita foi depositada em ambiente marinho plataformal abaixo da influência das ondas de tempestades a *W* e porções sob a influência de ondas de tempestades a *SE*. A região *NE* estaria mais rasa recebendo maior contribuição de sedimentos arenosos. Fontes graníticas de alto potássio proximais, relacionadas ao embasamento do cráton do São Francisco, foram expostas atuando a *NE* em conjunto com fontes mistas a *E*.

A Formação Córrego dos Borges foi depositada em um ambiente marinho raso a litorâneo de alta energia com ação de ondas, marés e correntes. Fontes mistas atuaram a *SE* com contribuição de sedimentos provindos de uma nova fonte, paleoproterozóica, relacionada ao vulcanismo de abertura da Bacia Espinhaço I.

A Formação Córrego Bandeira foi depositada em ambiente marinho plataformal com ação de ondas de tempestades na porção norte, estando a parte mais profunda da bacia a sul. A norte foram identificadas fontes graníticas de alto potássio proximais, similares àquelas atuantes durante a deposição da Formação Santa Rita.

Finalmente a Formação Córrego Pereira foi depositada em ambiente marinho raso a litorâneo com ação de marés.

CAPÍTULO 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In: ALMEIDA, F. F. M. & MANTESSO-NETO, V. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Beca Produções Culturais, São Paulo, 17-35.

ALKMIM, F. F. 2011. Geologia e Tectônica da porção sudoeste da Bacia do São Francisco. *In: PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M. & VOLL, E. (eds) Projeto Alto Paranaíba.* Belo Horizonte, CODEMIG, 10-67.

ALKMIM, F.F., BRITO NEVES, B.B., CASTRO, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. *In: DOMINGUES, J.M.L. & MISI E. A. (eds.). O Cráton do São Francisco.* Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, 45-62.

ALKMIM, F.F., CHEMALE JUNIOR, F., ENDO, I. 1996. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Rev. Escola de Minas*, **49**:22-38.

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. (eds). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais.* Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, 9-30.

ALKMIM, F.F. & CRUZ, S.C.P. 2005. Cratógenos, aulacógenos, orógenos e sua interação: o caso do Cráton do São Francisco-Congo e sistemas brasileiros/pan-africanos adjacentes. *SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 3, Salvador, *Anais*, 185-187.

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 West Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-64.

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): 25-43.

ALKMIM, F.F. & MARTINS-NETO, M.A. 2011. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 1-13.

ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. 2005. Basin Analysis. Blackwell Publishing, 2 Ed. Australia, pp. 549.

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira Geologia* **7**(4): 349-364.

ALMEIDA-ABREU, P.A. 1993. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese de doutoramento, Univ. Freiburg, 150p.

ALMEIDA-ABREU, P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional Minas Gerais: o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, **3** (1): 1- 18.

AMOROSI, A. 1996. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, **109** (1997): 135-153.

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 basálticos do Orógeno Araçuaí: implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35** (4-suplemento):77-81.

BLANCO, G., RAJESH, H.M., GAUCHER, C., GERMS, G.J.B., CHEMALE JR., F. 2009a. Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay) and its implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana. *Precambrian Research*, **171**: 57-73.

BOGGS, S. Jr. & KRINSLEY, D. 2006. Applications of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks. Cambridge University Press, Cambridge, New York, Melbourne, pp. 165.

BRITO NEVES, B.B., SÁ, J.M., NILSON, A.A, BOTELHO, N.F. 1995: A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, **3** (2): 1–21.

CARVALHO, R.T. & EPSTEIN, A.H.L. 1967. A Geologia da Folha Pirapora, Rio de Janeiro, Geoexplorações, pp. 52.

CATUNEANU, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, pp. 375.

CATUNEANU, O., MARTINS-NETO, M., ERIKSSON, P.G. 2005. Precambrian Sequence Stratigraphy. *Sedimentary Geology*, **176** (1–2): 67–95.

CHAVES, M. L. S. C. & BENITEZ, L. 2007. Geologia da Folha Jequitai SE.23-X-C-II. CPRM, Brasília, pp. 41.

CHEMALE JUNIOR, F., DUSSIN, I.A., MARTINS, M.S., ALKMIM, F.F., QUEIROGA, G. 2010. The Espinhaço Supergroup in Minas Gerais: a Stenian Basin? South American Symposium on Isotope Geology, Brasília, 552-555.

CHEMALE JUNIOR, F., DUSSIN I.A., MARTINS, G., SANTOS, M.N. 2011. Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). *Geonomos* **19** (2): 173-41.

CHEMALE JUNIOR, F., DUSSIN, I.A., ALKMIM, F.F., MARTINS, M.S., QUEIROGA, G., SANTOS, M.N. 2012a. Unravelling Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**: 200-206.

CHEMALE JUNIOR, F., DUSSIN, I.A., MARTINS, M.S., QUEIROGA, G., SANTOS, M.N. 2012b. Estado da arte dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco nos estados de Minas Gerais e Bahia. *In*: Geologia estrutural do sistema Espinhaço-Chapada Diamantina e sua aplicação nas bacias mesocenozóicas da margem passiva brasileira. Convênio FUNDEP/PETROBRAS, relatório interno, pp. 19.

COSTA-NETO, S. F. 2006. Ritmito Superior do Grupo Paranoá e Fim da Deposição na Margem Passiva. Dissertação de mestrado, UNB, pp. 136.

DANDERFER, A. 2000. Geologia Sedimentar e Evolução Tectônica do Espinhaço Setentrional. Tese de doutorado. Universidade de Brasília, Brasil, pp. 498.

DANDERFER, A., DARDENNE, M.A. 2002. Tectonoestratigrafia da Bacia Espinhaço na porção centro—norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. *Revista Brasileira de geociências* **32** (4): 449–460.

DANDERFER, A., WAELE, B. De, PEDREIRA, A.J., NALINI, A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Cráton—Brazil. *Precambrian Research*, **170**: 116–128.

DELLA FÁVERA, J.C. 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Editora UERJ, Rio de Janeiro, pp. 264.

DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1992. Minerais constituintes das rochas, uma introdução. 4. ed. Tradução de MACEDO, C.A.R. Fundação Calouste GulbenKian, Lisboa, pp. 558.

DERBY, O.A. 1881. Contribuição para o estudo da geologia do vale do São Francisco. *Archivos do Museu Nacional*, **4**: 89-119.

DOMINGUEZ, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. *In*: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds). O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG / Núcleo BA-SE/SGM/CNPq, 137-159.

DOSSIN, I.A., UHLEIN, A., DOSSIN, T.M. 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, *Anais*, **7**: 3118-3134.

DOSSIN, I.A., GARCIA, A.J.V., UHLEIN, A., DARDENNE, M.A., DOSSIN, T.M. 1987. Fácies Eólica na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço (MG). *In*: SBG, Simp. sobre Sistemas Depositionais no Pré-cambriano, Ouro Preto. *Anais*, **6**: 85-96.

DOSSIN, I.A., DOSSIN, T.M., CHAVES, M.L. DE S.C. 1990. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - Os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. - *Revista Brasileira de Geociências*, **20** (1-4): 178 – 186.

DOSSIN, I. A., DOSSIN, T. M., CHARVET, J., COCHERIE, A., ROSSI, P. 1993. Single-zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *In*: SBG, Simp. Cráton São Francisco, Salvador, *Anais*, **1**:39-42.

DUPONT, H. 1995. O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. Simp. Geol. Minas Gerais, 8. Diamantina, 1995. *Anais*. Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 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. SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, **5**: 489-493.

DUSSIN, I.A. & DUSSIN, T.M. (1995). Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos*, **1**: 19-26.

EINSELE, G. 1992. Sedimentary Basins: evolution, facies, and sediment budget. Springer-Verlag, Berlin, pp. 628.

ERIKSSON, P.G., MARTINS-NETO, M.A., NELSON, D.R., ASPLER, L.B., CHIARENZELLI, J.R., CATUNEANU, O., SARKAR, S., ALTERMANN, W., RAUTENBACH, C.J.W. 2001. An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis. *Sedimentary Geology*, 141-142, 1-35.

ESCHWEGE, W.L. VON. 1833. *Pluto brasiliense* – Tradução em português, vol. **2**. Ed. Nacional, São Paulo, pp. 622.

ESPINOZA, J.A.A. 1996. Sistemas deposicionais e relações estratigráficas da tectonossequência Conselheiro Mata na borda leste da Serra do Cabral, MG, Brasil. Dissertação de Mestrado, DEGEO/EM/UFOP. pp. 63.

FIGUEREDO, C.C. & CORGOZINHO, D.V. 1993. Geologia da Região de Joaquim Felício. Trabalho de graduação, UFMG. pp 86.

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. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, **6**: 2652–2667.

GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A. 1987. Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). An. Simp. Sistemas deposicionais do Pré-Cambriano, SBG-MG, Ouro Preto, **6**:113-136.

GÖTZE, J. 2002. Potential of cathodoluminescence (CL) microscopy and spectroscopy for the analysis of minerals and materials. *Anal Bioanal Chem*, **374**: 703-708.

GÖTZE, J. & ZIMMERLE, W. 2000. Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. Contributions to Sedimentary Geology, 21, *Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Obermiller*, pp. 1–91.

GÖTZE, J., PLÖTZE, M., HABERMANN, D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz – a review. *Mineralogy and Petrology*, **71**: 225–50.

GÖTZE, J. & KEMPE, U. 2008. A comparison of optical microscope- and scanning electron microscope-based cathodoluminescence (CL) imaging and spectroscopy applied to geosciences. *Mineralogical Magazine*, vol. 72, n. 4, 909-924(16).

GRADIM, R.J. 2005. Geologia estrutural e significado tectônico dos xistos verdes do Alto Araçuaí, Faixa Araçuaí, MG. Dissertação de Mestrado, DEGEO/UFOP, Contribuições às Ciências da Terra, Série M, vol. 22, pp. 151.

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): 59-69.

HEINRICH, E.W.M. 1965. Microscopic Identification of Minerals. Mc Graw-Hill, New York, pp. 414.

HERCOS, C.M., MARTINS-NETO, M.A., DANDERFER, A. 2008. Arcabouço estrutural da Bacia do São Francisco nos arredores da Serra da Água Fria a partir da integração de dados de superfície e sub-superfície. *Rev. Bras. Geoc.*, **38** (2 - Suplemento): 197-212.

HETTICH, M. 1977. A glaciação proterozóica do centro-norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**:87-101.

HETTICH, M. & KARFUNKEL, J. 1978. Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. *EMOP, Ouro Preto*, **34** (2):5-8.

IBGE 1992. *Manual técnico da Vegetação Brasileira*, (mapa escala 1:500.000). Rio de Janeiro, 26-29.

IBGE 2010. *Mapa de Meso e Microrregiões do IBGE – Estado de Minas Gerais* – Disponível em:

<http://www.mg.gov.br/governomg/ecp/contents.do?evento=conteudo&idConteudo=69547&chPlc=69547&termos=s&app=governomg&tax=0&taxp=5922> [Acessado em: 06/02/2012].

ISOTTA, C.A., ROCHA-CAMPOS, A.C., YOSHIDA, R. 1969. Striated pavement of the upper-Precambrian Glaciation in Brazil. *Nature*, London, **5192**: 466-468.

KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. 1988. Late Proterozoic Glaciation in Central-East Brazil: Synthesis and model. *Palaeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **65**:1-21.

KARFUNKEL, J. & CHAVES, M.L.S.C. 1995. Conglomerados cretácicos da Serra do Cabral, Minas Gerais: um modelo para a redistribuição colúvio- aluvionar dos diamantes do médio São Francisco. *Geociências*, UNESP, **14**: 59-72.

KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18** (2):147-265.

KNAUER, L.G. 1990. Evolução geológica do PréCambriano da porção centro leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, pp. 298.

KNAUER, L. G. 1999. Serra do Espinhaço Meridional: Considerações sobre a estratigrafia e a análise da deformação das unidades proterozóicas. Tese de Doutorado, UNESP, pp. 244.

KNAUER, L. G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, **15**(1): 81-90.

KUTTEROLF, S., DIENER, R., SCHACHT, U., KRAWINKEL, H. 2008. Provenance of the Carboniferous Hochwipfel Formation (Karawanken Mountains, Austria/Slovenia) – Geochemistry versus petrography. *Sedimentary Geology*. **203**: 246-266.

LEITE, M.M. 2010. Geologia da porção Norte da Folha Serra do Cabral – Centro Norte de MG. Trabalho de graduação, IGC/UFMG, pp. 72.

LOPES, T.C., LEITE, M.M., MARTINS, S.M., UHLEIN, A., KARFUNKEL, J., FONSECA, A., UHLEIN, G.J., FREIRE, G.R. 2012. Geologia da Folha Serra do Cabral SE-23-X-C-V. CPRM, Minas Gerais, pp.62.

MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R., KNAUER, L.G., ALMEIDA ABREU, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Anais V Simp. Geol. Núcleo M.G. e I Simp. Geol. Núcleo Brasília*, SBG, Belo Horizonte, Bol. **10**: 171-174.

MARTINS, M.S.; KARFUNKEL, J.; PETROVSKY, V.A., WIRTH, R. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do rio Macaúbas (MG). Tese de doutorado, IGC/UFMG, pp. 248.

MARTINS-NETO, M.A. 1993. The sedimentary evolution of a Proterozoic rift: the basal Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Tese de doutorado, Univ. Freiburg, pp. 155.

MARTINS-NETO, M.A. 1995b. Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. *Soc. Bras. Geol, Núcleo Minas Gerais*, **13**: 25-27.

MARTINS-NETO, M. A. 1998.0 Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia *rift-sag* do Paleo/Mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geociências*, **48**(2):151-168.

MARTINS-NETO, M.A., GOMES, N.S., HERCOS, C.M., REIS, L.A. 1999a. Fácies glaciocontinentais (outwash plain) na Megassequência Macaúbas, norte da Serra da Água Fria (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (2): 281–292.

MARTINS-NETO, M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a Paleo/Mesoproterozoic Rift-Sag Basin (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, **103**:147-173.

MARTINS-NETO, M.A. 2007. Proterozoic first-order sedimentary successions of the São Francisco basin in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **158**: 117–129.

MARTINS-NETO, M.A. & ALKMIM, F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do Paleocôntinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: PINTO, C.P., MARTINS-NETO, M.A. (eds.). Bacia do São Francisco: geologia e recursos minerais. SBG/MG, Belo Horizonte, 31-54.

MARTINS-NETO, M.A. & CATUNEANU, O. 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, **27**: 247–253.

NEMCHIM, A.A. & CAWOOD, P.A. 2005. Discordance of the U–Pb system in detrital zircons: Implication for provenance studies of sedimentary rocks. *Sedimentary Geology*, **182**: 143–162.

NEUSER, R.D., BRUHN, F., GÖTZE, J., HABERMANN, D., RICHTER, D.K., 1995. Kathodolumineszenz: Methodik und Anwendung. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, H. **1/2**: 287–306.

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): 17-23.

OLIVEIRA, J.R.P. 1989. Comportamento estrutural dos grupos Macaúbas e Bambuí na porção centro-norte de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, UFOP, pp. 112.

PATRUS, M.L.R.A., SANTOS, A.C.S., FIGUEIREDO, V.L.S., MATOS, A.R., MENEZES, I.C.R. 2001. Parcela Mineira da Bacia do São Francisco: Caracterização hidroclimática e avaliação dos recursos hídricos de superfície. In: PINTO, C.P. & MARTINS-NETO, M.A. (eds). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, 285-326.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., VIDAL, P.H., MONTEIRO, R.L.B.P., LEONARDOS, O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *J. S. Am. Earth Sci.*, **6**: 33-47.

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**: 519–522.

PEDROSA-SOARES, A.C., CORDANI, U.G., NUTMAN, A. 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: first U-Pb (Shrimp) data of detrital zircons. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (1): 58–61.

PEDROSA-SOARES, A.C. & ALKMIM, F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orógeno? *Geonomos*, **19** (2): 244-251.

PENHA, U.C. 2001. Geologia dos conglomerados cretácicos da Serra da Água Fria e dos depósitos diamantíferos de Jequitaiá. Tese de doutorado, UNESP, pp. 148.

PETTIJOHN, F. J. 1949. Sedimentary rocks. Harper & Brothers, 3 Ed. New York, pp. 526.

PETTIJOHN, F. J., PETTER, P. E., SIEVER, R. 1972. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, Berlin, pp. 618.

PFLUG, R. 1965. A geologia da parte meridional da Sena do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, (Boletim 226) pp. 51.

PFLUG, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM/DGM. Not. Prel. Estud., Rio de Janeiro, **142**: 1-20.

PFLUG, R. & RENGER, F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Craton Sanfranciscano. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 27, Aracajú. Anais, **2**:5-19.

PORADA, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil, *Precambrian Research*, **44**: 103-136.

PREZOTTI, F., MURTA, H., TEDESCHI, M. 2010. Mapeamento geológico da porção sul da Serra do Bicudo, Corinto – MG. Trabalho de Graduação, UFMG, pp. 174.

REIS, H. S. 2011. Estratigrafia e tectônica da Bacia do São Francisco na zona de emanações de gás natural do Baixo Indaiá (MG). Dissertação de mestrado, UFOP, pp. 155.

REMUS, M.V.D., SOUZA, R.S., CUPERTINO, J.A., DE ROS, L.F., DANI, N., VIGNOLLELARGE, M.L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(2-suplemento): 166-185.

RENGER, F. 1979. Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. I Simp. Geol. Minas Gerais, Anais; Diamantina, 9-27.

RENGER, F.E. & KNAUER, L.G. 1995. Espinhaço Quo vais? (onde está? onde vai?) – A evolução dos conhecimentos sobre a cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. *Geonomos*. **3**:31-39.

RICHTER, D.K., GÖTTE, TH., GÖTZE, J., NEUSER, R.D. 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, **79**: 127-166.

ROLLINSON, H. 1996. Using geochemical data: Evaluation, Presentatio, Interpretation. Longman, Singapura, pp. 352.

SANTOS, R.V., ALVARENGA, C.J.S., BABINSKI, M., RAMOS, M.L.S., CUKROV, N., FONSECA, M.A., SIAL, A.N., DARDENNE, M.A., NOCE, C.M. 2004. Carcon isotopes of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 27-39.

SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. *In: Atas I Simp. de Geologia de Minas Gerais, Diamantina, SBG-MG*, **1**:55-73.

SGARBI, G.N.C. 2007. Rochas Sedimentares. *In: SGARBI, G.N.C. (Org.) Petrografia Macroscópica das Rochas Ígneas, Sedimentares e Metamórficas*. Editora UFMG, Belo Horizonte, 273-446.

SILVA, R.R. 1993. Sequências estratigráficas da fase rift do Supergrupo Espinhaço, Diamantina, Minas Gerais. *Anais do 20 Simpósio do Cráton do São Francisco*, 154-157.

SILVA, R.R. 1995a. Contribution to the stratigraphy and paleogeography of the lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic), between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais State, Brazil. Tese de Doutorado, Univ. Freiburg, pp. 115.

SILVA, A.M., CHEMALE JR, F., HEAMAN, L. 1995. The Ibirité Gabbro and the Borrachudo Granite: the rift-related magmatism of Mesoproterozoic Age in the Quadrilátero Ferrífero, MG. *In: Anais 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG, Belo Horizonte*, 89–90.

SIMON, E., PEARSON, N.J., GRIFFIN, W.L., BELAUSOVA, E.A. 2011. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47-69.

SLOSS, L.L., KRUMBEIN, W.C., DAPPLES, E.C. 1949. Integrated facies analysis. *Mem. Geol. Soc. Am.*, **39**: 91-123.

SOUZA FILHO, R.G. 1995. Arcabouço estrutural da porção externa da Faixa Araçuaí na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Dissertação de Mestrado, DEGEO/EM/UFOP, pp. 148.

TUCKER, M.E. 1993. The Field Description of Sedimentary Rocks. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 113.

UHLEIN, A. 1991. Transição Cráton-Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Dissertação de Doutorado, USP, São Paulo, pp. 295.

UHLEIN, A., TROMPETTE, R.R., EGYDIO-SILVA, M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**: 191–203.

UHLEIN, A., TROMPETTE, R.R., ALVARENGA, C.J.S. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Jour. South Am. Earth Sci.*, **4-5/2**:1-7.

UHLEIN, A., ALVARENGA, C.J.S., TROMPETTE, R., DUPONT, H., EGYDIO-SILVA, M., CCUKROV, N., LIMA, O.N.B. 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. In: V. MANTINS NETO, A., BARTORELLI, C., DAL RÉ CARNEIRO e B. BRITO NEVES (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. Editora Beca, São Paulo, 539-553.

VIVEIROS, J.M.F. & WALDE, D. (1976). Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. *Munst. Forsch. Geol. Paläont.*, **38/39**:15-27.

WALDE, D.H.G. 1978. Desenvolvimento faciológico do pré-cambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (região sudoeste da Serra do Espinhaço, Minas Gerais). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, **2**:711-725.

WALKER, R.G. & JAMES, N.P. 1992. Facies models: Response to sea level change. St. John's: Geological Association of Canada, pp. 409.

WILLIAMS, H., TURNER, F.J., GILBERT, C.M. 1982. Petrography – An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. 2 Ed. W.H. Freeman, San Francisco, pp. 626.

ZIMMERMANN, U. & BAHLBURG, H. 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, **50**:1079-1104.

