



Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia



Dissertação de Mestrado

**Tectonoestratigrafia da Faixa Brasília Meridional
e Estudo de Casos de Possíveis Rochas Fonte de Diamante,
Coromandel-MG**

AUTOR: Augusto Fonseca Fernandes

ORIENTADOR: Prof. Dr. Joachim Karfunkel

CO-ORIENTADORA: Prof.(a) Dr.(a) Patrícia Barbosa de Albuquerque Sgarbi

Nº 129

BELO HORIZONTE
Abril de 2013



Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia



Dissertação de Mestrado

**Tectonoestratigrafia da Faixa Brasília Meridional
e Estudo de Casos de Possíveis Rochas Fonte de Diamante,
Coromandel-MG**

Dissertação de Mestrado apresentada junto ao Colegiado de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de mestre.

Área de concentração: Geologia regional

Autor: Augusto Fonseca Fernandes

Orientador: Prof. Dr. Joachim Karfunkel

Co-orientadora: Prof.(a) Dr.(a) Patrícia Barbosa de Albuquerque Sgarbi

BELO HORIZONTE

Abril de 2013

Agradecimentos

A minha mãe e meu pai, pelo ensinamento e apoio incondicionais.

Ao meu mestre, tutor e amigo professor Joachim Karfunkel da UFMG, pela oportunidade de realizar este trabalho e por me transmitir um pouco do seu conhecimento, em todos os seus aspectos, durante os anos que trabalhamos junto.

A Votorantim Metais, em nome do geólogo Gustavo Diniz Oliveira, pelo apoio financeiro dado, o qual sem o mesmo este trabalho não seria possível e por todas as discussões durante os campos que levaram a assuntos intermináveis.

Ao Osvaldo Soares França, pela imensa disposição no campo e inúmeros ensinamentos sobre a prospecção de kimberlitos e por ceder seu rancho, à beira do rio Douradinho, para pernoitarmos algumas vezes.

Ao professor Cláudio de Morisson Valeriano da UERJ, pela sua disponibilidade e suas aulas de geologia estrutural durante o campo e pelos diversos conselhos dados a respeito do trabalho.

A professora Patrícia Barbosa de Albuquerque Sgarbi e ao professor Geraldo Norberto Chaves Sgarbi da UFMG, pela ajuda dada na caracterização das rochas do Grupo Mata da Corda.

Ao professor Detlef Walde da UnB, pelo apoio dado na aquisição de inúmeras bibliografias na biblioteca em Brasília.

Ao professor Alexandre Uhlein da UFMG, pelos valiosos conselhos dados no exame de qualificação.

Ao professor Klaus Kambrock do departamento de Física da UFMG, pela ajuda na realização da microsonda eletrônica dos minerais indicadores de kimberlito.

Ao professor Pierre de Brot do CEFET-MG, pela realização das imagens de MEV.

Ao pessoal do hotel, da padaria, do posto, dos restaurantes e dos butecos de Coromandel pela hospitalidade e pelas boas conversas quando já estava falando sozinho.

A todos meus amigos, que sempre estiveram ao meu lado e me incentivaram tremendamente nesta jornada da minha vida.

E a minha companheira e geóloga Joanna Correia de Souza Pereira Gomes pela imensa ajuda dada em todos os sentidos do trabalho desde o seu início até o final, contribuindo significativamente para conclusão desta dissertação.

Muito obrigado!

“Não há nenhum acontecimento em si. O que acontece é um grupo de fenômenos interpretados e reunidos por uma essência interpretativa.”

Friedrich Nietzsche

Dedico este trabalho ao meu filho Mateus.

SUMÁRIO

Agradecimentos	iv
Índice de Figuras	ix
Índice de Tabelas	xiv
Resumo	xv
Abstract.....	xvi
1. Introdução	1
1.1. Localização e vias de acesso	1
1.2. Metodologia de trabalho.....	3
1.3. Problemas em aberto e objetivos.....	4
2. Contexto Geológico	6
2.1. Evolução do Conhecimento	6
2.2. Evolução Geotectônica da Faixa Brasília.....	7
2.3. Unidades Estratigráficas.....	10
2.4. Geologia Estrutural	16
2.5. Metamorfismo	18
2.6. História do Diamante em Coromandel.....	18
3. Tectonoestratigrafia.....	22
3.1. Unidades Lito-estratigráficas	24
3.1.1. Grupo Vazante.....	24
3.1.1.1. Formação Santo Antônio do Bonito	26
3.1.1.2. Formação Lagamar.....	29
3.1.1.3. Formação Serra do Garrote	30
3.1.2. Grupo Canastra.....	31
3.1.2.1. Unidade Psamo-pelítica Inferior	31
3.1.2.2. Unidade Psamítica.....	33
3.1.2.3. Unidade Psamo-pelítica Superior	34
3.1.3. Grupo Ibiá	35
3.1.4. Grupo Araxá.....	36
3.1.4.1. Unidade Metassedimentar	37
3.1.4.2. Unidade Metaferruginosa	39
3.1.4.3. Unidade Metaígnea.....	40
3.1.5. Grupo Mata da Corda.....	42
3.1.5.1. Formação Patos	44

3.1.5.2.	Formação Capacete	46
3.1.6.	Cobertura detrítico-laterítica	52
3.1.7.	Cobertura colúvio-aluvionar	52
3.1.8.	Fácies Sedimentares e Paleoambientes	54
3.1.8.1.	Grupo Vazante.....	54
3.1.8.2.	Grupo Canastra.....	56
3.1.8.3.	Grupo Ibiá	56
3.1.8.4.	Grupo Araxá.....	56
3.1.8.5.	Grupo Mata da Corda.....	57
3.1.9.	Bacia Precursora dos Grupos Vazante, Canastra, Ibiá e Araxá.....	58
3.2.	Análise Estrutural.....	61
3.2.1.	Domínio Interno (Grupos Araxá, Ibiá, Canastra).....	63
3.2.1.1.	Fase deformacional Di_1	63
3.2.1.2.	Fase deformacional Di_2	63
3.2.1.3.	Fase deformacional Di_3	65
3.2.1.4.	Fase deformacional Di_4	69
3.2.2.	Domínio Externo.....	70
3.2.2.1.	Fase deformacional De_1	70
3.2.2.2.	Fase deformacional De_2	72
3.2.2.3.	Fase deformacional De_3	73
3.2.3.	Escamas Santo Antônio do Bonito e Vazante (Grupo Vazante)	73
3.2.4.	Escama Chapada dos Pilões (Grupo Canastra)	75
3.2.4.1.	Domínio W	75
3.2.4.2.	Domínio E	76
3.2.4.3.	Domínio W + E	76
3.2.5.	Escama Rio Verde (Grupo Ibiá).....	80
3.2.6.	Escama Araxá (Grupo Araxá)	81
3.2.7.	Síntese Deformacional	83
3.2.7.1.	Domínio Interno	84
3.2.7.2.	Domínio Externo.....	85
3.2.8.	Evolução Estrutural	86
4.	O enigma do Diamante de Coromandel: Estudo de Casos	88
4.1.	Garimpo Canastrel.....	89
4.1.1.	Minerais indicadores	91

4.1.2.	Histórico de Diamante.....	93
4.2.	Garimpo do Wilson	93
4.2.1.	Minerais indicadores	95
4.2.2.	Histórico de diamantes	95
4.3.	Kimberlitos Douradinho 10 e França 1	96
4.3.1.	Minerais indicadores	96
4.4.	Discussão dos Resultados.....	98
4.5.	Considerações finais.....	101
5.	Conclusões	103
5.1.	Tectonoestratigrafia.....	103
5.2.	Estudo de Casos	104
6.	Bibliografia	105
Anexo 1 -	Mapa Geológico	116
Anexo 2 -	Perfis Geológicos.....	117
Anexo 3 -	Mapa de Ponto	118
Anexo 4 -	Tabela de Ponto	119

Índice de Figuras

Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo e principais vias de acesso, a partir das cidades de Belo Horizonte, Brasília e Uberlândia.....	2
Figura 2.1 Esboço tectônico do Brasil central, com destaque para a Província Tocantins (Simplificado de Almeida <i>et al.</i> 1981 <i>in</i> Valeriano <i>et al.</i> 2004b).	7
Figura 2.2 Unidades tectônicas da Faixa Brasília (Valeriano <i>et al.</i> 2004b). O retângulo vermelho indica aproximadamente a área de estudo.	8
Figura 2.3: Evolução geotectônica da constituição da Faixa Brasília (Segundo Valeriano <i>et al.</i> 2008).	10
Figura 2.4: Mapa Geológico da folha Belo Horizonte (escala 1:1.000.000), ampliado na região de Coromandel. NPaa-Grupo Araxá; PP2y1j-Grupo Araxá, Suíte Jurubatuba; NPrv-Grupo Ibiá; MPci-Grupo Canastra; MPva-Grupo Vazante; K2mc-Grupo Mata da Corda; K2m-Grupo Bauru; K2k-Intrusões Kimberlíticas; ENdl-Coberturas Lateríticas. O retângulo amarelo corresponde aproximadamente à área de estudo (Heineck <i>et al.</i> 2004).	10
Figura 2.5: Coluna estratigráfica do Grupo Vazante. Modificado de Dardenne (2000) <i>in</i> Rodrigues (2008).	12
Figura 2.6: Coluna estratigráfica dos grupos Canastra e Ibiá. Modificado de Pereira (1992), Freitas-Silva & Dardenne (1994) e Dardenne (2000) <i>in</i> Rodrigues (2008).	13
Figura 2.7: Mapa Geotectônico do Brasil com os megalineamentos Transbrasiliano, Blumenau e 125° AZ (Modificado de Schobbenhaus & Campos, 1984 <i>in</i> Gonzaga & Tompkins, 1991).	19
Figura 2.8: Mapa da região de Coromandel indicando a localização onde foram encontrados alguns dos grandes diamantes brasileiros, as quais se encontram listados na tabela 2.1 (Segundo Liccardo & Svisero, 2005)	20
Figura 3.1: Coluna tectonoestratigráfica da região de Coromandel. As idades são de U-Pb obtidas em grãos de zircão, correspondem: 1-Svisero & Basei (2005), 2-Valeriano <i>et al.</i> (2004a), 3-Dias (2011), 4-Rodrigues (2008).	23
Figura 3.2: Mapa lito-estratigráfico simplificado da região de Coromandel.	25
Figura 3.3: Coluna tectonoestratigráfica do Grupo Vazante.	26
Figura 3.4: (a) Diamictito com clastos de quartzo, quartzito e metapelitos estirados (Pt. 191). (b) Destaque para matacão de quartzito (Pt. 191). (c) Fotomicrografia (NC) do diamictito, com fragmentos de rocha (Fr) pelítica e siltítica e de grãos subarredondados de quartzo (Q), imersos em matriz composta por quartzo, sericita e carbonato (Car+Se+Q). (d) Afloramento com boa exposição do diamictito a margem do Rio Santo Inácio. (Pt. 192). (e) Metassiltito em elevado estado de alteração (Pt. 112). (f) Metassiltito com camadas areno-siltosa boudinada (Pt. 124).	28
Figura 3.5: (a) Quartzito conglomerático com seixo de quartzo isolado (Pt. 182). (b) Fotomicrografia (NC) do quartzito conglomerático, com fragmentos de rocha siltítica (Fr) e grãos de quartzo(Q).	29
Figura 3.6: Vista geral das planícies formadas pelo solo residual da Fm. Lagamar (Pt. 107).	29
Figura 3.7: (a) Dolomito com porções brechadas (Pt. 168). (b) Fotomicrografia (NC) do dolomito micrítico com cristais de dolomita (D) de até 0,5 mm.	30
Figura 3.8: (a) Metassiltito da Fm. Serra do Garrote, com alternância de camadas siltosas com argilosas (Pt. 817). (b) Fotomicrografia (NC) do metassiltito, composto essencialmente por plaquetas de mica branca. (c) Brecha de falha silicificada, com pequenos buracos (geodos) preenchidos por quartzo microcristalino (seta).	31
Figura 3.9: Coluna lito-estratigráfica do Grupo Canastra.	32

Figura 3.10: (a) Filito alterado com veios e agregados de quartzo estirados (Pt. 074). (b) Filito com alternância de camadas micáceas com quartzosas (Pt. 200). (c) Fotomicrografia (NC) do mica filito com níveis de quartzo e muscovita intercalados. (d) Fotomicrografia (NC) do mica filito com cristal euédrico de pirita (P).....	33
Figura 3.11: Vista das descontínuas escarpas formadas pela Unidade Psamítica (Pt. 057).....	34
Figura 3.12: (a) Espesso pacote de quartzito maciço da Unidade Psamítica (Pt. 209). (b) Fotomicrografia (NC) do quartzito com grãos de quartzo (Q), exibindo contatos serrilhados e interlobados.....	34
Figura 3.13: Contato entre as unidades da Fm. Chapada dos Pilões, marcado pelo pacote de quartzito (camada guia) da Unidade Psamítica entre as unidades Psamo-pelíticas Inferior e Superior (Pt. 087).....	35
Figura 3.14: (a) Rítmito marcado pelos níveis micáceos verdes e siltosos laranja. (b) Filito com dobras <i>chevron</i> e <i>kink</i> (c) Fotomicrografia (NC) exibindo alternância de níveis micáceos com quartzosos e feldspáticos. (d) Detalhe para grão de feldspato (F) com avançado processo de sericitização e grãos de quartzo (Q) reliquias.	36
Figura 3.15: Coluna tectonoestratigráfica do Grupo Araxá.	37
Figura 3.16: Filito da Unidade Metassedimentar com pequenos grãos de granadas indicados pelas setas (Pt. 920).....	38
Figura 3.17: (a) Muscovita xisto fresco, com agregados de quartzo (branco) estirados envolto por plaquetas de muscovita (verde). (b) Fotomicrografia (NC) do mica xisto, exibindo foliação anastomosada. (c) Ultra-milonito com porfiroclasto de gnaiss sigmoidal (Pt. 933). (d) Ultra-milonito com porfiroclasto de granito (Pt. 781).....	39
Figura 3.18: (a) Quartzito ferruginoso com bandas milimétricas de hematita e magnetita (Pt. 539). (b) Fotomicrografia (ND) do quartzito ferruginoso com cristais de magnetita (Mag) subédricos e hematitas (Hem) lamelares. (c) Fotomicrografia (ND) do quartzito com cristais de turmalina (Tur). (d) Filito grafitoso (Pt. 530).....	40
Figura 3.19: (a) Solo residual argiloso e vermelho, resultante da alteração das rochas metabásicas (Pt. 252). (b) Bloco de granito com disjunção esferoidal (Pt. 373). (c) Amostra de mão de rocha metabásica subfanerítica. (d) Fotomicrografia (NC) do anfibolito, com mineralogia composta por cristais de hornblenda (Ho), plagioclásio sericitizado (Pl), clorita (Clo) e quartzo (Q). (e) Fotomicrografia (NC) de rocha metabásica pouco deformada e com grandes cristais de granada (Gr). (f) Granito com grãos de feldspatos sigmoidais (Pt. 374). Fotomicrografia (NC) do granito, com cristais de microclina (Mi) e plaquetas de biotita (Bio) e muscovita (Mus). Fotomicrografia (NC) com grão de feldspato com mirmirquita (Mir).....	42
Figura 3.20: Coluna lito-estratigráfica do Grupo Mata da Corda.	43
Figura 3.21: Vista da Serra da Mesa, geomorfologia típica da região do Alto Paranaíba (Pt. 663).	43
Figura 3.22: (a) Conduto vulcânico (kimberlito Santa Rosa 21, Pt. 212), detalhe para o bandamento composicional vertical. (b) Brecha kimberlito Riacho (Amostra G.N.C. Sgarbi). (c) Brecha de borda de conduto (Pt. 843).....	45
Figura 3.23: Estrutura de <i>gas pipe</i> em tufo (kimberlito Douradinho 8, Pt. 979). (b) Dobras convolutas em siltito que ocorre sobre o kimberlito Douradinho 8. (c) Marcas de onda assimétricas no siltito (Pt. 979). (d) Fotomicrografia (NC) da rocha diabásica, com cristais euédricos de oligoclásio (Ol) e cristais anédricos de hiperstênio (Hip), imersos em matriz microcristalina.....	46
Figura 3.24: Rocha piroclástica alterada, com clastos de rocha vulcânica (V), caulim (C) e quartzo (Q) (Pt. 082).	47

Figura 3.25: (a) Conglomerado polimíctico da Fm. Capacete, com clastos de granito (Gr), vulcânica (V), quartzito (Qz), quartzo(Q) e pelito (P) (Pt. 350). (b) lente de material argiloso (tufo) ao meio do conglomerado de matriz arenosa (Pt. 567). (c) lente de material argiloso (tufo) ao meio do conglomerado de matriz argilosa (Pt. 978).....	48
Figura 3.26: (a) Fotomicrografia (NC) do conglomerado, com grãos de quartzo arredondados (Q), cimentados por cristais sílica microcristalina (calcedônia - Cal). (b) Fotomicrografia (ND) do conglomerado, com fragmento arredondado de kamafugito com cristais euédricos de feldspatóides (P) lixiviados. (c) Fotomicrografia (ND) do conglomerado, com clastos de rocha diabásica (Di) e de xisto (Xis). (d) Fotomicrografia (NC) do conglomerado, com clasto de rocha vulcânica (V) e grãos de quartzo (Q) com estruturas de engolfamento.	49
Figura 3.27: (a) Arenito lítico com lentes de conglomerado entre estratificações cruzadas (Pt. 350). (b) detalhe da estratificação cruzada com seixos de quartzo. (c) Fotomicrografia (NC) do arenito, com fragmentos de rochas (Fr) e grãos de quartzo (Q) e plagioclásio (Pl). (d) Fotomicrografia (ND) com pseudomatriz formada através da mobilização de clastos de rocha pelítica durante a diagênese.....	50
Figura 3.28: (a) Afloramento do tufo em lavra de argila com alternância de tufos argiloso (Ta) e lítico (Ts), cobertos por carapaça laterítica (La) (Pt. 968). (b) Detalhe da estrutura de <i>gas pipe</i> e (c) da estratificação cruzada, ambas na camada de tufo lítico. (d) Fotomicrografia (NC) do tufo, com cimento de sílica microcristalina (Cal) e grãos de quartzo (Q).	51
Figura 3.29 : (a)Vista do Morro do Lobo (área de extração de argila), com topo formado pela carapaça laterítica (Pt. 967). (b) Cobertura detrítico-laterítica (Pt. 454). (c) Cobertura laterítica (Pt. 076).	52
Figura 3.30: (a) Cobertura aluvionar do rio Douradinho, com cavas de antigos garimpos (Pt. 635). (b) Cava a beira do rio Santo Inácio expondo as camadas de cascalho (Cas) encobertas por material silto-arenoso (Sil) e pela cobertura coluvionar (Col) (Pt. 439). (c) Detalhe da camada de cascalho onde se explora diamantes. (d) Garimpo com maquinário (empresas) e (e) Garimpo manual (garimpeiros) (Pt. 638).	53
Figura 3.31: Modelo da bacia sedimentar precursora, onde se depositaram as rochas dos grupos Araxá, Ibiá, Canastra e Vazante, em uma margem passiva.....	60
Figura 3.32: (a) Imagem Landsat, com divisão dos domínios estruturais Oeste, Central e Leste, respectivamente, contendo fotolineamentos preferencialmente nas direções NW-SE, NE-SW e N-S. (b) Estereogramas de polos da foliação principal, encontrada em cada domínio.	62
Figura 3.33: (a) Dobras isoclinais D_2 , com espessamento de charneira e encurtamento e rompimento de flanco, exibindo $S_2//S_1//S_0$ (Pt. 468). (b) Fotomicrografia de um filito do Gr. Araxá, com dobras isoclinais D_2 , com espessamento de charneira e encurtamento e rompimento de flanco, exibindo $S_2//S_1//S_0$. (c) Desenho esquemático, que mostra a formação inicial de dobras isoclinais com a foliação $S_1//S_0$ (A), posteriormente com a contínua deformação gera-se a foliação S_2 plano axial das dobras D_2 e conseqüentemente ocorre o rompimento dos flancos das mesmas (B e C), finalmente ocorre a transposição de S_0 e S_1 , criando uma pseudo-estratigrafia onde se tem $S_0//S_1//S_2$ (Modificado de Turner & Weiss, 1963 in Davis & Reynolds, 1996).	64
Figura 3.34: (a) Fotomicrografia (NC) da foliação S_2 , evidenciada por grãos de quartzo achatados com subgrãos e migração de bordas. (b) Fotomicrografia (NC) da foliação milonítica S_2 , evidenciada pelo desenvolvimento de clivagem do tipo S-C.	65
Figura 3.35: (a) Dobra D_3 assimétrica vergente para E (Pt. 616). (b) detalhe de dobra M simétrica na zona de charneira, (c) dobra em Z assimétrica, no flanco curto e (d) dobra em S assimétrica no flanco longo (Visada para S).	66

Figura 3.36: (a) Geometria em leque da clivagem Si_3 (Pt. 955) (b) Fotomicrografia (ND) com <i>single kink-band</i> (c) Quartzito com <i>kink-bands</i> marcantes, com desenvolvimento da foliação Si_3 (Pt. 132) (d) <i>conjugate kink-band</i> (Pt. 777). (e) Fotomicrografia (NC) da foliação Si_3 formada por dissolução por pressão nos planos de clivagem. (f) Dobra <i>kink</i> (Di_3) com eixo paralelo a lineação de interseção dos planos Si_2 - Si_3 (Pt.575).....	67
Figura 3.37: (a) Superposição de dobras Di_3 sobre as dobras Di_2 , do tipo III de Ramsay (1967) (Pt. 720). (b) Detalhe para dobra isoclinal Di_2 . (c) Desenho esquemático, exibindo a relação geométrica entre os planos axiais das dobras superpostas. (d) Dobras Di_3 no quartzito do Gr. Canastra (Pt. 097). (e) Detalhe para plano de falha de empurrão, que corta a dobra Di_3 e possui brecha de falha. (f) Espelho de falha com estrias, indicando direção de topo para E (Pt. 723). .	68
Figura 3.38: (a) Plano de foliação Si_4 que corta o plano de Si_2 (Pt. 209). (b) Detalhe do plano Si_4 com estrias e estepes, que mostram direção de transporte para NW. (c) Vista do cânion da cachoeira Dourada, encaixada na Falha Dourada (Pt. 035).....	69
Figura 3.39: Mapa geológico simplificado, com destaque dos estereogramas de planos Si_4 e estrias e lineações de estiramento dos pontos 209, 581e 805, ao longo da zona cisalhamento da falha Dourada.....	70
Figura 3.40: (a) Dobras De_1 em metapelitos da Fm. St. Antônio do Bonito, com espessamento da zona de charneira (Pt. 084). (b) Dobra De_1 , onde pode se observar a direção do acamamento sedimentar oblíqua à foliação Se_1 (detalhe ilustrando a relação entre S_0 e a foliação Se_1). (c) Diamictito com clastos de metapelite estirados, que indicam transporte para NE (Pt. 191).....	71
Figura 3.41: (a) Dobra De_2 com flanco rompido por falha de empurrão de alto ângulo (Pt. 817). (b) Fotomicrografia (ND) do metapelite, que mostra a foliação $Se_1//S_0$ e a clivagem de crenulação (Se_2).....	72
Figura 3.42: <i>Tension gashes</i> em matacão de quartzito, com ao menos duas ou mais gerações de fratura, movimento sinistral (Pt. 191)	73
Figura 3.43: Metassiltito da Fm. Santo Antônio do Bonito, com bandamento composicional paralelo à foliação Se_1 (Pt. 112). (b) Lineação de interseção (Le_2), cortada por Le_2t , ambas contida no plano de Se_1 (Pt. 817).	74
Figura 3.44: Perfil esquemático das esquemas Vazante e St. Antônio do Bonito, onde de W para E, se tem as formações Lagamar, Serra do Garrote e Santo Antônio do Bonito.....	74
Figura 3.45: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($Se_1//S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (Le_1). (c) Polos de flancos de dobras De_2 (d) Polos de planos axiais das dobras $De_2//Se_2$. (e) Polos de eixos de dobras De_2 . (f) Lineação de interseção Se_1 - Se_2 (Le_2)....	75
Figura 3.46: (a) Porfiroclasto de pirita (Pi), com estrutura de franja formada por cristais de quartzo alongados em sua borda. (b) Perfil esquemático da Nappe de Coromandel, detalhes para estereograma de medidas de $Si_2//Si_1//S_0$ dos domínios W e E. (c) Esquema geométrico de uma dobra do tipo <i>fault-bend fold</i> (Segundo Suppe, 1983 in Rowland <i>et al.</i> 2007).....	77
Figura 3.47: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($Si_2//Si_1//S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (Li_2). (c) Polos de flancos de dobras Di_3 . (d) Polos de planos axiais das dobras $Di_3//Si_3$. (e) Polos de eixos de dobras Di_3 . (f) Lineação de interseção Si_2 - Si_3 (Li_3).	78
Figura 3.48: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($Si_2//Si_1//S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (Li_2). (c) Polos de flancos de dobras Di_3 . (d) Polos de planos axiais das dobras $Di_3//Si_3$. (e) Polos de eixos de dobras Di_3 . (f) Lineação de interseção Si_2 - Si_3 (Li_3).	79
Figura 3.49: Filito da Fm. Rio Verde, com estruturas de <i>horse</i> de cavalgamento (Pt. 721). (detalhe para desenho esquemático dos <i>horses</i> ilustrando situação geométrica da foliação no afloramento).	80

Figura 3.50: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($S_2//S_1//S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (L_2). (c) Polos de flancos de dobras D_3 . (d) Polos de planos axiais das dobras $D_3//S_3$. (e) Polos de eixos de dobras D_3 . (f) Lineação de interseção $S_2- S_3$ (L_3).	81
Figura 3.51: (a) Dobra em bainha, em metassiltito da Un. Ferruginosa (Pt. 536). (b) Porfiroclasto sigmoidal de rocha granítica, em ultra-milonito, que mostra transporte para E (Pt. 781). (c) Fotomicrografia (NC) de porfiroclasto de granada (Gr) com sombra de pressão de quartzo (Sp de Q), que mostra direção de transporte para E.....	82
Figura 3.52: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($S_2//S_1//S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (L_2). (c) Polos de flancos de dobras D_3 . (d) Polos de planos axiais das dobras $D_3//S_3$. (e) Polos de eixos de dobras D_3 . (f) Lineação de interseção $S_2- S_3$ (L_3).	83
Figura 3.53: Perfil esquemático, que mostra o complexo arranjo de sistemas de empurrões do domínio Interno e do domínio Externo, que configuram respectivamente uma frente de empurrão, dobrada em um anticlinal seguido de sinclinal (<i>Fault-bend fold</i>), que sobrepõe um sistema de empurrão imbricado.....	87
Figura 4.1: Mapa geológico com localização dos garimpos Canastrel e Wilson e dos pontos de amostragem no rio St. Antônio do Bonito.....	90
Figura 4.2: Vista geral do Garimpo Canastrel. (b) Conglomerado diamantífero da Fm. Capacete (Pt. 567).....	91
Figura 4.3: (a) Imagem de MEV da capa kelifítica presente na granada do Garimpo Canastrel (b) Imagem de MEV de fratura que exibe estrias causadas por corrosão magmática.....	91
Figura 4.4: (a) Diagrama de classificação das granadas piropos, pela razão $CaOxCr_2O_3$ (Segundo Grütter <i>et al.</i> 2004). (b) Diagrama de classificação de ilmenitas kimberlíticas, pela razão $MgOxTiO_2$. A curva contínua corresponde ao campo de ilmenitas kimberlíticas, a curva tracejada corresponde ao campo de ilmenitas não-kimberlíticas e as linhas pontilhadas correspondem à porcentagem de Fe_2O_3 (Segundo Wyatt <i>et al.</i> 2004).....	92
Figura 4.5: (a) Diagrama de classificação das granadas piropos, pela razão $CaOxCr_2O_3$ (Segundo Grütter <i>et al.</i> 2004). (b) Diagrama de classificação de ilmenitas kimberlíticas, pela razão $MgOxTiO_2$. A curva contínua corresponde ao campo de ilmenitas kimberlíticas, a curva tracejada corresponde ao campo de ilmenitas não-kimberlíticas e as linhas pontilhadas correspondem à porcentagem de Fe_2O_3 (Segundo Wyatt <i>et al.</i> 2004).....	97
Figura 4.6: (a) Diagrama de classificação de granadas, pela razão $CaOxCr_2O_3$ (Segundo Grütter <i>et al.</i> 2004) O elipsoide tracejado corresponde ao trend composicional encontrado por Svisero <i>et al.</i> (2005), Pereira & Fuck (2005) e Andrade (2012). (b) Diagrama de classificação de ilmenitas kimberlíticas, pela razão $MgOxTiO_2$. As curvas contínua e tracejada correspondem, respectivamente, aos campos de ilmenitas kimberlíticas e de ilmenitas não-kimberlíticas e as linhas pontilhadas correspondem à porcentagem de Fe_2O_3 (Segundo Wyatt <i>et al.</i> 2004), o elipsoide tracejado corresponde ao <i>trend</i> composicional encontrado por Andrade (2012).....	99
Figura 4.7: (a) – Arco do Alto Paranaíba, com destaque para as formações Capacete e Uberaba (Modificado de Hasui & Haralyi, 1991) (b) – modelo de distribuição de diamantes na região do arco do Alto Paranaíba, desde o Cretáceo Superior até os dias atuais (Adaptado de Chaves <i>et al.</i> 2001).	100
Figura 4.8: : Mapa litológico da ocorrência da Fm. Capacete e sua possível relação com a distribuição de diamantes nos rios da região de Coromandel.	101

Índice de Tabelas

Tabela 2.1: Alguns dos maiores diamantes do Brasil, encontrados na região de Coromandel (Segundo Cassedane, 1989; Barbosa, 1991; Liccardo & Svisero, 2005 e Hoover & Karfunkel, 2009).	21
Tabela 3.1: Relação entre as litofácies encontradas em cada terreno tectonoestratigráfico e seus consecutivos ambientes sedimentares.	54
Tabela 3.2: Acervo estrutural dos domínios Interno e Externo.....	84
Tabela 4.1: Resultados da composição química em porcentagem, das granadas e ilmenitas do Garimpo Canastrel (Microsonda eletrônica).....	92
Tabela 4.2: Resultados da composição química, em porcentagem, das ilmenitas do Garimpo Wilson (Microsonda eletrônica).	95
Tabela 4.3: Resultados da composição química, em porcentagem, das granadas e ilmenitas dos kimberlitos Douradinho 10 e França 1 (Microsonda eletrônica).....	97

Resumo

A região de Coromandel insere-se na porção N da Faixa Brasília Meridional e também no Arco do Alto Paranaíba, localizada no noroeste de Minas Gerais. A área foi subdividida, de W para E, nos terrenos tectonoestratigráficos Araxá, Rio Verde, Chapada dos Pilões, Vazante e St. Antônio do Bonito, que são sobrepostos respectivamente por falhas de empurrão e correspondem, aos grupos Araxá, Ibiá, Canastra e Vazante. Ocorre também sobre estas em discordância erosiva e angular as rochas do Gr. Mata da Corda, dividido nas formações Patos (intrusões kimberlíticas e kamafugíticas) e Capacete. O grupo Araxá foi dividido na Unidade Metaígneia composta por anfíbolitos e granitos, Unidade Ferruginosa por quartzito ferruginoso e filito grafitoso e Unidade Matassedimentar que se compõe de xistos, filitos e quartzito. O Gr. Ibiá é representado por filitos rítmicos da Fm. Rio Verde e o Gr. Canastra por quartzitos, xistos e filitos da Fm. Chapada dos Pilões, a qual foi subdividida nas unidades Psamo-pelítica Inferior, Psamítica, Psamo-pelítica Superior. O Gr. Vazante foi dividido na Escama Vazante, composta por rochas pelíticas e dolomíticas das Fm. Lagamar e Serra do Garrote e Escama St. Antônio do Bonito relacionada a Fm. St. Antônio do Bonito composta por diamictitos, metapelitos e quartzito conglomerático. Tais escamas foram compartimentadas nos domínios estruturais Interno (grupos Araxá, Ibiá, Canastra) e Externo (Grupo Vazante). Ambos foram constituídos em um único evento deformacional progressivo, que se iniciou em domínio dúctil e terminou em campo rúptil-dúctil. No Domínio Interno a foliação principal ($Si_2//Si_1//S_0$) tem direção N-S, com mergulho preferencialmente para W e no Domínio Externo a foliação principal ($Se_1//S_0$) tem direção NE-SW, com mergulho para NW. Na fase deformacional posterior ocorre a formação de dobras de escala quilométrica e geram-se as falhas de empurrão, quando se desenvolveu o Anticlinal Coromandel que configura uma *nappe* que sobrepõe as unidades do Domínio Interno, o qual constitui um sistema imbricado de empurrão. Criou-se um modelo para a bacia precursora, onde se depositaram as rochas dos grupos Vazante (Fm. Lagamar e Serra do Garrote), Canastra e Araxá em uma margem passiva (1.1-1.0 Ga), posteriormente ocorreu um evento glacial (1.0-0.9 Ga) e se formou a Fm. St. Antônio do Bonito (Gr. Vazante), por último já concomitante com a fase colisional ocorre à deposição do Gr. Ibiá em uma bacia de retro arco e a intrusão dos granitos sin-colisionais do Gr. Araxá. Os Estudos de Casos foram realizados nos garimpos Canastrel e Wilson e nos corpos kimberlíticos Douradinho 10 e França 1. Os minerais indicadores de kimberlitos nos três casos mostram um mesmo *trend* composicional. O Garimpo Canastrel ocorre nas rochas da Fm. Capacete do Gr. Mata da Corda, composta por conglomerados, rochas piroclásticas, arenito e tufos, derivados de edifícios vulcânicos (Pm. Patos) do Arco do Alto Paranaíba. No conglomerado do Garimpo Canastrel sabe-se que foram retirados três diamantes. O Garimpo do Wilson ocorre no paleoaluvião do rio St. Antônio do Bonito, o qual se constituiu exclusivamente da erosão das rochas da Fm. Capacete e do Gr. Canastra. O que aliado ao mapeamento do Gr. Mata da Corda, sugere-se que os conglomerados basais da Fm. Capacete seriam as principais rochas fonte distribuidoras de diamante nos depósitos diamantíferos de Coromandel.

Abstract

The Coromandel region in West Minas Gerais is geologically located in the Southern part of the Brasília Belt at the Alto Paranaíba Arch. The area has been mapped in a scale of 1:50.000, and subdivided, from W to E, into tectonostratigraphic terranes called Araxá, Rio Verde, Chapada dos Pilões, Vazante and St. Antônio do Bonito. They are overlapped (respectively) by thrust faults that correspond to the Araxá, Ibiá, Canastra and Vazante Grs. Overlying the sequence occur, in angular unconformity, rocks of the Mata da Corda Gr., divided into the Patos (kimberlite, kamafugites and related rocks) and the Capacete (pyroclastics and epiclastics) Fms. The Araxá Gr. is composed of a metaigneous unit (amphibolites, granites, iron quartzites and graphitic phyllites) and a metasedimentary unit (schists, phyllites, and quartzites). The Ibiá Gr. is represented by rhythmic phyllites of the Rio Verde Fm. and the Canastra Gr. by quartzites, schists and phyllites of the Chapada dos Pilões Fm. The Vazante Gr. was divided into the Lagamar and Serra do Garrote Fms, composed of pelitic and dolomitic rocks and the St. Antônio do Bonito Fm. represented by diamictites, pelites and conglomeratic quartzites. The sheets were compartmented in two structural domains: an Internal (Araxá, Ibiá and Canastra Grs) and an External (Vazante Gr.). Both domains have been affected by a single progressive deformation event, which began in a ductile environment and terminated at brittle-ductile conditions. In the Internal Domain the main foliation ($S_2//S_1//S_0$) shows N-S trend, dipping mostly to the W, while at the External Domain the main foliation ($S_e//S_0$) presents a NE-SW trend, dipping towards NW. During a later deformational phase kilometric scale folds have been formed generating thrust faults. During this phase the Coromandel Anticline was developed, which configures a nappe that overlaps the units of the Internal Domain as sets of an imbricate thrust system. A precursor basin model is described, where the rocks of the Vazante Gr. (Lagamar. and Serra do Garrote Fms.), and the Canastra and Araxá Grs. have been deposited in a Passive Margin (1.1-1.0 Ga). The St. Antônio do Bonito Fm. (of the Vazante Gr.) was deposited during a later glacial event (1.0-0.9 Ga). The last to be formed was the Ibiá Gr., already during the collisional phase, when at the same time the intrusion of the syn-collisional granites from the Araxá Gr. occurred. Cases Studies concerning diamond occurrences have been carried out at Canastrel and Wilson *garimpos* and at Douradinho 10 and França 1 kimberlite bodies. In all the cases kimberlite indicator minerals show the same compositional trend. The Garimpo Canastrel is located in the rocks of the Capacete Formation, composed of conglomerates, pyroclastic rocks, arenites and tuffs, derived from volcanic bodies of the Alto Paranaíba Arch. Three diamonds have been recovered from conglomeratic rocks at the Garimpo Canastrel. The Garimpo Wilson occurs at a paleo alluvium of the St. Antônio do Bonito River, which is composed exclusively of Capacete Fm. and Canastra Gr. rocks. Mapping suggests that the basal conglomerates of the Capacete Formation could be the main source rock of diamonds in the Coromandel area.

1. Introdução

A região de Coromandel vem sendo campo de estudos geológicos ao longo de mais de um século. Ocorrências de bens minerais, principalmente, o diamante, assim como um interesse por mapear uma região ainda desconhecida em todas as suas feições, fez com que diversos autores pesquisassem esta área, ao exemplo dos trabalhos de Rimann (1917), Guimarães (1933), Barbosa (1955), Barbosa *et al.* (1970), Svisero *et al.* (1977, 1986, 2005), Tompkins & Gonzaga (1989), Brod *et al.* (1991, 1992), Pereira (1992) e Souza (1997).

Após todos estes anos, questões cruciais ainda permanecem em aberto e necessitam de estudos adicionais, principalmente, no âmbito da origem e distribuição dos diamantes e do mapa geológico básico.

Desta maneira, apresenta-se nesta dissertação uma abordagem geológica detalhada sobre as rochas neoproterozóicas dos grupos Araxá, Ibiá, Canastra e Vazante e das rochas cretáceas do Grupo Mata da Corda. O estudo foi feito através de um trabalho sistemático de mapeamento e laboratorial, onde se coletaram dados litoestratigráficos, estruturais e metamórficos, que integralizados levaram a elaboração de um modelo tectonoestratigráfico para este seguimento da Faixa Brasília Meridional.

Através desse mesmo mapeamento, levantaram-se áreas de garimpo de diamante e de corpos kimberlíticos. O que aliado a dados analíticos de minerais indicadores de kimberlitos encontrados em aluviões, kimberlitos e nos próprios garimpos, também se apresenta aqui uma diferente perspectiva sobre possíveis rochas fontes de diamante na região de Coromandel.

Este trabalho teve financiamento e apoio logístico parcial da empresa Votorantim Metais e também auxílio da bolsa de mestrado do CNPq concedida ao autor.

1.1. Localização e vias de acesso

A área estudada situa-se no oeste do estado de Minas Gerais, na região do Triângulo Mineiro, abrange parte dos municípios de Coromandel, Abadia dos Dourados e Monte Carmelo, perfazendo um total de 1568 km². É delimitada pelos paralelos 18°26'00'' e 18°41'30'' e meridianos 47°25'30'' e 46°54'00'' e pelas coordenadas UTM de Datum Sad69 zona 23S N 7960000; S 7932000; W 244000; E 300000. Cobre parcialmente as folhas topográficas (1:100.000) Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo e Patos de Minas (Fig. 1.1).

A cidade de Coromandel fica no centro-norte da área mapeada e a partir de Belo Horizonte pode ser acessada pelas seguintes vias principais: pela BR-381 que logo após a cidade de Betim, toma-se a BR-262. Passado as cidades de Pará de Minas, Nova Serrana, Luz e Campos Altos e percorridos aproximadamente 290 km tem o trevo da MG-187, que depois de percorrer mais 100 km leva a cidade de Patrocínio. De Patrocínio se pega a BR-354 sentido Patos de Minas, que após 10 km tem a entrada para a MG-188, aonde percorridos aproximadamente 60 km chega-se a cidade de Coromandel. Distância total de 460 km.

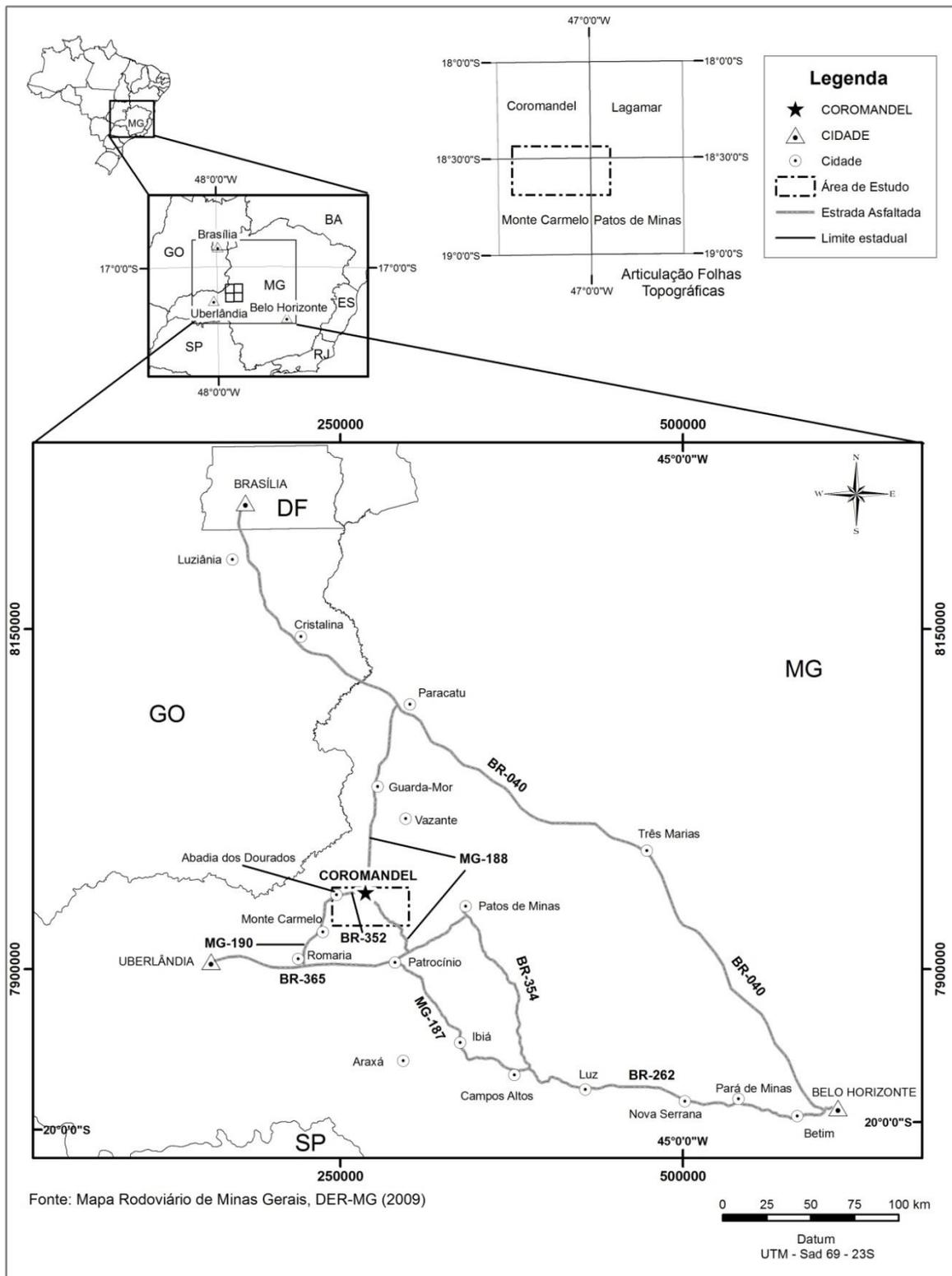


Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo e principais vias de acesso, a partir das cidades de Belo Horizonte, Brasília e Uberlândia.

A partir de Brasília as principais vias para Coromandel são: pela BR-040 onde são percorridos aproximadamente 235 km até a cidade de Paracatu. Pega-se então a MG-188,

passado Guarda-Mor e percorridos mais 170 km chega-se a Coromandel, totalizando cerca 405 km.

De Uberlândia se pega a BR-365 sentido Patrocínio, após percorridos 90 km, chega-se ao trevo para a MG-190 após as cidades de Romaria e Monte Carmelo e rodados 56 km chega-se à cidade de Abadia dos Dourados, onde se toma a BR-352 por mais 22 km até chegar em Coromandel, percorrendo uma distância total de 168 km.

1.2. Metodologia de trabalho

Levantamento da Base Cartográfica

Consistiu nas seguintes aquisições: folhas topográficas, de escala 1:100.000, Coromandel (SE.23-Y-A-II), Lagamar (SD.23-Y-A-III), Monte Carmelo (SE.23-Y-A-V) e Patos de Minas (SE.23-Y-A-VI) do IBGE, de 1970. Total de 82 fotos aéreas, de escala 1:60.000, do levantamento da USAF (1964-1969). Imagem Landsat, de escala 1:60.000, em forma de anaglifo (pancromática banda 8-EV=3x), cedida pela Votorantim Metais. Além de imagens de satélite do programa Google Earth, baixadas em junho de 2011.

Sensoriamento Remoto

As fotos aéreas e o anaglifo foram analisados com o intuito de delimitar os principais lineamentos estruturais e para separação de domínios texturais cujas características refletem diferentes litologias. Juntamente com estas, utilizaram-se as imagens de satélite e os mapas topográficos para elaboração dos roteiros de campo.

Trabalho de Campo

Realizaram-se 7 etapas, durante julho de 2011 a agosto de 2012, totalizando 86 dias de campo, onde foram descritos 979 pontos de estudo (Anexo 3), para confecção do mapa geológico, na escala de 1:50.000 (Anexo 1). Pontos chaves foram estudados em maior detalhe para delimitação das zonas de falha e contato litológico, nestas áreas-chave também se realizaram perfis esquemáticos que possibilitaram uma interpretação estratigráfica e estrutural em detalhe que visou um entendimento geral da área.

Em 7 pontos foi feita amostragem de 200 litros de material rochoso ou sedimentar para coleta de minerais indicadores de diamante. Os pontos correspondem a 2 kimberlitos, 1 conglomerado e 4 aluviões do Rio St. Antônio do Bonito. A lavagem dos minerais pesados foi feita com um conjunto de 4 peneiras com malhas de 1,0 cm, 0,5 cm, 0,2 cm e 0,1 cm, que posteriormente foram separados em lupa binocular em laboratório. O estudo visa uma comparação entre as distintas rochas e sua possível ligação com a fonte dos diamantes da região de Coromandel.

Descrição Petrográfica

Foram confeccionadas 40 lâminas delgadas, para descrição em microscópio de luz transmitida, sendo 13 do Grupo Araxá (3 granito, 4 metabásica, 2 quartzito, 2 xisto, 2 filito), 3

Grupo Ibiá (3 filito), 6 Grupo Canastra (3 quartzito, 2 xisto, 1 filito), 8 Grupo Vazante (3 metassilito, 2 diamictito, 2 dolomito, 1 quartzito) e 10 do Grupo Mata da Corda (3 conglomerado, 1 arenito, 2 tufo, 3 brecha kimberlítica, 1 diabásica). O objetivo da realização destas lâminas foi a caracterização mineralógica, textural, metamórfica e cinemática, das diversas litologias encontradas. As lâminas foram orientadas segundo Passchier & Trouw (1996). Todas as lâminas foram feitas no laboratório de laminação do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa da UFMG.

Microsonda Eletrônica

Realizaram-se análises em 10 grãos, sendo que 5 correspondem a granadas pirope e 5 a ilmenitas magnesianas. As análises foram realizadas no laboratório de micro análises do Instituto de Ciência Exatas (ICEX), na UFMG, utilizando-se a microsonda eletrônica JEOL modelo JCXA-8900R, com detector de energia dispersiva NORAN. Foram realizadas análises de composição relativa (EDS) e análises quantitativas (WDS).

Microscópio Eletrônico de Varredura

Imagens de MEV de um grão de granada foram feitas no Departamento de Engenharia de Matérias do Centro de Educação Tecnológica de Minas Gerais (CEFET-MG), através do equipamento Shimadzu, Modelo SSX-500 – Superscanning Electron Microscope.

1.3. Problemas em aberto e objetivos

A Faixa Brasília Meridional, nas últimas décadas, vem sendo amplamente estudada, principalmente nas regiões das *nappes* de Passos e de Araxá, como sintetizam os trabalhos de Valeriano *et al.* (1995, 2000, 2004a), Valeriano & Simões (1997), Seer & Dardenne (2000) e Seer *et al.* (2001, 2005). Tais trabalhos desenvolveram estudos estratigráficos, estruturais, metamórficos, litoquímicos e geocronológicos, que interligados promoveram um imenso avanço para o entendimento da evolução tectônica nesta porção da faixa que fica a sul da área de estudo. A norte da área, estudos como os de Strieder & Nilson (1992), Brod *et al.* (1991, 1992), Freitas Silva & Dardenne (1992, 1994), Pereira *et al.* (1994), Souza (1997) e Dardenne *et al.* (1998) também desenvolveram grande progresso para o conhecimento tectônico da Faixa Brasília Meridional, na sua extremidade norte. Apesar disto é notável a necessidade de serem feitos novos estudos que liguem a Nappe de Araxá com a continuidade da Faixa Brasília para norte, onde ocorre o surgimento do Grupo Vazante. Deste modo um dos focos do trabalho foi justamente mapear a região onde ocorre o contato inicial entre os grupos Canastra e Vazante, mapeamento semelhante já havia sido produzido por Souza (1997), mas com enfoque sedimentológico e estratigráfico do Grupo Vazante.

Outro fato de amplo conhecimento geológico é a ocorrência esporádica de grandes diamantes nos aluviões dos rios da região de Coromandel, como enfatizam os trabalhos de Reis (1959), Barbosa (1991), Liccardo e Svisero (2005) e Hoover & Karfunkel (2009). Porém, apesar da ocorrência ser bem conhecida na literatura, as hipóteses sobre as possíveis rochas fontes e a distribuição do diamante nestes aluviões continuam sendo contraditórias.

Deste modo, os objetivos do trabalho consistem em dois propósitos distintos:

- o primeiro corresponde a um mapeamento lito-estrutural sistemático dos grupos Araxá, Ibiá, Canastra e Vazante, englobando também as rochas cretáceas do Grupo Mata da Corda, assim como coberturas lateríticas e depósitos colúvio-aluvionares, em uma área de 1568 km². Ênfase foi dada à separação dos grupos estratigráficos em terrenos tectônicos distintos, além de se separar o Grupo Canastra em dois domínios estruturais. Tal abordagem visa a elaboração de uma tectonoestratigrafia para este segmento da faixa Brasília, estabelecendo-se assim uma possível diferenciação da evolução tectônica que tais rochas sofreram.

- o segundo relaciona-se ao estudo de casos de dois garimpos de diamante e de duas intrusões kimberlíticas, onde se tem a ocorrência de diamantes nas rochas que constituem o garimpo e/ou nas bacias hidrográficas (na área em questão). Mapeamento detalhado de tais áreas, aliado ao estudo analítico dos minerais pesados indicadores de kimberlitos (granada piropo, ilmenita magnésiana), poderão lançar luz sobre a(s) fonte(s) de tais diamantes.

2. Contexto Geológico

2.1. Evolução do Conhecimento

Segundo Barbosa *et al.* (1970), os primeiros trabalhos realizados na região do Triângulo Mineiro e adjacências iniciaram com o estudo do naturalista Saint'Hilaire durante o séc. XVIII, seguido de Derby (1886), Hussak (1894, 1906), Rimann (1917, 1931), Andrade Jr. (1925), Guimarães (1925, 1927, 1933), Barbosa (1934, 1936, 1937), Campos (1937) e Pinto (1941), sendo todos relacionados às ocorrências de diamantes, intrusões alcalinas e aos condutos de afinidade kimberlítica, kamafugítica e lamproítica das regiões de Araxá, Tapira, Serra Negra, Salitre, Catalão, Carmo do Paranaíba e Coromandel.

Em 1955 Otávio Barbosa apresenta o primeiro trabalho de mapeamento geológico sistemático da região, na escala de 1:500.000, influenciado pela lacuna de dados referentes aos trabalhos já realizados, onde define as formações Araxá e Canastra, no Guia de Excursões do congresso brasileiro de geologia desse ano.

Dando continuidade a esse levantamento geológico, devido aos interesses econômicos despertados, o DNPM resolve estudar melhor a região das “chaminés alcalinas”, dando origem ao clássico trabalho da Geologia da Região do Triângulo Mineiro (Barbosa *et al.* 1970), onde foram publicados os mapas geológicos das folhas Catalão, Patos de Minas, Uberaba e Araxá, na escala 1:250.000 e definidas as unidades estratigráficas Grupo Araxá, Grupo Canastra e Formação Ibiá.

Diversos outros trabalhos foram executados ao longo deste último meio século, no domínio regional e local da área de estudo, pode-se destacar Costa & Branco (1961), Barbosa (1965), Almeida (1967, 1977), Almeida *et al.* (1981, 2000), Costa & Angeiras (1971), Paulsen *et al.* (1974), Svisero *et al.* (1977, 1984, 1986, 2005), Dardenne (1978a, 1978b, 1978c, 2000), Dardenne *et al.* (1978, 1981) Suguio *et al.* (1979), Marini *et al.* (1981, 1984a, 1984b), Campos Neto (1984a, 1984b), Trouw *et al.* (1984), Karfunkel & Hoppe (1988), Simões *et al.* (1988), Simões & Valeriano (1990), Simões & Navarro (1996), Simões (1995), Tompkins & Gonzaga (1989), Ferrari (1989a, 1989b), Bacelar (1990), Hasui & Haralyi (1991), Sgarbi (1991), Sgarbi (1989, 1998), Sgarbi *et al.* (2001), Brod *et al.* (1991, 1992), Valeriano (1992), Valeriano & Simões (1997), Valeriano *et al.* (1995, 2000, 2004a, 2004b, 2008), Pimentel & Fuck (1992), Pimentel *et al.* (1999, 2000), Pereira (1992), Pereira *et al.* (1994), Strieder & Nilson (1992), Strieder (1993), Nogueira (1993), Pinho (1990), Pinho & Dardenne (1993), Pinho *et al.* (1993), Alkmim *et al.* (1993), Fuck *et al.* (1993, 1994), Freitas-Silva (1991), Freitas-Silva & Dardenne (1992, 1994), Pedrosa-Soares *et al.* (1994), Gonzaga *et al.* (1994), Fonseca (1996), Gibson *et al.* (1995), Campos & Dardenne (1997a, b), Souza (1997), Seer (1999), Seer *et al.* (2000, 2001, 2005), Silva (2003), Heineck *et al.* (2004), Uhlein *et al.* (2004), Azmy *et al.* (2006, 2008), Rodrigues (2008), Andrade (2008, 2012), e Dias (2011), os quais serão tratados a seguir.

2.2. Evolução Geotectônica da Faixa Brasília

O Neoproterozóico foi marcado inicialmente por uma etapa de tafrogênese (*sensu* Sengor & Natal'in, 2001), denominada de Tafrogênese Toniana, responsável pelo rifteamento e dispersão dos blocos crustais que constituíam o Supercontinente Rodínia (Brito Neves *et al.* 1999; Almeida *et al.* 2000). Posteriormente, ocorreram de forma diacrônica eventos colisionais sucessivos que formaram diversas faixas orogênicas (*e.g* Províncias Tocantins e Mantiqueira), consolidando a aglutinação do Supercontinente Gondwana, em torno de 520 Ma (Trompette, 1994; Unrug, 1996).

A Província Tocantins (Fig. 2.1) formou-se através de uma colisão entre os blocos paleocontinentais Amazônico, São Francisco-Congo e Parapanema, sendo o último encoberto pela Bacia do Paraná e inferido através de dados gravimétricos (Mantovani & Brito Neves, 2005). A província ramifica-se em três faixas orogênicas: Brasília que contorna todo o limite oeste e extremo sul do Cráton do São Francisco, Araguaia e Paraguai as quais bordejam o Cráton Amazônico (Almeida, 1967; Almeida *et al.* 1981).

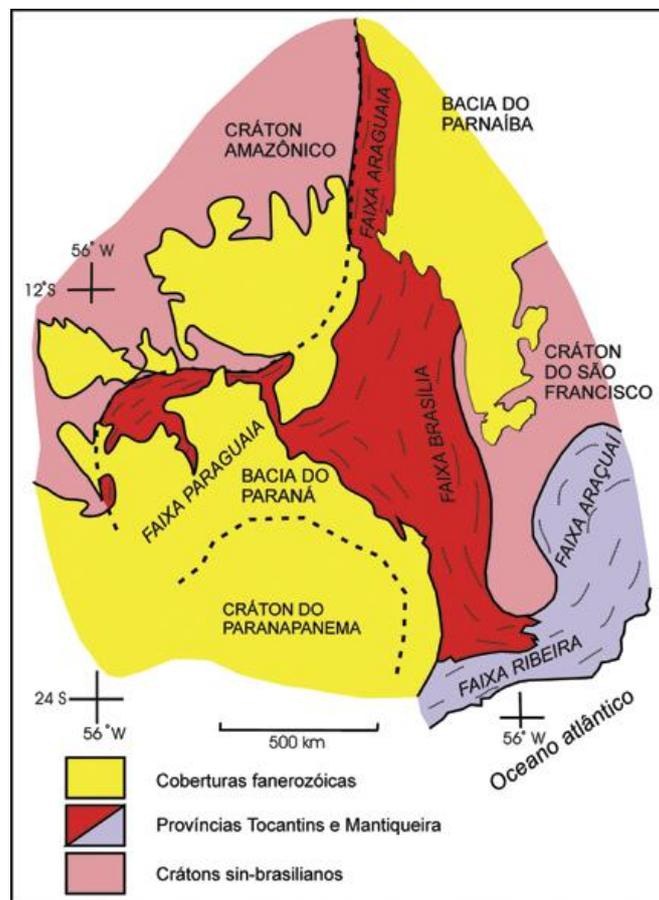


Figura 2.1 Esboço tectônico do Brasil central, com destaque para a Província Tocantins (Simplificado de Almeida *et al.* 1981 in Valeriano *et al.* 2004b).

A Faixa Brasília (Fig. 2.2) é definida como um conjunto de terrenos dobrados e escamas de empurrão que convergiram contra o Cráton do São Francisco de oeste para leste (Almeida, 1977; Marini *et al.* 1981; Fuck *et al.* 1993, 1994; Dardenne, 2000; Valeriano *et al.* 2004a). Pode ser seccionada em dois segmentos tectônicos distintos, devido aos seus

diferentes arcabouços estratigráfico, estrutural, tectônico e metalogenético (Fonseca, 1996), sendo eles a Faixa Brasília Meridional, de direção NW-SE e a Faixa Brasília Setentrional, de direção NE-SW, estes dois segmentos são separados pela Megaflexura dos Pireneus, no paralelo 17° S (Costa & Angeiras, 1971).

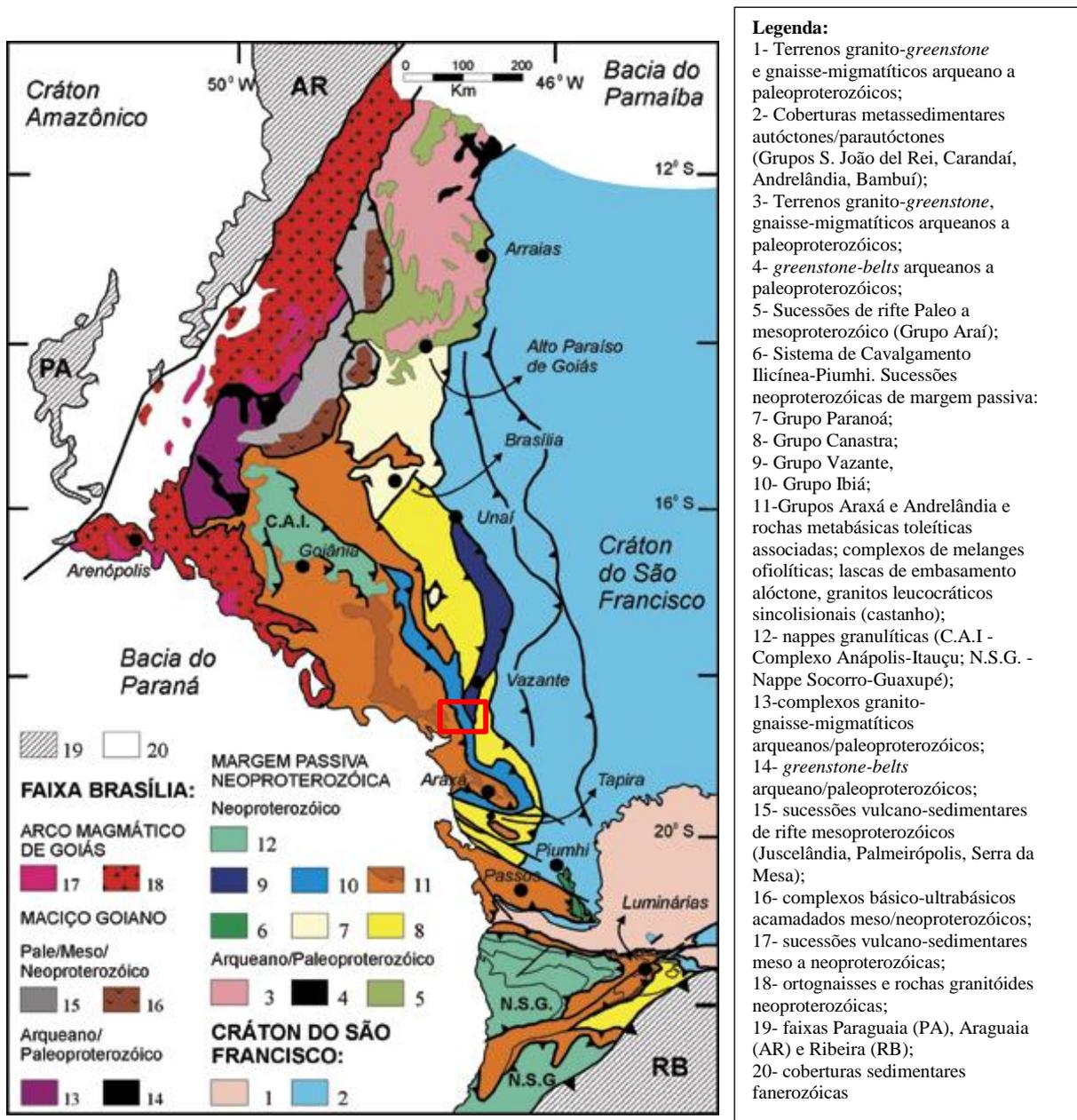


Figura 2.2 Unidades tectônicas da Faixa Brasília (Valeriano *et al.* 2004b). O retângulo vermelho indica aproximadamente a área de estudo.

Fuck *et al.* (1994) formaliza na literatura geológica a seguinte compartimentação tectônica na Faixa Brasília, de leste para oeste: Zona Cratônica, Zona Externa e Zona Interna. Simões & Valeriano (1990) e Valeriano *et al.* (1995) já faziam tal divisão na região da Nappe de Passos.

A zona cratônica é um domínio de escamas tectônicas rasas, sub-horizontais, constituídas por metassedimentos Neoproterozóicos do Grupo Bambuí, que se sobrepõem a

rochas Arqueanas e Paleoproterozóicas do embasamento cristalino que constituem o Cráton do São Francisco (Dardenne, 2000).

A Zona Externa, na porção meridional da Faixa Brasília, caracteriza-se por um conjunto de escamas de empurrão imbricadas, vergentes para E, constituídas por unidades sedimentares plataformais carbonáticas, representadas pelo Grupo Vazante e por unidades siliciclásticas compostas pelos grupos Andrelândia, Paranoá, Canastra, Ibiá e Iraí. Do sul da cidade de Piumhi até o leste da cidade de Ilicínea ocorre o Sistema de Calvalgamento Ilicínea-Piumhi (Valeriano, 1992), que também é constituído por uma complexa imbricação de escamas de empurrão, compostas por metassedimentos pelíticos e quartzosos Neoproterozóicos intercalados a *granitos-greenstone belt* Arqueanos (Dardenne, 2000; Valeriano *et al.* 2008).

A Zona Interna corresponde a um conjunto de *nappes* que se encontra sobreposto ao domínio externo. Pode ser subdividido em 3 *nappes*: a *Nappe* ou Sinforma de Araxá (Simões & Navarro, 1996; Seer, 1999), a *Nappe* ou Sinformal de Passos (Teixeira & Danni, 1978; Schmid & Fleicher, 1978) e a *Nappe* de Socorro-Guaxupé-Luminárias, todas delimitadas por rampas laterais de empurrões subverticais, respectivamente, denominadas de Zona de cisalhamento da Bocaina, Rampa lateral de Capitólio e Zona de Cisalhamento Campo do Meio. São representadas principalmente por metassedimentos Neoproterozóicos, do Grupo Araxá, Andrelândia, Canastra e Ibiá (Valeriano *et al.* 2000, 2004b, 2008).

Ocorrem ainda na porção Setentrional da Faixa Brasília o Arco Magmático de Goiás que ocupa a parte ocidental norte da faixa, composto principalmente por rochas metaplutônicas de composição diorítica a granítica. Tais rochas plutônicas possuem idade entre 900 Ma a 600 Ma e são associadas às fases pré, sin, pós-colisional, onde se desenvolveu uma subducção originando arcos de ilhas e cordilheiranos; além das rochas pertencentes ao Maciço de Goiás, as quais são representadas pelos terrenos: bloco Arqueno de Crixás-Goiás, os terrenos gnáissicos de Almas-Dianópolis, os três corpos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e o Complexo Granulítico de Anápolis-Itauçu (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.* 1999, 2000)

Uma síntese proposta por Valeriano *et al.* (2008) pode ser observada na figura 2.3, a qual mostra que a faixa formou-se em três estágios durante o período de 1.0 a 0.6 Ga. Primeiramente houve uma fase extensional de rifteamento ocasionando a formação de uma margem passiva na porção ocidental do paleocontinente São Francisco-Congo e a deposição de sedimentos plataformais neoproterozóicos. Posteriormente, com o progressivo aumento desta margem, formou-se uma zona de subducção, a qual estava alinhada com o Maciço de Goiás. Com a evolução desta subducção iniciou-se o estágio que resultou na colisão do paleocontinente do Paranapanema e dos blocos do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás formando assim a Faixa Brasília.

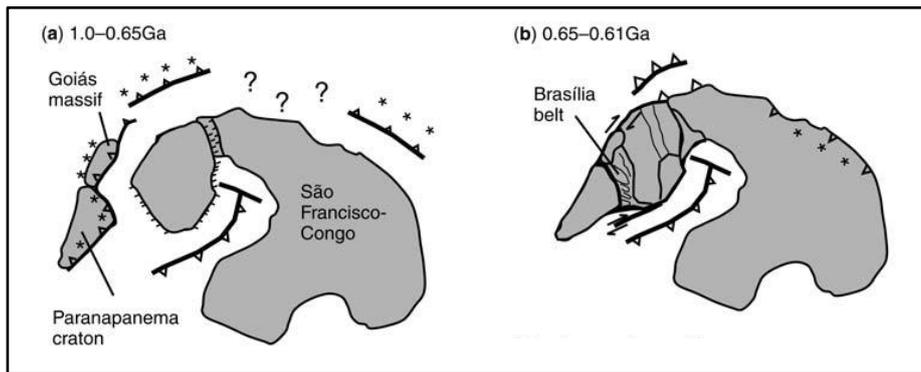


Figura 2.3: Evolução geotectônica da constituição da Faixa Brasília (Segundo Valeriano *et al.* 2008).

2.3. Unidades Estratigráficas

Serão tratadas apenas as unidades que atualmente são colocadas na área de estudo (Fig. 2.4), seguindo o mapa geológico da folha Belo Horizonte da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo da CPRM (Heineck *et al.* 2004). Abrange, portanto, rochas neoproterozóicas dos grupos Vazante, Canastra, Ibiá e Araxá. Ocorrem ainda rochas cretáceas do Grupo Mata da Corda, assim como dezenas de intrusões kimberlíticas e kamafugíticas, e coberturas cenozóicas colúvio-aluvionares e lateríticas.

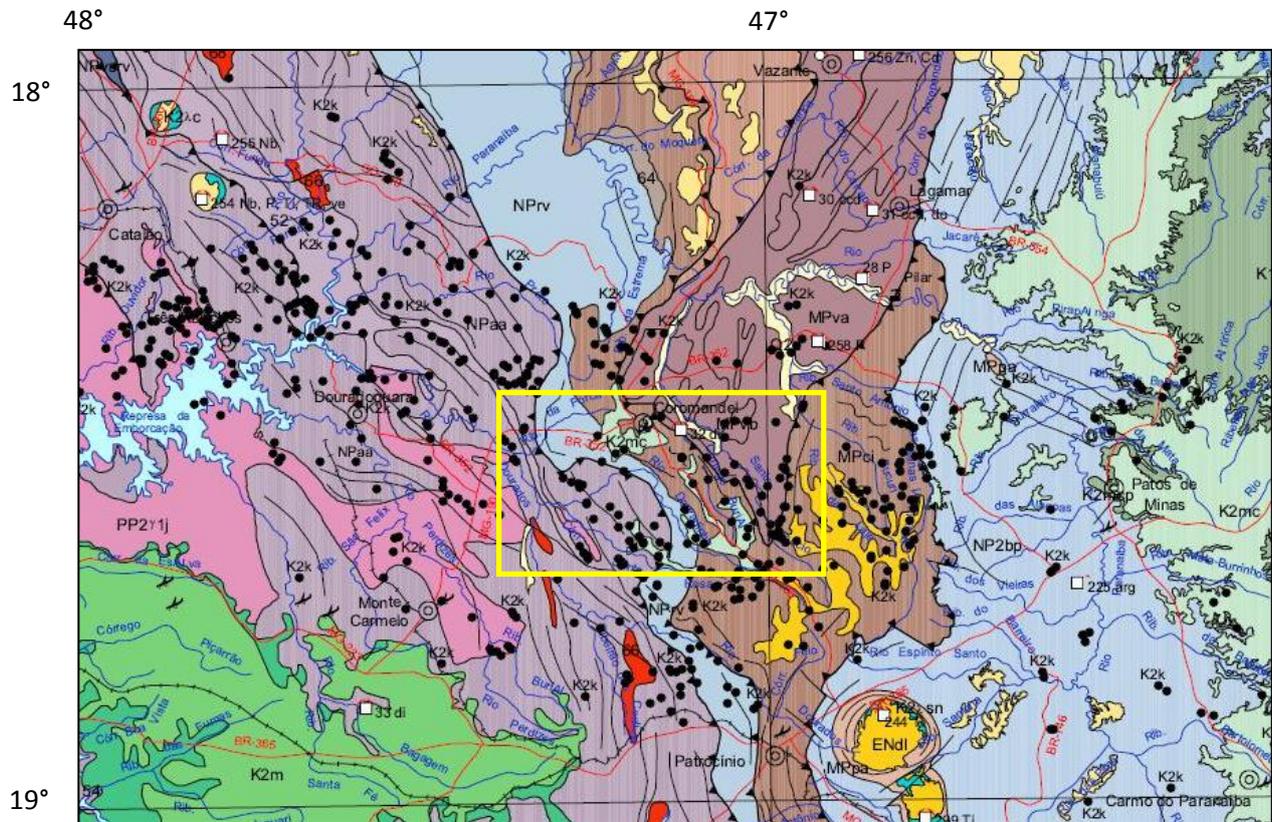


Figura 2.4: Mapa Geológico da folha Belo Horizonte (escala 1:1.000.000), ampliado na região de Coromandel. NPaa-Grupo Araxá; PP2y1j-Grupo Araxá, Suíte Jurubatuba; NPrv-Grupo Ibiá; MPci-Grupo Canastra; MPva-Grupo Vazante; K2mc-Grupo Mata da Corda; K2m-Grupo Bauru; K2k-Intrusões Kimberlíticas; ENdl-Coberturas Lateríticas. O retângulo amarelo corresponde aproximadamente à área de estudo (Heineck *et al.* 2004).

2.3.1 Grupo Vazante

O trabalho de Barbosa *et al.* (1970) relaciona as diversas formações das áreas de Morro Agudo e Vazante ao Grupo Bambuí (Costa & Branco, 1961; Dardenne, 1978c). Dardenne (1978b), na região de Morro Agudo, individualiza quatro unidades compostas por dolomitos e filitos e formaliza pela primeira vez a Formação Vazante. Com os trabalhos de Nogueira (1993), Souza (1997) e principalmente Dardenne *et al.* (1997, 1998), a Formação Vazante é elevada ao *status* de Grupo. Dardenne (2000) então divide o Grupo Vazante em sete formações, da base para o topo (Fig. 2.6): Retiro, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Serra da Lapa.

A Formação Retiro ou Santo Antônio do Bonito (Dardenne *et al.* 2001) constitui-se de camadas métricas de quartzito localmente conglomerático, intercalados em níveis pelíticos ardosianos. Na região dos rios Santo Inácio e Santo Antônio Bonito ocorrem camadas de diamictito com clastos de quartzito, calcário, dolomito, siltito e granitóides, com matriz essencialmente pelítica-carbonática localmente fosfatada, litologia esta relacionada a um ambiente deposicional glacial (Souza, 1997). Concentrações de fosfato são encontradas na fácies ardosiana, além de camadas de fosfoarenitos (Dardenne, 2000). A Formação Rocinha é composta por uma sequência rítmica arenosa e pelítica em sua base. Sobre esta ocorre um espesso pacote de ardósias e metassiltitos intercalados que passam para ardósias cinza escuro, carbonáticas e piritosas, com finas laminações fosfáticas a intervalos de fosfarenitos ricos em intraclastos e pellets, os quais constituem o depósito de fosfato de Rocinha. Finalizando no topo se tem ritmitos com alternância pelítica e arenosa, onde também ocorre uma camada constituída essencialmente por fosfarenitos, que compõe o depósito de fosfato de Lagamar (Nogueira, 1993, Dardenne *et al.* 1997).

A Formação Lagamar é uma unidade psamo-pelítica carbonática (Dardenne, 1978b; Campos Neto, 1984a), composta por alternâncias de conglomerados, quartzitos e ardósias. Sobrepostos a estes ocorrem brechas intraformacionais dolomíticas que passam para calcários cinza escuro com laminações de brechas; ainda ocorrem dolomitos estromatolíticos que se interdigitam com metassiltitos carbonáticos e metapelitos ardosianos (Dardenne, 2000). A Formação Serra do Garrote é formada por ardósias cinza esverdeadas, carbonosas e piritosas, com finas intercalações de quartzitos (Madalosso & Valle, 1978; Dardenne, 1978a; Campos Neto, 1984a). A Formação Serra do Poço Verde constitui-se essencialmente de uma sequência dolomítica. É dividida em quatro membros, da base para o topo, membros Morro do Pinheiro Inferior e Superior e membros Pamplona Inferior e Médio. Os mais importantes depósitos de Pb e Zn do Brasil ocorrem nas minas de Vazante e Morro Agudo, mineralizações estas hospedadas nas camadas de dolomitos do Membro Pamplona Inferior (Dardenne, 2000). A Formação Morro do Calcário é caracterizada como dolomitos róseos estromatolíticos, associados a dolarenitos oolitos e doluruditos. No topo do Grupo ocorre a Formação Serra da Lapa, descrito inicialmente por Madalosso & Valle (1978), na região de Paracatu, compõe-se de filitos carbonosos, metassiltitos carbonáticos, lentes de dolomitos e níveis de quartzitos (Dardenne, 2000).

Rodrigues (2008) datou grãos de zircão detrítico pelo método U-Pb e obteve as seguintes idades máximas para a deposição das formações do Grupo Vazante: 997±29 Ma (Fm. Retiro/Santo Antônio do Bonito), 935±14 Ma (Fm. Rocinha), 1.9 Ga (Lagamar), 1296±13 Ma (Fm. Serra do Garrote), 1137±8 Ma (Fm. Morro do Calcário) e 1084±14 Ma (Fm. Lapa).

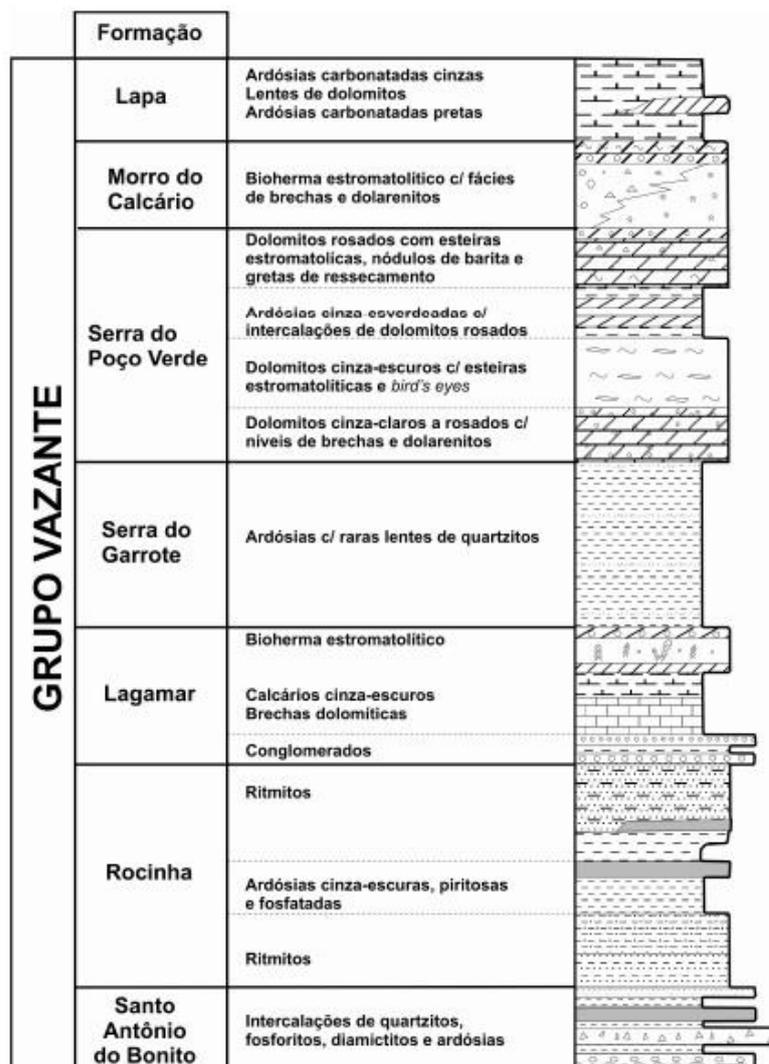


Figura 2.5: Coluna estratigráfica do Grupo Vazante. Modificado de Dardenne (2000) in Rodrigues (2008).

Grupo Canastra

Segundo Barbosa *et al.* (1970), é representado por quartzitos, filitos e xistos, subordinadamente ocorrem filitos grafitosos, filitos granádíferos, quartzitos ferruginosos e itabiritos. Campos Neto (1984a) propõe uma coluna estratigráfica com duas unidades quartzíticas na base, sobrepostas por uma unidade psamo-pelítica e Pereira (1992) e Pereira *et al.* (1994) também realizam uma coluna estratigráfica, mas não formalizam unidades e formações para o grupo.

Freitas-Silva & Dardenne (1994) dividem o Grupo Canastra em 3 formações, sendo elas, da base para o topo: formações Serra do Ladim, Paracatu e Chapada dos Pilões (Fig. 2.5). A Formação Serra do Ladim é composta essencialmente por filitos e xistos carbonosos. A Formação Paracatu, inicialmente proposta por Almeida (1967), é dividida em 2 membros: Membro Morro do Ouro (base) constituído de uma camada contínua de quartzito, que passa gradativamente para uma camada de filito carbonoso com níveis de quartzito, litologia esta aonde ocorre o importante depósito de Morro do Ouro, próximo à cidade de Paracatu. Membro Serra da Anta que são filitos cinzas com intercalações de carbonatos e quartzitos. Fechando o Grupo tem-se a Formação Chapada dos Pilões, a qual é dividida no Membro Serra da Urucânia representado por intercalações de quartzito e filitos e no Membro Serra da Batalha constituído por quartzitos.

Valeriano *et al.* (2004a) acha idade máxima para sedimentação do grupo Canastra de 1226 ± 8 Ma. Os trabalhos recentes de Rodrigues (2008) fazem um detalhamento das idades do grupo e demonstra para as formações Serra do Ladim, Paracatu e Chapada dos Pilões respetivamente idades de 1079 ± 45 Ma, 1063 ± 30 Ma e 935 ± 11 Ma.

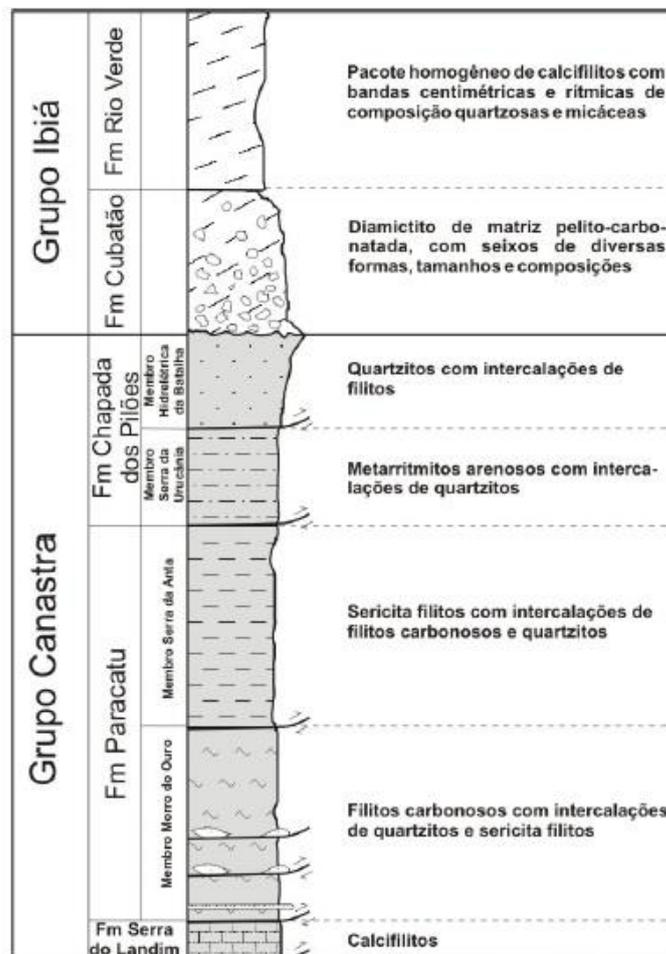


Figura 2.6: Coluna estratigráfica dos grupos Canastra e Ibiá. Modificado de Pereira (1992), Freitas-Silva & Dardenne (1994) e Dardenne (2000) *in* Rodrigues (2008).

Grupo Ibiá

Definido inicialmente como Formação Ibiá por Barbosa *et al.* (1970) e descrito como uma faixa peculiar de calcoxistos, que localmente, a N de Coromandel, ocorre um metaconglomerado polimíctico no contato com o Grupo Canastra. Pausen *et al.* (1974) e Ferrari (1989a, b) contestam a pertinência da Fm. Ibiá e a relacionam como parte do Grupo Araxá. Posteriormente, Pereira (1992) e Pereira *et al.* (1994) eleva de formação a Grupo Ibiá (Fig. 2.5) definindo como uma sequência glaciogênica, dividida da base para o topo em: Formação Cubatão, constituída por diamictitos, compostos por matriz pelítica-carbonática e clastos de grânulos até matacões de quartzo e quartzito, predominantemente, além de ocorrerem granitos, rochas básicas, filito, calcário, *chert* e formação ferrífera, e Formação Rio Verde no topo, composta por um extenso pacote de calcifilitos formados por bandas quartzosas e micáceas. Seer (1999) e Seer *et al.* (2000) mostram que os filitos da Fm. Rio Verde têm forte afinidade com áreas fontes providas de arcos magmáticos juvenis, sendo desta maneira diretamente associado com o Arco Mágmató de Goiás.

Dardenne *et al.* (1978) já relacionava os metaconglomerados da Fm. Ibiá de Barbosa *et al.* (1970) com os diamictitos da Fm. Jequitaí da região da Serra da Cabral, considerando-os assim como de origem glacial. Karfunkel & Hoppe (1988) propõem um evento glacial continental único, que teria envolvido as bordas leste, sul e oeste do Cráton do São Francisco, durante o Proterozóico Superior, correlacionando as rochas do grupos Ibiá, Macaúbas, Jequitaí, São João Del Rei e da Fm. Bebedouro. Tais diamictitos ainda são associados ao principal veículo de transporte e de distribuição de diamantes na região de Coromandel (Tompkins & Gonzaga, 1989).

Trabalhos recentes de datação através do método U-Pb em zircões detríticos obtiveram idades máximas de sedimentação para as formações Cubatão e Rio Verde de respectivamente, 935 ± 11 Ma e 640 Ma (Rodrigues, 2008) e 1154 ± 61 Ma e 639 ± 5 Ma (Dias, 2011; Dias *et al.* 2012).

Grupo Araxá

Barbosa *et al.* (1970) na região da cidade de Araxá define o grupo como um conjunto de rochas metamórficas, constituído essencialmente de mica xistos e quartzitos, com intercalações de anfibolito. Diversos outros estudos em diferentes localidades do Grupo Araxá foram realizados, ao exemplo dos trabalhos de Dardenne *et al.* (1981) na região da Serra Dourada e Simões (1995) na *Nappe* de Passos, os quais fizeram um minucioso detalhamento da estratigrafia do grupo nestas distintas regiões. Trouw *et al.* (1984) correlaciona ainda no sul de Minas Gerais, na região da *Nappe* de Varginha-Guaxupé, as rochas do Grupo Andrelândia com as do Grupo Araxá, evidenciando a vasta distribuição geográfica desta unidade estratigráfica.

Os trabalhos de Seer (1999) e Seer *et al.* (2001, 2005) demonstraram que o Grupo ou Terreno Araxá, pode ser caracterizado, na sua área-tipo (*Nappe* de Araxá), por rochas metamórficas, de assinatura geoquímica do tipo MORB e, subordinadamente, por metassedimentos, essencialmente xistos e quartzitos. Ambas as unidades são intrudidas por

granitos sin-colisionais, como o granito Serra Velha datado pelo método U-Pb em 637 ± 2 Ma (Valeriano *et al.* 2004a).

Em outras regiões como Abadia dos Dourados, Chapada dos Perdizes, Santa Cruz e Passos, ocorrem rochas metabásicas de natureza vulcânica as quais evidenciam o caráter vulcano-sedimentar do grupo Araxá (Ferrari, 1989; Leonardos *et al.* 1990; Brod *et al.* 1992; Valeriano & Simões, 1997). Strieder & Nilson (1992) apontam ainda, na região de Abadiânia em Goiás, a ocorrência de lentes de serpentinitos, talco xistos e anfibolitos que são consideradas como melange ofiolíticas.

Idades obtidas em grãos de zircão detrítico em metassedimentos do Grupo Araxá da Nappe de Passos mostram idades entre 1.0 e 0.9 Ga para sedimentação do grupo Araxá, idade esta compatível com o magmatismo máfico, datado em rochas metamáficas também da Nappe da Passos com idade de 958 Ma (Valeriano *et al.* 2004a).

Porém, devido à ampla extensão do grupo, complexa variedade litológica e intensa deformação sofrida pelas suas rochas, ainda não se chegou a uma correlação estratigráfica adequada entre as diferentes litologias do grupo Araxá, desta maneira o mesmo apresenta-se indiviso.

Grupo Mata da Corda

Costa & Grossi Sad (1968) designam o Grupo Mata da Corda como sendo as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas que sobrepõem, em discordância erosiva, as rochas do Grupo Areado na Bacia Sanfranciscana (Rimann, 1917; Barbosa, 1965, Sgarbi, 1989). Posteriormente Grossi Sad *et al.* (1971) subdivide o grupo nas fácies Patos, Capacete e Urucuia. Campos & Dardenne (1997a) elevam a Formação Urucuia a Grupo Urucuia e formalizam o Grupo Mata da Corda, constituído pelas formações Patos e Capacete.

A Formação Patos (unidade basal) é constituída por intrusões subvulcânicas kamafugíticas (Sgarbi, 1991), além de rochas kimberlíticas e vulcanoclásticas, subordinadamente (Sgarbi *et al.* 2001). A Formação Capacete é composta essencialmente de rochas vulcanoclásticas, como conglomerados e arenitos epiclásticos e materiais piroclásticos, que ocorrem com amplo espalhamento geográfico, a qual pode alcançar até 130 m de espessura, o que evidencia a grande magnitude do vulcanismo que afetou o final do Cretáceo (Sgarbi *et al.* 2001). As rochas da Formação Capacete são crono e lito correlacionadas às rochas da Formação Uberaba (Hasui, 1968) da Bacia do Paraná, que ocorrem na região do Triângulo Mineiro, sendo tais rochas separadas geograficamente pelo Arco do Alto Paranaíba (Ladeira *et al.* 1971).

Diversas datações através de diferentes métodos foram realizadas nas rochas do Grupo Mata da Corda, obtendo idades em torno de 80-90 Ma (Hasui & Cordani, 1968; Gibson *et al.* 1995; Sgarbi *et al.* 2000, 2004). Vale destacar o trabalho de Svisero & Basei (2005) realizado na região de Coromandel, onde se datou pelo método U-Pb em grãos de zircão, kimberlitos e conglomerados, representando respectivamente as formações Patos e Capacete, obtendo idades de 87 e 80 Ma para ambas litologias.

2.4. Geologia Estrutural

Os trabalhos de maior enfoque em caracterizar o arranjo estrutural da área de estudo e regiões adjacentes se iniciaram com Campos Neto (1984b), que dividiu os processos deformacionais das rochas em dois períodos tectônicos sucessivos: sintectônico e tarditectônico. O primeiro compreende três fases de deformação, sendo a fase B₁ e B₂ relacionados a dobramentos com vergência para E e a fase B₃ ligada a cavalgamentos que empilham de W para E, as zonas internas e externas. No período tarditectônico ocorrem 4 fases de deformação, nas fases B₄, B₅ e B₆ ocorrem novos dobramentos que redobram as xistosidades S₁ e S₂ geradas nas fases B₁ e B₂. A fase B₇ é ligada a falhas transversais.

Bacelar (1990), na região E de Coromandel, separa a região em três domínios estruturais e distingue três fases deformacionais: Fase Dc de caráter compressional, que gerou dobras isoclinais a apertadas, com foliação milonítica, lineações de estiramento, que caem para SW, e falhas com transporte para ENE. Segue-se a esta fase um episódio extensional (fase De), caracterizado através de critérios indiretos. A terceira fase (Fb₁) representaria a estruturação em megascale dos dobramentos da região, que redobram o acamamento sedimentar e a foliação milonítica.

Na região de Paracatu Freitas-Silva & Dardenne (1992) sugerem uma deformação D₁ progressiva e heterogênea, onde é possível caracterizar 6 fases de deformação. A primeira fase F₁ gerou uma foliação S₁, paralela ao acamamento sedimentar. Em F₂ ocorre uma nova foliação S₂, associada a uma foliação milonítica do tipo S de orientação geral N10W/20NE, sendo plano axial de dobras isoclinais a recumbentes. No auge da deformação desta fase geraram-se os planos de falhas de empurrão. Na fase F₃ ocorreu a formação de dobras, principalmente em forma *Chevron*, em todas as escalas. Falhas transcorrentes que afetam toda a faixa Brasília, também teriam sido geradas nessa fase. As fases F₄ e F₅ são associadas a outros dobramentos com eixos de direção principal N20W. A última fase F₆ é representada por extensivos fraturamentos e falhamentos normais, onde foram reconhecidas oito direções principais.

Pereira (1992) divide em dois domínios estruturais a região N de Coromandel, um domínio S de maior deformação e o domínio N de menor deformação. Onde coloca um único evento de deformação progressiva (E₁), com individualização de dois estágios compressivos distintos. O primeiro estágio (D₁) possui caráter dúctil, sendo responsável pelo desenvolvimento de estruturas típicas de zonas de cisalhamento, onde se formou uma foliação milonítica, de orientação principal N25E/45NW (domínio S) e N05E/25NW (domínio N), plano axial de dobras isoclinais, lineações de estiramento, que indicam transporte para NE (domínio S) e E (domínio N), também teria gerado as falhas de cavalgamento que sobrepõem os grupos Ibiá e Canastra. Ao final deste estágio (D₁-tardio) desenvolveram-se dobras assimétricas suaves a apertadas com vergência para E. O outro estágio (D₂) de caráter dúctil-rúptil produziu *kink bands* e *tension gashes* conjugadas, uma clivagem de crenulação de direção N-S e algumas dobras simétricas. Associado ao final deste estágio (D₂ tardio) teriam se gerado fraturas em pares conjugados.

No trabalho de Nogueira (1993) na região de Lagamar, apesar do foco não ser voltado à caracterização estrutural, foram detectado 4 eventos de deformação. O primeiro evento B_1 (sintectônico) é marcado por dobras apertadas vergentes para leste, com desenvolvimento de uma xistosidade S_1 paralela ao plano axial, de direção principal N17E/57NW. Na fase B_2 (sintectônico) desenvolvem-se as falhas inversas e de empurrão responsáveis pelos grandes lineamentos regionais de direção NE. Em B_3 (tarditectônico) ocorre o desenvolvimento de novos dobramentos que deformaram as dobras D_1 , gerando assim duplo caimento dos seus eixos. Por último se tem o desenvolvimento de falhas normais, de direção NW-SE e NE-SW.

Pinho & Dardenne (1993) identificam duas fases de deformação na região de Coromandel, denominadas principal e tardia. A principal desenvolveu uma foliação S_1 e as dobras B_i e B_e , sendo respectivamente interestratais e estratais. Mas foi no trabalho de Pinho *et al.* (1993) que pela primeira vez se caracteriza o Grupo Canastra como uma *nappe* que cavalga o Grupo Vazante, formando assim uma grande janela estrutural na região a W da Serra da Paciência.

De acordo com Simões & Navarro (1996) o padrão estrutural da zona externa (Grupo Canastra) na região de Araxá é semelhante ao padrão da zona interna. Sendo caracterizado por uma foliação principal S_1 de baixo ângulo, que é plano axial de dobras apertadas a isoclinais. Esta foliação é deformada por outros dois conjuntos de dobras. Lineações minerais e indicadores cinemáticos apontam transporte tectônico, de ambos os domínios, de WNW para ESE.

Souza (1997), assim como Nogueira (1993), não tinha em seu trabalho o enfoque estrutural, mas ambos reconhecem no Grupo Canastra uma foliação milonítica paralela ao acamamento de direção NNW, associada a dobras isoclinais. No Grupo Vazante além de uma foliação S_1 com direção para NE, ocorre uma clivagem de crenulação (S_2) sub-vertical de direção também NE.

Por último tem-se o trabalho de Seer (1999), que faz uma análise estrutural de detalhe da *Nappe* de Araxá, o qual será tomado como base para o presente trabalho. Onde distingue a existência de três fases deformacionais dúcteis, com transição para campos rúpteis, denominados D_1 , D_2 e D_3 . A primeira fase é atribuída somente a uma foliação S_1 paralela ao bandamento composicional, que é observada apenas nas charneiras das dobras F_2 . A fase D_2 ocorre a formação da principal estrutura (foliação S_2), com atitude geral 300/20. Contidas no plano S_2 se tem duas lineações de estiramento, que apontam transporte tectônico para NNE e SE. Dobras de diversos padrões e tamanhos são observadas de acordo com sua localização tectônica, ou seja, nas rampas laterais e frontal da *Nappe* de Araxá. É nesta fase que sucede a colocação dos terrenos tectônicos dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra, respectivamente, um sobre o outro e formou-se a estruturação do sinformal. A última fase D_3 desenvolveu-se em condições crustais mais rasas e apresenta-se como a zona de cisalhamento transcorrente da Serra da Bocaina. A foliação associada nesta fase tem atitude 223/66 e contém uma lineação de estiramento sub-horizontal com caimento 295/16. A evolução estrutural da Sinforma de Araxá pode ser correlacionada com a *Nappe* de Passos uma vez que os trabalhos de Valeriano (1992) e Simões (1995) mostram semelhanças diretas com Seer (1999).

2.5. Metamorfismo

As rochas da Nappe de Passos (Grupo Araxá) possuem um gradiente metamórfico invertido que passa de xisto verde na base para anfíbolito no topo, possuindo paragêneses nas zonas da biotita, granada, estauroлита e cianita sentido base para topo da *nappe* (Simões *et al.* 1988; Simões, 1995), tal caráter metamórfico invertido também é observado nas *nappes* de Araxá e Varginha-Guaxupé (Trouw *et al.* 1984; Seer, 1999). A idade do pico do metamorfismo, datada em K-Ar, é de 600 Ma (Valeriano *et al.* 2000).

Seer (1999) na Nappe de Araxá coloca as rochas metapelíticas do Grupo Ibiá em um terreno de baixo grau metamórfico, alcançando fácies xisto verde na zona da clorita, de paragêneses clorita+mica-braca+albita+quartzo+carbonato+epidoto. Já para as rochas metapelíticas e quartzíticas do Grupo Canastra o metamorfismo chegou à fácies xisto verde alto na zona da granada. Demonstrando desta forma um gradiente metamórfico específico para cada grupo estratigráfico da Nappe de Araxá.

O Grupo Vazante possui metamorfismo na fácies xisto verde baixo na zona da clorita e como nas rochas do Grupo Araxá, a idade do pico metamórfico também se deu em torno de 600 Ma (Freitas-Silva & Dardenne, 1994; Dardenne, 2000).

2.6. História do Diamante em Coromandel

Segundo Barbosa (1991), a descoberta de diamantes na região oeste de Minas Gerais se deu por volta de meados do século XVIII, quando houve um aumento da perseguição dos garimpeiros na região de Diamantina, devido ao fisco português. Ocorre então uma corrida para o lado oeste do Rio São Francisco, onde encontram diamantes no Rio Abaeté. O primeiro trabalho de caráter mais geológico foi de Hussak (1906), que descreve a mina de diamante de Água Suja na região de Romaria. Posteriormente, Rimann (1917) influenciado pela descoberta da rocha fonte de diamante na África do Sul, denominada de kimberlito por Lewis (1886 *in* Rimann, 1917), descreve a ocorrência de rochas vulcânicas entre as cidades Carmo do Paranaíba e Areado, como sendo de caráter kimberlítico. Mas de acordo com Svisero *et al.* (1977) foi Melo & Porto (1965) que descobrem o primeiro kimberlito do Brasil no estado do Piauí, denominado de Kimberlito Redondão. Seguindo a essa descoberta Bardet (1972 *in* Barbosa, 1991) na região do Alto Paranaíba, descobre o Kimberlito Vargem, no município de Coromandel.

Centenas de outros corpos kimberlíticos foram encontrados durante as últimas décadas ao longo das zonas arqueadas, fraturadas e falhadas entre as bacias fanerozóicas do Paraná, Sanfranciscana e Parnaíba (Schobbenhaus *et al.* 1984; Almeida, 1986). Estas intrusões assim como outros corpos ígneos de natureza alcalina possuem uma distribuição orientada segundo três megalineamentos estruturais (Fig. 2.7). O lineamento 125° AZ é o que apresenta o maior número dessas intrusões e se estende desde o estado do Rio de Janeiro até Roraima, a norte. Foi subdividido nos seguimentos SF, CK, DI, PA e RO, sendo que os kimberlitos da região de Coromandel estão inseridos ao seguimento CK (Gonzaga & Tompkins, 1991).

Estes kimberlitos, assim como as ocorrências de kamafugito e os complexos carbonatíticos de Catalão, Serra Negra, Salitre, Araxá e Tapira encontram-se dentro no chamado Soerguimento Arco do Alto Paranaíba (Hasui & Haralyi, 1991), onde durante o Cretáceo Superior (90-80Ma) se implantou a pluma mantélica de Trindade (Gibson *et al.* 1995).

Os trabalhos de Reis (1959), Cassedane (1989), Barbosa (1991), Karfunkel *et al.* (1994) e Hoover & Karfunkel (2009) demonstram que a região de Coromandel é notadamente a mais famosa em diamantes do país, por apresentar periodicamente megadiamantes (>100ct), principalmente ao longo dos cursos dos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio, Santo Antônio das Minas Vermelhas, Douradinho e Dourados. Liccardo & Svisero (2005) sintetizam as ocorrências das descobertas dos maiores diamantes da região como pode ser observado na figura 2.8 e na tabela 2.1.

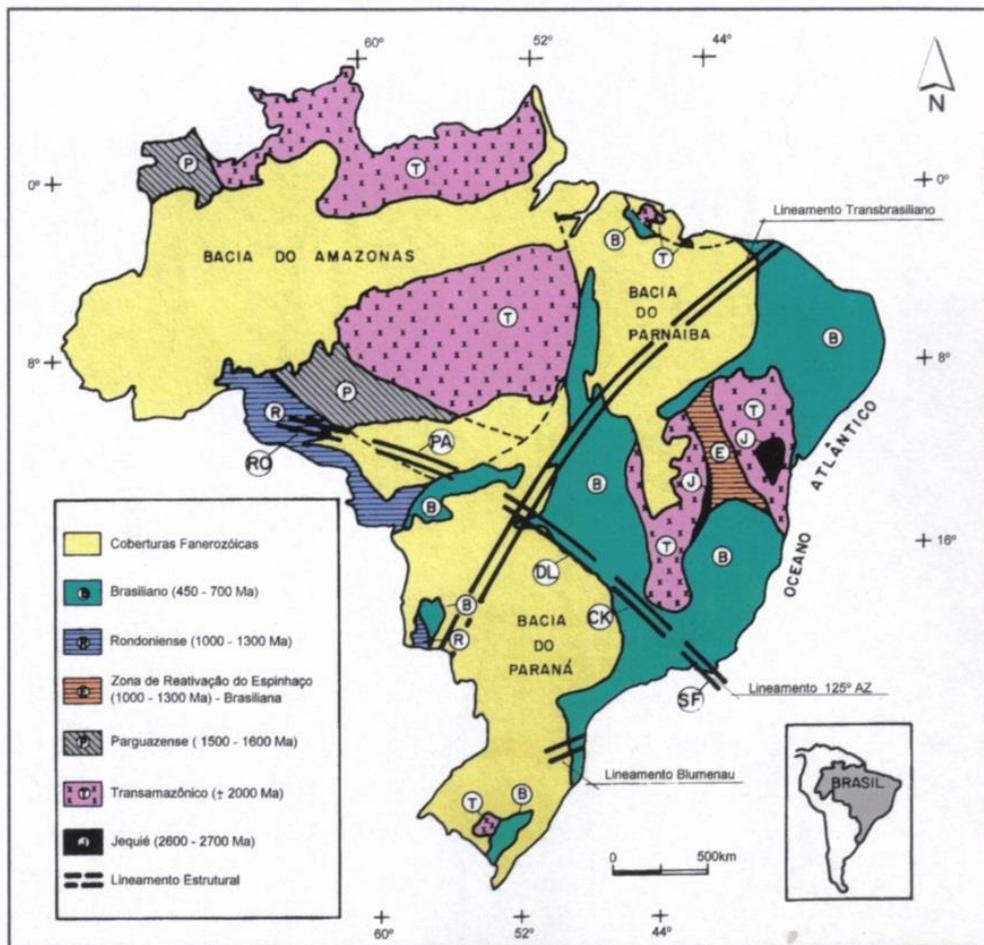


Figura 2.7: Mapa Geotectônico do Brasil com os megalineamentos Transbrasiliano, Blumenau e 125° AZ (Modificado de Schobbenhaus & Campos, 1984 *in* Gonzaga & Tompkins, 1991).

Apesar da ampla distribuição de diamantes na região e das dezenas de kimberlitos que ocorrem, até o momento não se tem um consenso entre os pesquisadores sobre a origem e distribuição destes diamantes. Realizaram-se nos últimos anos diversos trabalhos, que consistem em duas teorias opostas em seus fundamentos, para explicar tal fato.

Uma teoria, apontada por Tompkins & Gonzaga (1989), Gonzaga *et al.* (1994) e Gonzaga (2005), defende uma origem alóctone para o diamante. A qual sugere que as fontes primárias dos diamantes estariam no Cráton do São Francisco, de onde teriam sido transportados através de geleiras do Proterozóico Superior durante a glaciação Sturtiana (Uhlein *et al.* 2004) e Glaciação Samburá (Gonzaga, 2001) e depositados respectivamente nos diamictitos dos grupos Ibiá e Vazante e da Formação Samburá. Posteriormente foram retrabalhados durante o Cretáceo Inferior, presentes assim também na Formação Abaeté do Grupo Areado.

A outra teoria aponta uma origem autóctone para estes diamantes, relacionando-os a fontes primárias próximas que estariam ligadas aos diversos corpos kimberlíticos da região, pode-se destacar os trabalhos de Svisero *et al.* (1984, 1986, 2005), Barbosa (1991), Svisero (1992), Chaves *et al.* (2005), Svisero & Basei (2005) os quais caracterizam, principalmente, os aspectos mineralógicos e cristalográficos dos diamantes e dos minerais indicadores presentes para defender tal hipótese, apesar da ampla maioria dos kimberlitos localizados até o momento se mostrarem estéreis e/ou antieconômicos (Pereira, 2007).

Outro fato pouco abordado e tema central dos estudos de casos é o fato dos conglomerados da Formação Capacete do Grupo Mata da Corda conter diamantes e/ou minerais indicadores na região de Coromandel (Barbosa *et al.* 1970; Barbosa, 1991; Sgarbi *et al.* 1998, 2001; Svisero & Basei, 2005), porém, até o presente trabalho não se tem nenhum estudo que evidencia a ocorrência de diamantes nesta rocha. Apenas nos conglomerados da Fm. Uberaba do Gr. Bauru, sabe-se que há mais de cem anos, ocorre exploração de diamante, na mina de Água Suja em Romaria (Hussak, 1906; Suguio *et al.* 1979; Barbosa, 1991).

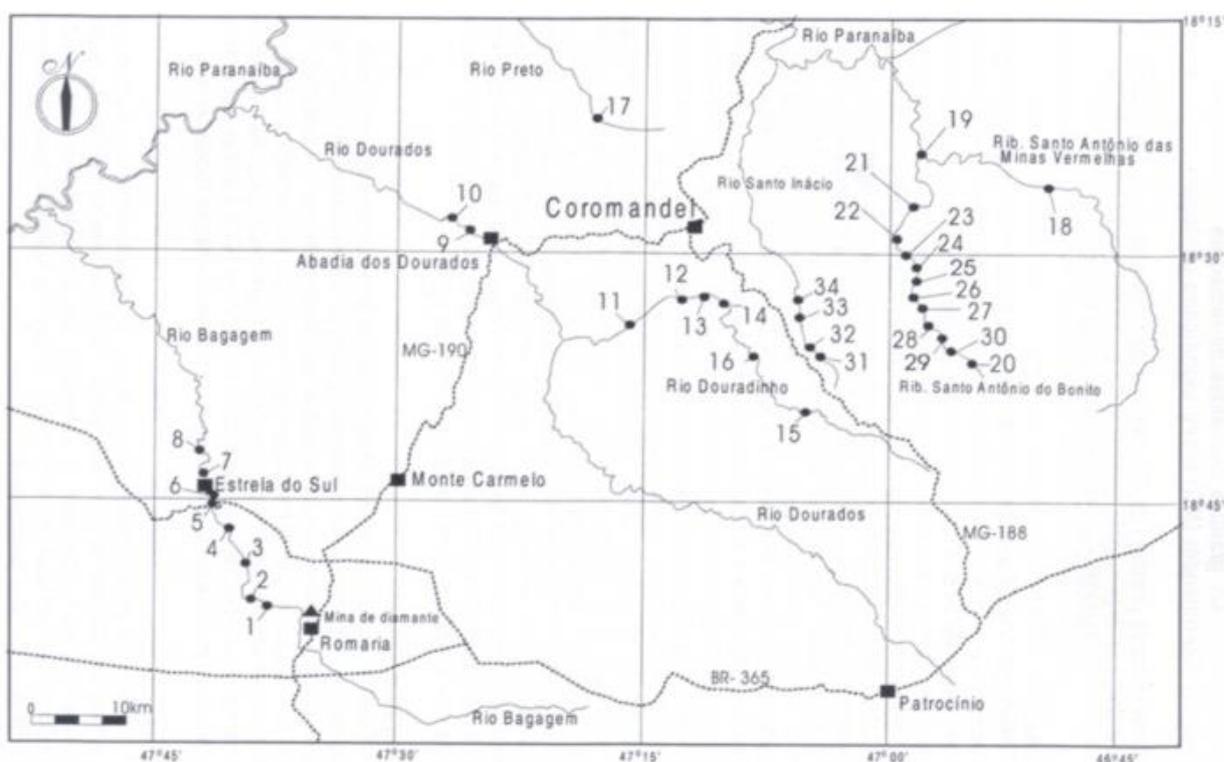


Figura 2.8: Mapa da região de Coromandel indicando a localização onde foram encontrados alguns dos grandes diamantes brasileiros, as quais se encontram listados na tabela 2.1 (Segundo Liccardo & Svisero, 2005)

Devido às inúmeras ocorrências de rochas kimberlíticas na região de Coromandel e sua direta ligação com os diamantes, descreve-se aqui, uma breve caracterização geral das rochas kimberlíticas, que segundo Mitchell (1995) são: rochas ígneas potássicas ultrabásicas, ricas em voláteis (CO₂), exibindo comumente uma textura inequigranular resultante da presença de macrocristais imersos em uma matriz fina. A assembleia de mega/macrocrístais consiste em cristais anédricos de olivina, ilmenita magnésiana, granada tipo Ti-piropo, diopsídio, flogopita, enstatita e cromita. Na matriz ocorre a segunda geração de olivina euédrica a subédrica, além de minerais como monticellita, flogopita, perovskita, espinélio, apatita e serpentina. Os corpos possuem forma cônica e se dividem em três fácies: cratera, diatrema e raiz, ocorrendo também em forma de sills, diques e soleiras. Podem ser mineralizados ou não em diamantes provindos do manto na ascensão do magma.

Tabela 2.1: Alguns dos maiores diamantes do Brasil, encontrados na região de Coromandel (Segundo Cassedane, 1989; Barbosa, 1991; Liccardo & Svisero, 2005 e Hoover & Karfunkel, 2009).

Nº	Nome	Rio/Região	Peso(ct)	Data
27	Presidente Vargas	St. Antônio do Bonito/Coromandel	726,6	1938
28	Santo Antônio do Bonito	St. Antônio do Bonito/Coromandel	602	1939
29	Darcy Vargas	St. Antônio do Bonito/Coromandel	460	1939
33	Charneca	St. Inácio/Coromandel	428	1940
12	Presidente Dutra	Douradinho/Coromandel	407,68	1949
25	Diário de Minas	St. Antônio do Bonito/Coromandel	375	1941
24	Bonito 1	St. Antônio do Bonito/Coromandel	346	1948
23	Sem nome	St. Antônio do Bonito/Coromandel	328	-
26	Sem nome	St. Antônio do Bonito/Coromandel	309	-
08	Estrela do Sul	Bagagem/Estrela do Sul	261,38	1853
22	Cruzeiro	- /Coromandel	261	1942
34	Coromandel 3	St. Inácio/Coromandel	226	1936
17	Rio Preto	Preto/Coromandel	177	1972
02	Juscelino Kubitschek	Bagagem/Estrela do Sul	175	1954
21	Minas Gerais	St. Antônio do Bonito/Coromandel	173	1937
01	Sem nome	- /Estrela do Sul	147	1970
18	Minas Vermelhas	St. Antônio das Minas	140	1960
31	Vargem 1	St. Inácio/Coromandel	110	1940
04	Governador Valadares	Bagagem/Estrela do Sul	108	1940
32	Vargem 2	St. Inácio/Coromandel	105	1942
09	Abadia dos Dourados	Dourados/Abadia dos Dourados	104	1975
06	Sem nome	- /Estrela do Sul	99	1955
10	Sem nome	Dourados/Abadia dos Dourados	91	1977
30	Sem nome	St. Antônio do Bonito/Coromandel	90	1970
19	Sem nome	St. Antônio do Bonito/Coromandel	90	1980
07	Princesa de Estrela do Sul	Bagagem/Estrela do Sul	82	1977
14	Douradinho 2	Douradinho/Coromandel	82	1987
20	Sem nome	St. Antônio do Bonito/Coromandel	80	1977
11	Douradinho 1	Douradinho/Coromandel	76	1976
13	Douradinho 3	Douradinho/Coromandel	75	1986
03	Sem nome	- /Estrela do Sul	67	1965
15	Douradinho 4	Douradinho/Coromandel	60	1989
16	Douradinho 5	Douradinho/Coromandel	56	1990
05	Sem nome	- /Estrela do Sul	50	1956

3. Tectonoestratigrafia

Como elucidado no trabalho de Seer (1999), se faz necessário analisar separadamente cada escama tectônica da Faixa Brasília Meridional, para se chegar a um melhor conhecimento da sua evolução tectônica. Tais escamas ou *thrust sheets* são separadas por zonas de cisalhamento que constituem falhas de empurrão e cada *sheet* por sua vez possui características litológicas, estruturais e metamórficas distintas (Boyer & Elliott, 1982), representando deste modo blocos crustais que estão colados geograficamente, mas que podem não possuir nenhuma ligação temporal, sedimentar ou deformacional. Segundo Howell (1993) estas escamas delimitadas por falhas também podem ser denominadas de terrenos tectonoestratigráficos e constituem peças fundamentais para a montagem da história de um evento orogênico. Aliado às novas e crescentes datações através do método U-Pb em grãos de zircão (e.g. Valeriano *et al.* 2004a; Rodrigues, 2008), cada vez mais se mostra evidente a utilização do conceito de tectonoestratigrafia para se caracterizar o empilhamento crustal dos diferentes ambientes tectônicos da Faixa Brasília.

Deste modo, o empilhamento tectonoestratigráfico proposto para a área constitui em 5 escamas tectônicas principais, estruturadas por falhas de empurrão, como mostra a coluna tectonoestratigráfica da figura 3.1. Da base para o topo se tem: Escama Santo Antônio do Bonito, Escama Vazante, Escama Chapada dos Pilões, Escama Rio Verde e Escama Araxá. As escamas St. Antônio do Bonito e Vazante possuem uma falha de empurrão interna que duplica estes compartimentos tectônicos. Na Escama Araxá ocorre uma zona de cisalhamento, composta por duas falhas de empurrão, que separa o Grupo Araxá nas unidades: Matassedimentar, Metaferruginosa e Metaígneia.

Ocorrem sobre estas unidades tectônicas, através de uma discordância angular e erosiva, rochas cretáceas pertencentes ao Grupo Mata da Corda, o qual é dividido nas formações Patos e Capacete. Sobre a Fm. Capacete se tem uma cobertura detrito-laterítica. Depósitos colúvio-aluvionares diamantíferos fecham a estratigrafia da região de Coromandel.

Assim nos capítulos seguintes se abordará detalhadamente a lito-estratigrafia e o arranjo estrutural de cada terreno tectonoestratigráfico, assim como também uma descrição lito-estratigráfica do Grupo Mata da Corda. Através da identificação das fácies sedimentares, sugeriram-se os possíveis ambientes sedimentares que tais rochas foram depositadas. Com a integração das colunas levantadas e das litofácies identificadas, aliado aos dados geocronológicos, geoquímicos e isotópicos disponíveis na literatura, assim como pela análise estrutural exposta a seguir, pressupõe-se uma hipótese sobre a possível evolução tectônica deste seguimento da Faixa Brasília, desde sua bacia precursora ao atual arranjo tectônico em que estes blocos crustais se encontram.

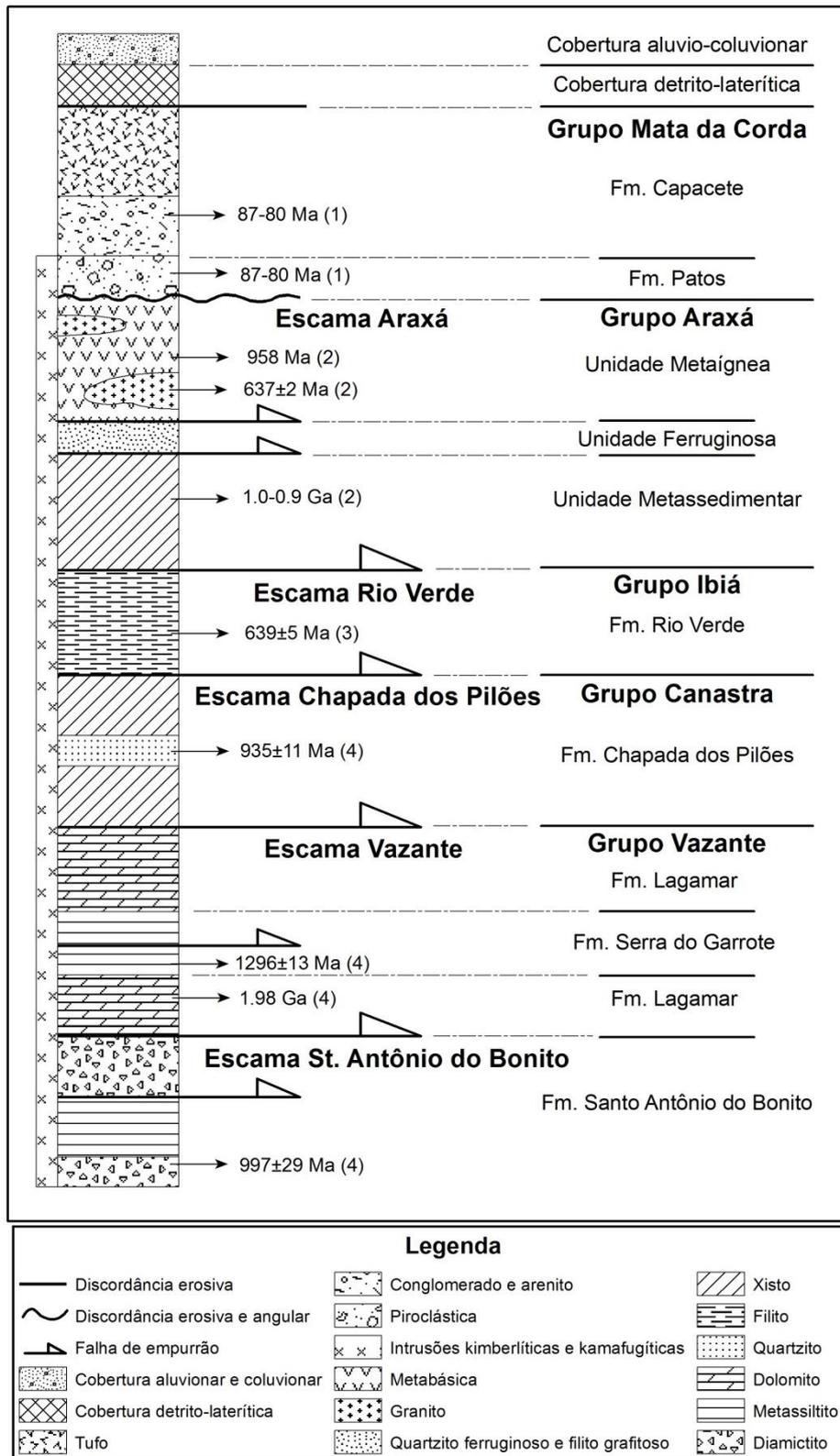


Figura 3.1: Coluna tectonoestratigráfica da região de Coromandel. As idades são de U-Pb obtidas em grãos de zircão, correspondem: 1-Svisero & Basei (2005), 2-Valeriano *et al.* (2004a), 3-Dias (2011), 4-Rodrigues (2008).

3.1. Unidades Lito-estratigráficas

As colunas lito-estratigráficas e tectonoestratigráficas foram levantadas através da junção de perfis realizados em pontos chaves, que juntamente com as descrições das rochas aflorantes em toda área estudada, visam situar as relações sedimentares e estratigráficas de cada unidade. A distribuição cartográfica das rochas mapeadas está no Mapa Geológico da Região de Coromandel (Anexo 1), assim como também demonstra o mapa litológico simplificado da figura 3.2. No anexo 2 se encontram três perfis geológicos que ilustram a relação geométrica dos contatos entre as unidades estratigráficas.

3.1.1. Grupo Vazante

Ocorre como compartimento tectônico basal e faz contato de topo com o Grupo Canastra, através de uma falha de empurrão. Aflora na porção centro-leste da área na forma de uma baixada relativamente plana, a qual é circundada a E e W pelas serras constituídas por rochas do Grupo Canastra. No fechamento do Grupo Vazante a sul, também ocorre contato com o Gr. Canastra, mas através de uma falha transcorrente subvertical.

Foi dividido em três unidades lito-estratigráficas: Formação Santo Antônio do Bonito, Formação Lagamar e Formação Serra do Garrote, todas correlacionadas ao trabalho de Dardenne (2000). Estas formações por sua vez estão separadas tectonicamente por uma falha de empurrão de alto a médio ângulo, compondo duas escamas tectônicas: Escama Santo Antônio do Bonito, que abrange somente as rochas da Formação St. Antônio do Bonito e Escama Vazante, constituindo-se das rochas das formações Lagamar e Serra do Garrote (Fig. 3.3).

Na Escama Santo Antônio do Bonito ocorre uma falha de empurrão interna de alto ângulo, evidenciada por um descontínuo conjunto de silexito e brechas de falha que formam um lineamento de direção NE-SW. Esta falha foi denominada de Falha do Fosfato por conter afloramentos de ardósias e metassiltitos enriquecidos em fosfato (*e.g.* Pt. 570) próximo à zona de cisalhamento e por estar alinhada aos conhecidos depósitos de fosfato da Rocinha e de Lagamar (Nogueira, 1993; Dardenne *et al.* 1997; Souza, 1998). A mesma situação se repete na Escama Vazante, onde ocorre uma falha de empurrão com brechas de falha e silexito formando um lineamento de mesma direção, interpretada como plano axial de uma dobra apertada que gerou a duplicação das unidades estratigráficas Lagamar e Serra do Garrote. Tal situação pode ser observada mais claramente no perfil A-A' do anexo 2. Próximo à zona de falha se tem conhecimento da ocorrência de minério de zinco, onde na região já se realizaram pesquisas de sondagem por algumas empresas que evidenciaram esta ocorrência mineral. Devido a este fato denominou-se esta falha de Falha do Zinco.

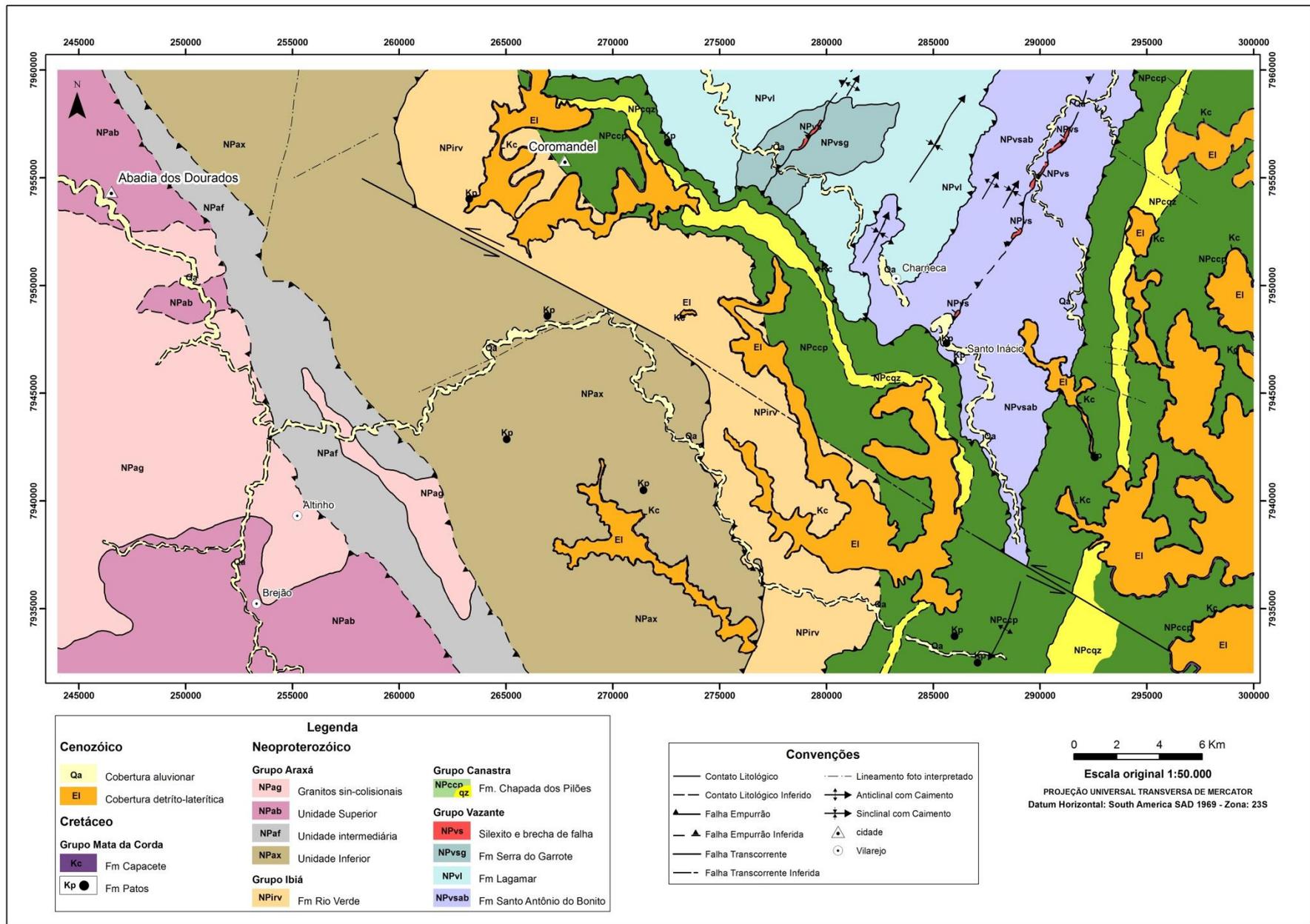


Figura 3.2: Mapa lito-estratigráfico simplificado da região de Coromandel.

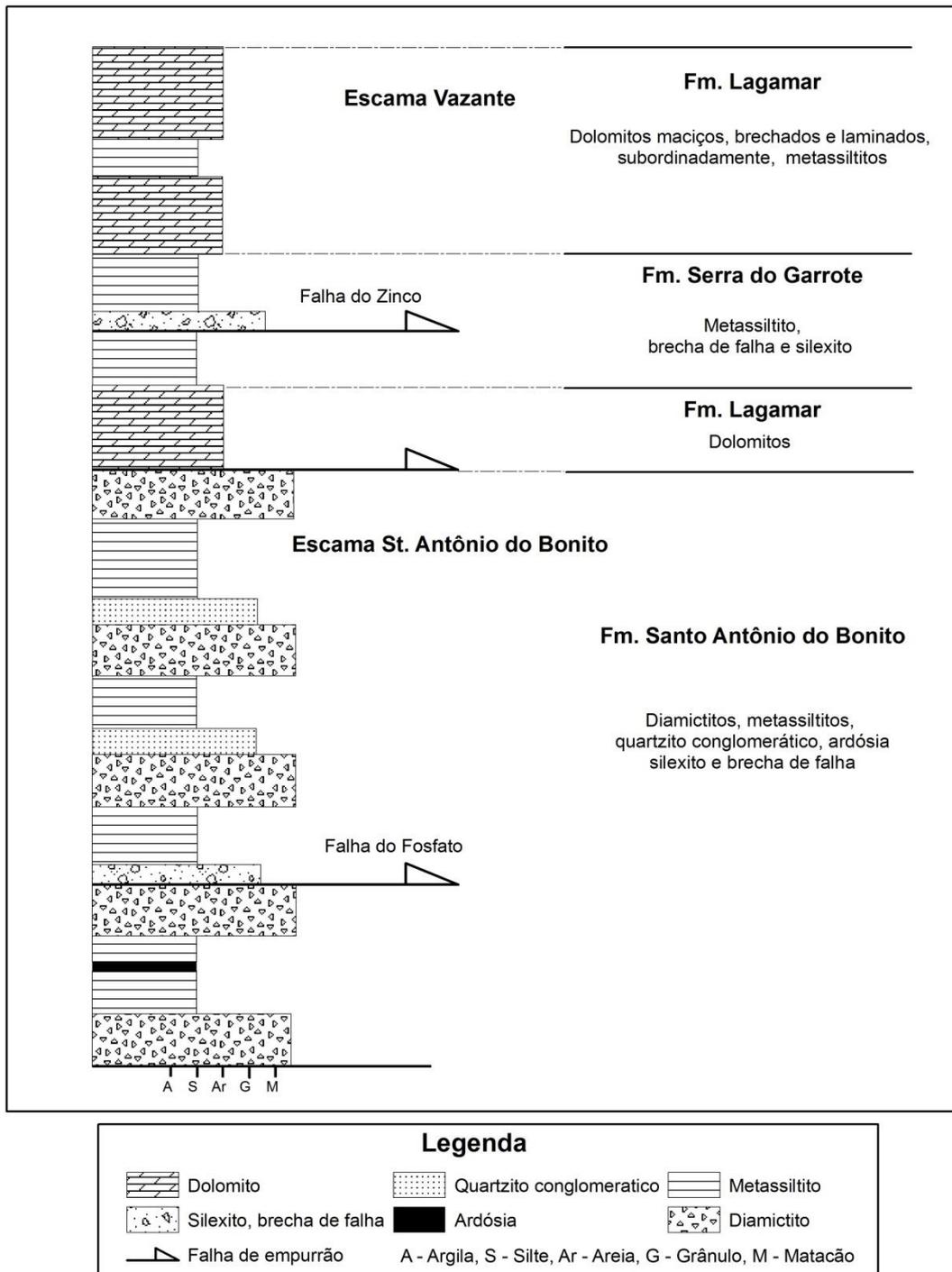


Figura 3.3: Coluna tectonoestratigráfica do Grupo Vazante.

3.1.1.1. Formação Santo Antônio do Bonito

Compõe-se de rochas metassedimentares rudáceas a lutáceas intercaladas. A estratigrafia foi levantada, através da junção de alguns pontos chaves (*e.g.* Pts. 182, 191, 568, 570, 589, 592), o que revelou uma sucessão de metadiamicctitos polimícticos intercalados com camadas de metassiltitos. Subordinadamente os metadiamicctitos também variam lateralmente e verticalmente para quartzitos conglomeráticos. Localmente intercaladas como lentes

descontínuas, ocorrem ardósias e metassiltitos fosfatados, que constituem a ocorrência fosfática de Ponte Caída (Mollat, 1976 *in* Souza, 1998).

Os metadiamicritos (Fig. 3.4a) são polimícticos e possuem os seguintes clastos em ordem decrescente de ocorrência: quartzo, quartzito, rocha carbonática alterada (calcário ou dolomito), metapelitos, óxidos, quartzito ferruginoso, xisto, chert e granitoide. Os clastos são em sua maior parte tamanho calhau, mas ocorrem com mais de 1,0 m de comprimento (Fig. 3.4b), assim como grânulos e seixos. Comumente exibem elevado grau de estiramento, principalmente, nos clastos de metapelitos. Vão de angulosos a arredondados, com predomínio de subarredondados. Ocorrem camadas (2-5 m de espessura) com maior concentração de clastos em relação a outras porções mais espessas (10-20 m) apenas com alguns seixos isolados constituídos essencialmente pela matriz. A matriz é pelítica a quartzosa, quando fresca mostra coloração verde e lilás e quando alterado fica amarelada a bege, em algumas porções ocorre silicificada. Em lâmina (Fig. 3.4c) a matriz é composta essencialmente de grãos angulosos a arredondados de quartzo de até 1,0 mm, além de mica branca, clorita, carbonato, opacos, chert, fragmentos de rocha e feldspato. Há a presença de várias famílias de *tensions gashes* e veios de quartzo isolados de até 2 m de espessura, em boa parte dos afloramentos que ficam próximo a zona de cisalhamento, caracterizando uma deformação rúptil-dúctil nestas rochas. As melhores exposições desta litologia se encontram nas margens dos rios Santo Inácio (Fig. 3.4d) e Santo Antônio do Bonito. Souza (1998) descreveu tais afloramentos e classificou-os como diamicritos produzidos por fluxos gravitacionais glacio-marinhos.

A passagem do diamicrito para o metassiltito se faz gradacionalmente à medida que se tem a total escassez da presença de clastos e a matriz se torna exclusivamente pelítica. O metassiltito encontra-se sempre em elevado grau de intemperismo em tons de laranja e rosa (Fig. 3.4e). Normalmente ocorrem camadas mais arenosas, com granulometria até areia grossa, intercaladas ritmicamente a porções argilo-siltosas, as quais marcam o acamamento sedimentar. Devido à intensa deformação, estas camadas mais competentes (arenosas), frequentemente mostram-se como *boudins* (Fig. 3.4f). Dentro deste pacote ocorrem camadas lenticulares de ardósias cinzas com níveis milimétricos esbranquiçados, interpretados como possíveis cristais de apatita microcristalina, como observado por Nogueira (1993) no depósito de Lagamar. Nos metassiltitos alterados também se pode observar em alguns pontos (*e.g.* 138, 603, 939) estes níveis fosfáticos intercalados.

O quartzito conglomerático é branco a róseo, mal selecionado e a maior parte dos grãos são subarredondados, contém clastos isolados (Fig. 3.5a), principalmente de quartzo, quartzito e metapelito, dispersos em uma matriz constituída essencialmente de quartzo. Microscopicamente, a matriz é semelhante à encontrada no diamicrito, sendo composta basicamente por quartzo, mica branca, fragmentos de rocha e opacos (Fig. 3.5b).

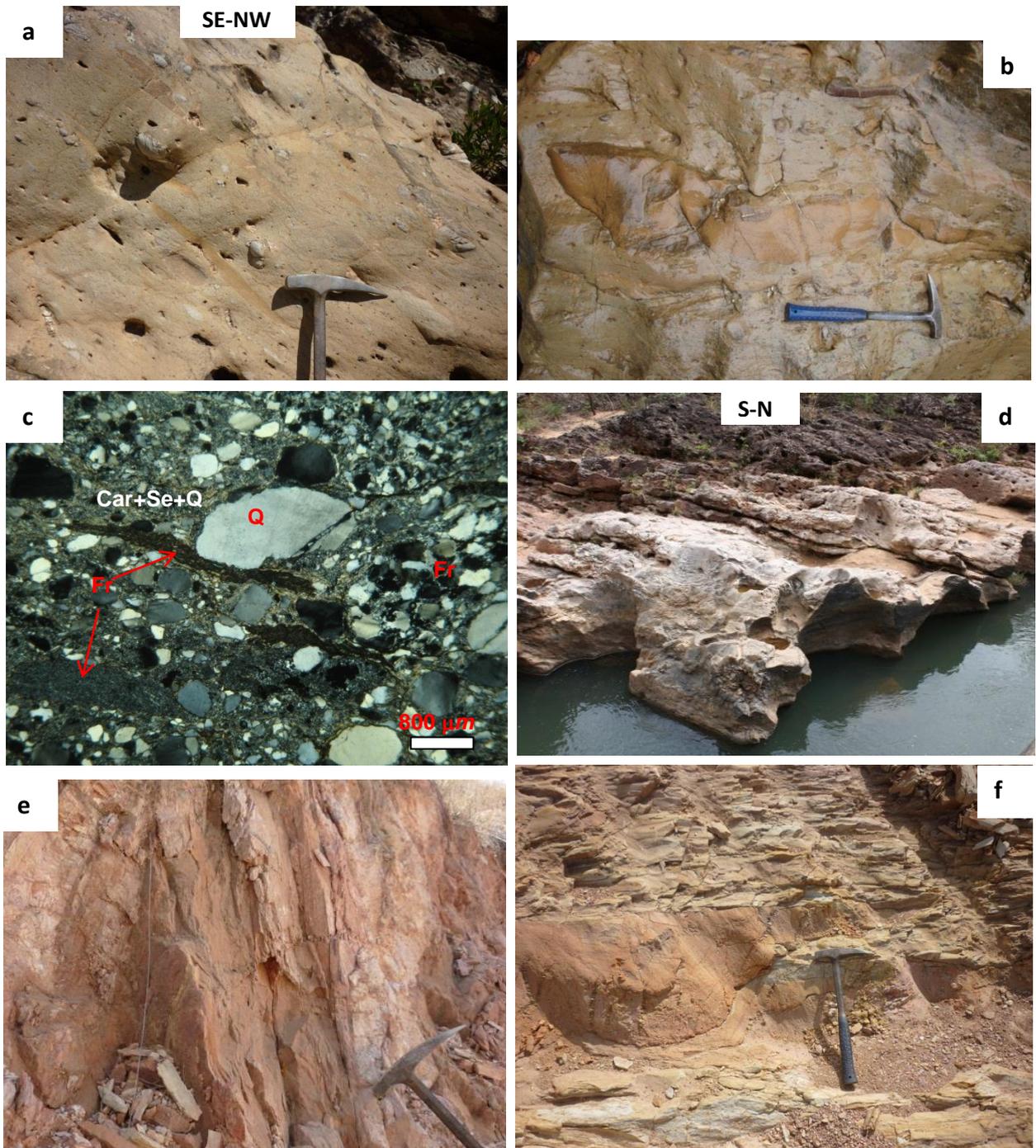


Figura 3.4: (a) Diamictito com clastos de quartzo, quartzito e metapelitos estirados (Pt. 191). (b) Destaque para matação de quartzito (Pt. 191). (c) Fotomicrografia (NC) do diamictito, com fragmentos de rocha (Fr) pelítica e siltítica e de grãos subarredondados de quartzo (Q), imersos em matriz composta por quartzo, sericita e carbonato (Car+Se+Q). (d) Afloramento com boa exposição do diamictito a margem do Rio Santo Inácio. (Pt. 192). (e) Metassiltito em elevado estado de alteração (Pt. 112). (f) Metassiltito com camadas areno-siltosa boudinada (Pt. 124).

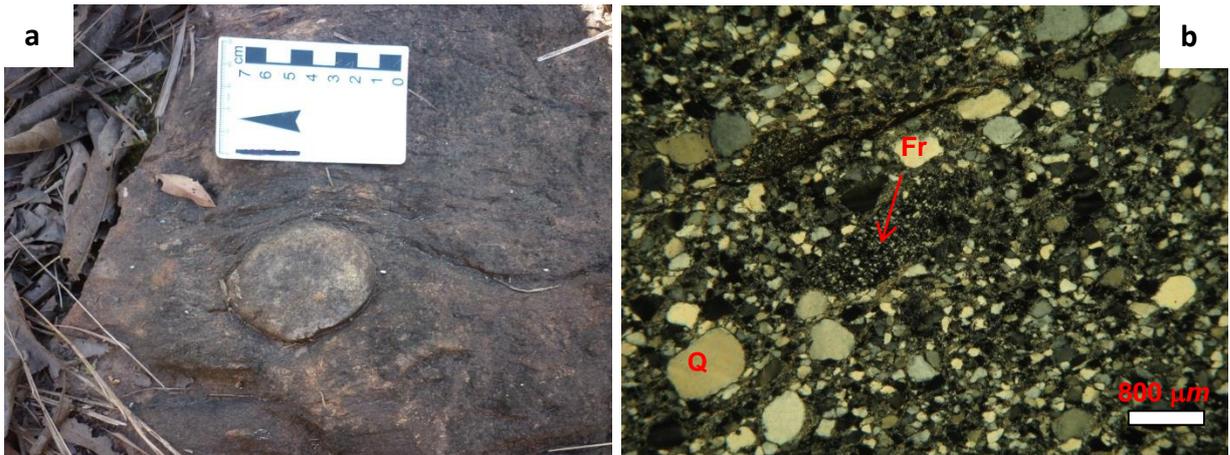


Figura 3.5: (a) Quartzito conglomerático com seixo de quartzo isolado (Pt. 182). (b) Fotomicrografia (NC) do quartzito conglomerático, com fragmentos de rocha siltítica (Fr) e grãos de quartzo(Q).

3.1.1.2. Formação Lagamar

Forma a base da Escama Vazante e ocorre coberto por um espesso pacote de solo residual argilo-arenoso avermelhado, distribuído em uma vasta planície, onde atualmente ocorrem grandes plantações de milho e algodão (Fig 3.6). São raros os afloramentos na área de estudo, apenas em dois pontos foram observados rocha fresca, sendo eles os pontos 168 e 404, além de observar blocos dispersos sobre o solo.

É composta por metasedimentos carbonáticos, representados por uma sucessão de dolomitos micríticos de coloração branca, cinza e rosa. Ocorre alternância de camadas métricas a centimétricas de dolomitos maciços, laminados, brechados (Fig. 3.7a) e doloarenitos, se têm ainda níveis centimétricos de metassiltitos entre as camadas de dolomito. Os planos de laminação e de fratura são normalmente preenchidos por sílica microcristalina, e podem indicar uma silicificação da rocha ainda durante a digênese. São compostos de mais 90% de minerais carbonáticos microcristalinos (>0,1 mm) e como acessório ocorre opacos. Ainda se observou agregados de cristais euédricos de calcita ou dolomita de até 2,0 mm envoltos pelo material carbonático micrítico (Fig. 3.7b), além de venulações de quartzo e calcita. Tais afloramentos são descritos detalhadamente no trabalho de Souza (1998).



Figura 3.6: Vista geral das planícies formadas pelo solo residual da Fm. Lagamar (Pt. 107).



Figura 3.7: (a) Dolomito com porções brechadas (Pt. 168). (b) Fotomicrografia (NC) do dolomito micrítico com cristais de dolomita (D) de até 0,5 mm.

3.1.1.3. Formação Serra do Garrote

Ocorre apenas na porção centro-norte da área e faz contato normal com a Formação Lagamar. É formada por um pacote homogêneo de metassiltito laminado a maciço, frequentemente encontrado em elevado estado de alteração, apresenta, quando mais fresco, níveis centimétricos argilosos lilás intercalados a níveis siltosos bege (Fig. 3.8a). Em lâmina delgada (Fig. 3.8b) mostrou trama mineralógica essencialmente composta de muscovita (>70%), quartzo, opacos e zircão.

Nesta formação, assim como na Fm. Santo Antônio do Bonito, ocorre brecha de falha e silexito, os quais são distribuídos ao longo da zona da Falha do Zinco de direção NE-SW. Apresenta-se como um material microcristalino branco a cinza e avermelhado de estrutura maciça, ocorrem pequenos geodos nos espaços vazios e porções brechadas (Fig. 3.8c).





Figura 3.8: (a) Metassiltito da Fm. Serra do Garrote, com alternância de camadas siltosas com argilosas (Pt. 817). (b) Fotomicrografia (NC) do metassiltito, composto essencialmente por plaquetas de mica branca. (c) Brecha de falha silicificada, com pequenos buracos (geodos) preenchidos por quartzo microcristalino (seta).

3.1.2. Grupo Canastra

É representado apenas pela Formação Chapada dos Pilões de Freitas-Silva & Dardenne (1994), que constitui a unidade de topo do Grupo Canastra. Forma a Escama Chapada dos Pilões que sobrepõe às escamas Vazante e St. Antônio do Bonito a E e W, como a frente de uma rampa de empurrão de baixo ângulo, dobrada em um mega antiformal de escala quilométrica, como já observado por Pinho *et al.* (1993). É sobreposta pela Escama Rio Verde a W, fazendo contato tectônico com as rochas do Grupo Ibiá. Ocupa toda a porção E da área, além de parte do S e centro, como mostram a figura 3.2 e o mapa do anexo 1.

Da base para o topo a Formação Chapada dos Pilões foi dividida nas seguintes unidades: Psamo-pelítica Inferior, Psamítica e Psamo-pelítica Superior (Fig. 3.9). As unidades psamo-pelíticas são compostas pelas mesmas litologias e são apenas separadas pelo pacote intermediário das rochas da Unidade Psamítica.

3.1.2.1. Unidade Psamo-pelítica Inferior

Faz contato tectônico basal com o Grupo Vazante, o qual frequentemente é encoberto por depósitos coluvionares e de tálus. No topo faz contato com a Unidade Psamítica, esta passagem se faz no contínuo surgimento de quartzo xisto que grada para níveis quartzíticos micáceos.

É composta por variada associação de sedimentos terrígenos intercalados, onde se tem a predominância de rochas metassedimentares lutáceas sobre as arenáceas. Ocorrem quartzo xisto, mica-quartzo xisto, mica xisto, mica filito, quartzo-mica filito e quartzito.

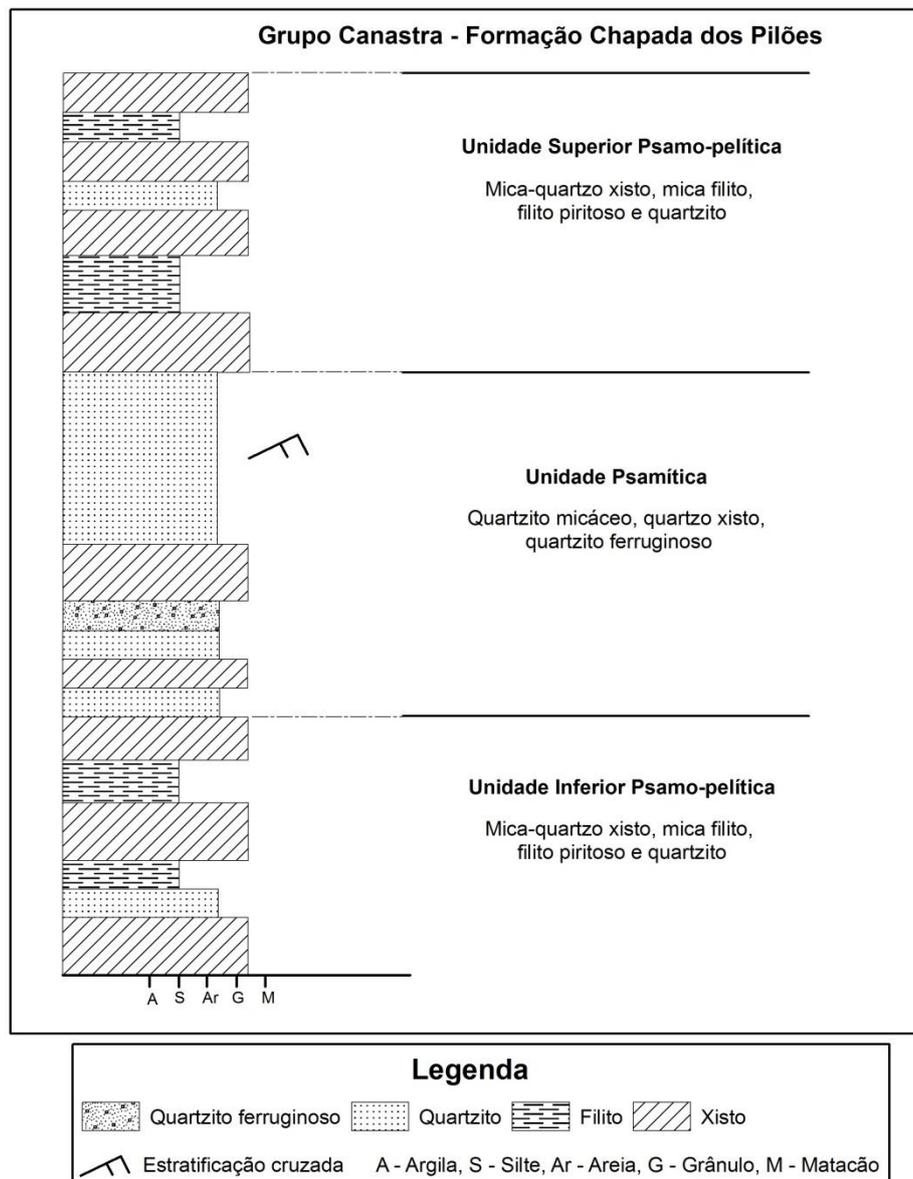


Figura 3.9: Coluna lito-estratigráfica do Grupo Canastra.

Os xistos e filitos ocorrem comumente em alto estado de alteração, avermelhados e com venulações e agregados de quartzo estirados (Fig. 3.10a). Mostram-se frequentemente com dobras *chevron* ou *kink* e exibindo alternância de camadas quartzosas com micáceas, tanto em escala de afloramento (Fig. 3.10b) como de microscópio (Fig. 3.10c). São compostos essencialmente por quartzo, muscovita, clorita, sericita, pirita, magnetita e zircão. Os grãos de quartzo são estirados e recristalizados em subgrãos, os quais exibem contatos interlobados e serrilhados entre si. A pirita é euédrica a subédrica, sendo normalmente de tamanho milimétrico, mas ocasionalmente chegam a mais de 1 cm de diâmetro. A característica marcante desta unidade é justamente a frequente ocorrência destes grãos de sulfetos, principalmente observada nos filitos (Fig. 3.10d).

Tais rochas ocorrem ora como um pacote mais quartzoso na forma de um quartzito xisto ou quartzito filito, compostos por até 60% de quartzo, ora mais micáceo representado por um pacote de mica filito, composto por mais de 60% de muscovita e argilo minerais. Ocorrem ainda intercaladas aos filitos e xistos camadas métricas de quartzito micáceo semelhante ao encontrado na Unidade Psamítica.

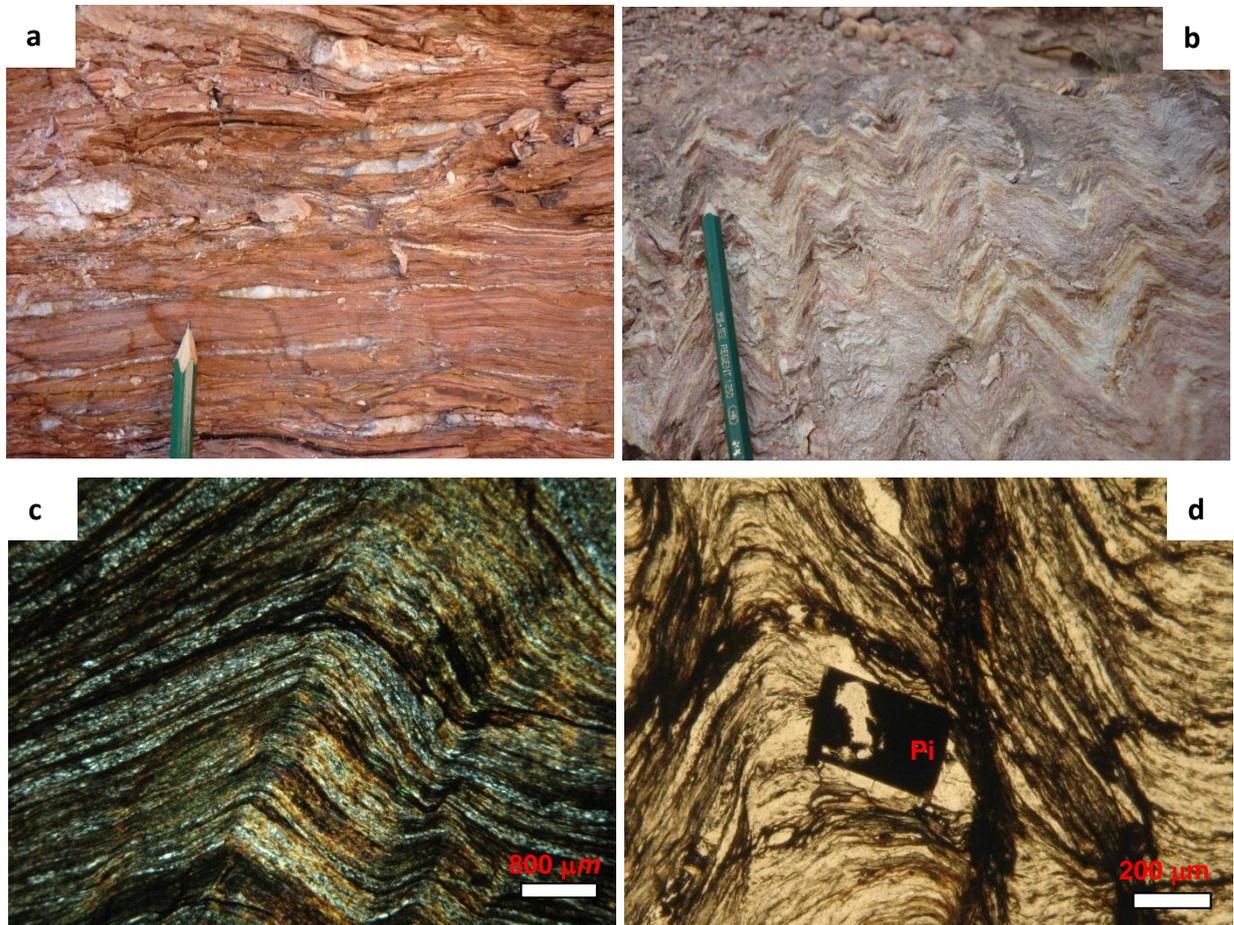


Figura 3.10: (a) Filito alterado com veios e agregados de quartzo estirados (Pt. 074). (b) Filito com alternância de camadas micáceas com quartzosas (Pt. 200). (c) Fotomicrografia (NC) do mica filito com níveis de quartzo e muscovita intercalados. (d) Fotomicrografia (NC) do mica filito com cristal euédrico de pirita (P).

3.1.2.2. Unidade Psamítica

Ocorre como uma camada guia entre as unidades Inferior e Superior, na forma de descontínuas escarpas de quartzito, alinhadas na parte E da área na direção N-S e a W possui duas direções principais, NW-SE e N-S. Tais escarpas constituem as maiores serras da região de Coromandel (Fig. 3.11).

É formada por um pacote de rochas arenáceas, onde a litologia tipo consiste em um quartzito branco, de granulação de fina a grossa, contendo frequentemente pontos marrons e cinzas de grãos de oxi-hidróxidos alterados e/ou lixiviados. Esta camada de quartzito (Fig. 3.12a) possui espessura média de 10-20 m, mas pode alcançar mais de 70 m, onde ocorrem alternâncias de níveis milimétricos a métricos de quartzito micáceo com quartzito maciço.

Camadas de até 10 m de espessura de quartzito xisto e mica-quartzito filito ocorrem intercaladas aos quartzitos. Secundariamente camadas, de até 3 m de espessura, de quartzito ferruginoso cinza também foram descritas. Ocasionalmente se observou estratificações cruzadas de pequeno porte nas camadas de quartzito menos deformadas.

O quartzito compõe-se de cerca de 85% de quartzo e o restante de muscovita, opacos (magnetita e pirita) e zircão. Tem textura granoblástica, formada por orientação dos grãos de quartzo estirados, que possuem contatos interlobados entre os seus subgrãos (Fig. 3.12b). Ocorrem grãos reliquiares de quartzo de até 1 cm, mas predominam os grãos de 0,5 mm originados durante a recristalização dinâmica sofrida por estas rochas.



Figura 3.11: Vista das descontínuas escarpas formadas pela Unidade Psamítica (Pt. 057).



Figura 3.12: (a) Espesso pacote de quartzito maciço da Unidade Psamítica (Pt. 209). (b) Fotomicrografia (NC) do quartzito com grãos de quartzo (Q), exibindo contatos serrilhados e interlobados.

3.1.2.3. Unidade Psamo-pelítica Superior

Faz contato com a Unidade Psamítica à medida que as camadas de quartzito não ocorrem mais, do mesmo modo que ocorre com as rochas da unidade inferior, como ilustra a figura 3.13. Sobrepondo-a se tem a escama tectônica composta pelas rochas do Grupo Ibiá. Esta unidade possui as mesmas litologias que a Unidade Psamo-pelítica Inferior, compondo-se desta maneira de xistos e filitos, os quais possuem uma variação composicional vertical de camadas métricas a níveis milimétricos ora mais micáceas, ora mais quartzosas.

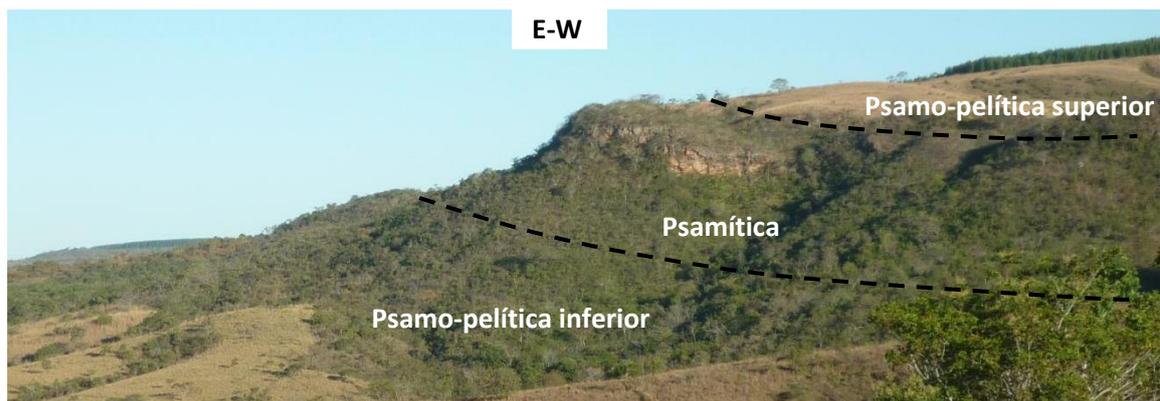


Figura 3.13: Contato entre as unidades da Fm. Chapada dos Pilões, marcado pelo pacote de quartzito (camada guia) da Unidade Psamítica entre as unidades Psamo-pelíticas Inferior e Superior (Pt. 087).

3.1.3. Grupo Ibiá

Constitui a Escama Rio Verde que se encontra em uma estreita faixa de direção NNW-SSE, na parte central da área, que é cortada por uma falha transcorrente sinistral que a desloca na direção NW. Faz contato a W com a Escama Araxá através de dois segmentos de uma frente de empurrão que é deslocada pela falha transcorrente e para E sobrepõe as rochas do Gr. Canastra, numa rampa frontal de empurrão. Forma morros suaves com drenagens bem encaixadas, que se diferenciam das escarpas da Gr. Canastra e da baixada formada pelas rochas do Gr. Araxá, mas ambas as zonas de cisalhamento são, em algumas porções, de difícil visualização e devido, principalmente, ao substrato rochoso estar extremamente arrasado pela erosão e pelas rochas do Grupo Mata da Corda cobrirem os mesmos. Identificou-se apenas um pacote homogêneo de rochas metapelíticas lito correlacionadas com a Formação Rio Verde de Pereira (1992), não ocorrendo deste modo os diamictitos da Fm. Cubatão.

Compõe-se de filitos rítmicos (Fig. 3.14a), que apresentam alternância milimétrica a centimétrica de níveis micáceos com níveis silto-arenosos, respectivamente verdes e brancos quando encontrado menos intemperizados. Porém, comumente ocorrem muito alterados com níveis de tons de marrom, laranja, verde, vermelho e róseo (micáceo), intercalados a níveis marrom a bege (silto-arenoso). Frequentemente, assim como as rochas do Gr. Canastra, mostra-se extremamente deformado com a presença de dobras *chevron* e *kink* (Fig. 3.14b). Sua mineralogia é composta por muscovita, clorita, quartzo, feldspato, opacos e zircão. Possui textura lepidogranoblástica e foliação penetrativa marcada pelas plaquetas de mica e pelo estiramento dos grãos de quartzo. A alternância de camadas micáceas com quartzosas marcam o ritmicidade desta litologia, em escala microscópica também (Fig. 3.14c). Os grãos de feldspatos ocorrem sempre em elevado estado de seriticização e o quartzo apresenta grãos detríticos recristalizados em subgrãos (Fig. 3.14d).

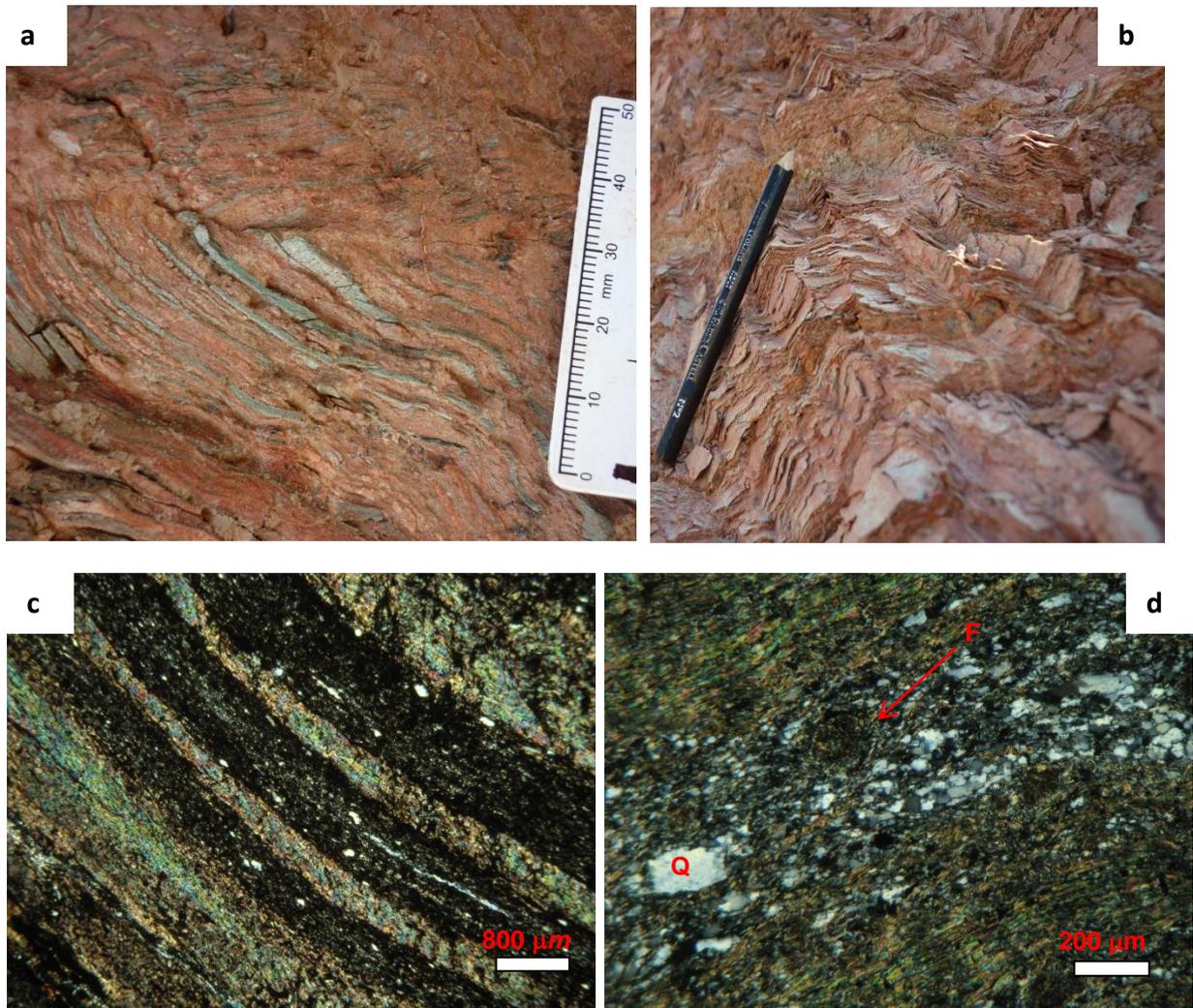


Figura 3.14: (a) Ritmito marcado pelos níveis micáceos verdes e siltosos laranja. (b) Filito com dobras *chevron* e *kink* (c) Fotomicrografia (NC) exibindo alternância de níveis micáceos com quartzosos e feldspáticos. (d) Detalhe para grão de feldspato (F) com avançado processo de sericitização e grãos de quartzo (Q) reliquias.

3.1.4. Grupo Araxá

Ocupa toda a porção ocidental do mapa, sendo composto por uma heterogênea gama de rochas. Constitui a Escama Araxá, que sobrepõe às rochas do Gr. Ibiá através de uma rampa de empurrão de baixo ângulo. Internamente esta escama é compartimentada em três domínios, devido à presença de uma zona de cisalhamento, denominada aqui de Zona de Cisalhamento de Abadia dos Dourados, delimitado por duas falhas de empurrão.

O Grupo Araxá foi dividido, da base para o topo, nas seguintes unidades: Metassedimentar, Metaferruginosa e Metaígneia, conforme demonstra a coluna tectonoestratigráfica (Fig. 3.15).

3.1.4.1. Unidade Metassedimentar

É composta por rochas sedimentares terrígenas e rochas ígneas de caráter máfico, ocorrendo filitos, xistos, quartzito micáceo e anfibolito. Forma um relevo relativamente plano, colocado entre os morros suaves do Gr. Ibiá e as serras compostas pelos quartzitos da Unidade Ferruginosa.

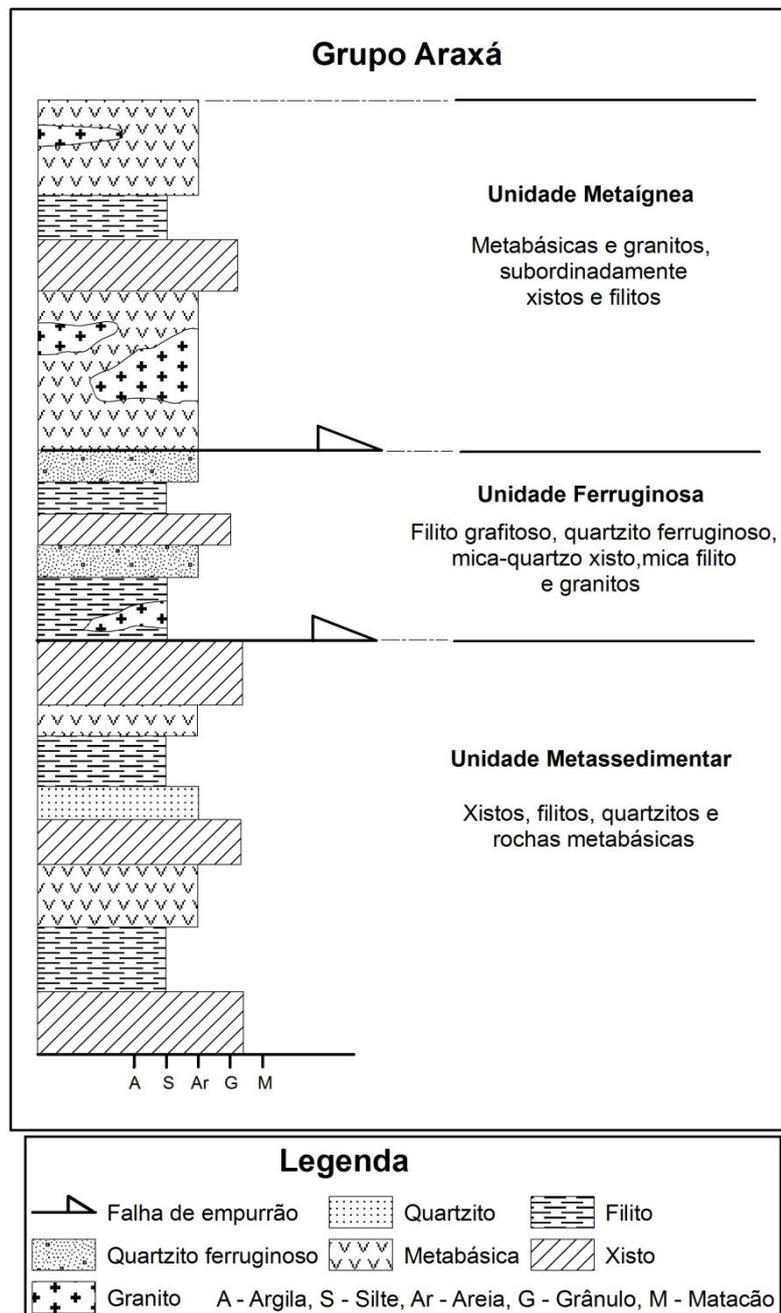


Figura 3.15: Coluna tectonoestratigráfica do Grupo Araxá.

Os filitos quando frescos são verdes, brancos e prateados, mas frequentemente apresentam-se multicoloridos (*e.g.* marrom, vermelho, amarelo, verde, cinza, laranja, róseo), devido ao seu elevado estado de alteração, os quais desta maneira acabam se assemelhando com os filitos dos Grupo Ibiá. Ocasionalmente exibem grãos de granada alterados (Fig. 3.16),

diferenciando-os dos filitos da Escama Rio Verde. Sua mineralogia é essencialmente composta por muscovita e quartzo; como minerais secundários e acessórios se tem clorita, granada, piroxênio, epidoto, plagioclásio, opacos e zircão. Possui foliação penetrativa paralela ao acamamento sedimentar e encontra-se comumente, assim como nos grupos Canastra e Ibiá, caracterizado por *kink-bands* e dobras *chevrons*.

Os xistos possuem a mesma composição mineralógica encontrada nos filitos e, normalmente, estão bastante intemperizados apresentando-se em tons de vermelho a rosa. Variam de muscovita xisto a muscovita-quartzo xisto de acordo com a proporção de mica presente. Geralmente quando fresco é verde a cinza (Fig. 3.17a) e contém uma foliação anastomosada marcante em escala macro e microscópica (Fig. 3.17b). Também foi observado no afloramento do Pt. 578, um muscovita-quartzo xisto granadífero, que tem orientação espaçada dos grãos de quartzo e exibe uma textura granoblástica, distinta da normalmente lepidogranoblástica encontrada nesta unidade. Ocorre ainda intercalado a estas rochas níveis, de até 1 m de espessura, de quartzito micáceo, placóide e de granulação fina a média.

Porfiroclastos sigmoidais de gnaiss (Fig. 3.17c) e granito (Fig. 3.17d) foram observados nos filitos e xistos, demonstrando que a deformação que afetou estas rochas obliterou em algumas porções toda a feição textural e cristalográfica das rochas originais, as quais se mostram como porfiroclastos nos filitos e xistos, classificados como ultra-milonitos, pois possuem mais de 90% de matriz.

Na maior parte da ocorrência geográfica desta unidade, ocorrem solos residuais marrons argilo-arenoso, mas frequentemente são encontrados solos mais avermelhados e argilosos, que isoladamente expõe blocos de anfibolito, semelhantes aos da Unidade Metaígneia, que serão descritos a seguir.

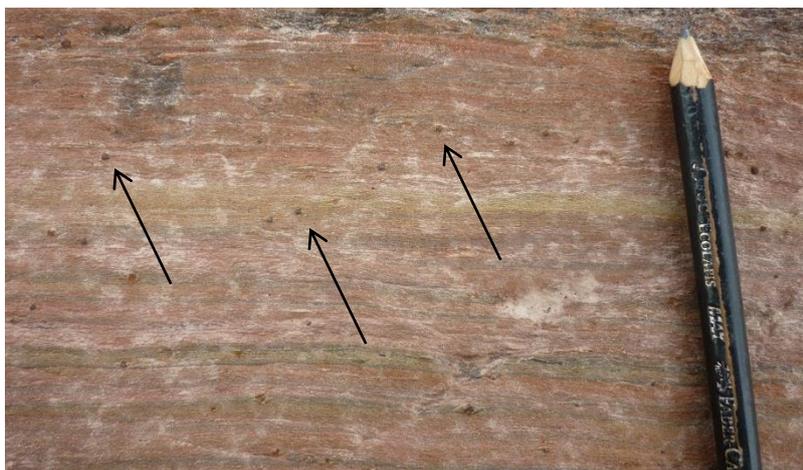


Figura 3.16: Filito da Unidade Metassedimentar com pequenos grãos de granadas indicados pelas setas (Pt. 920).

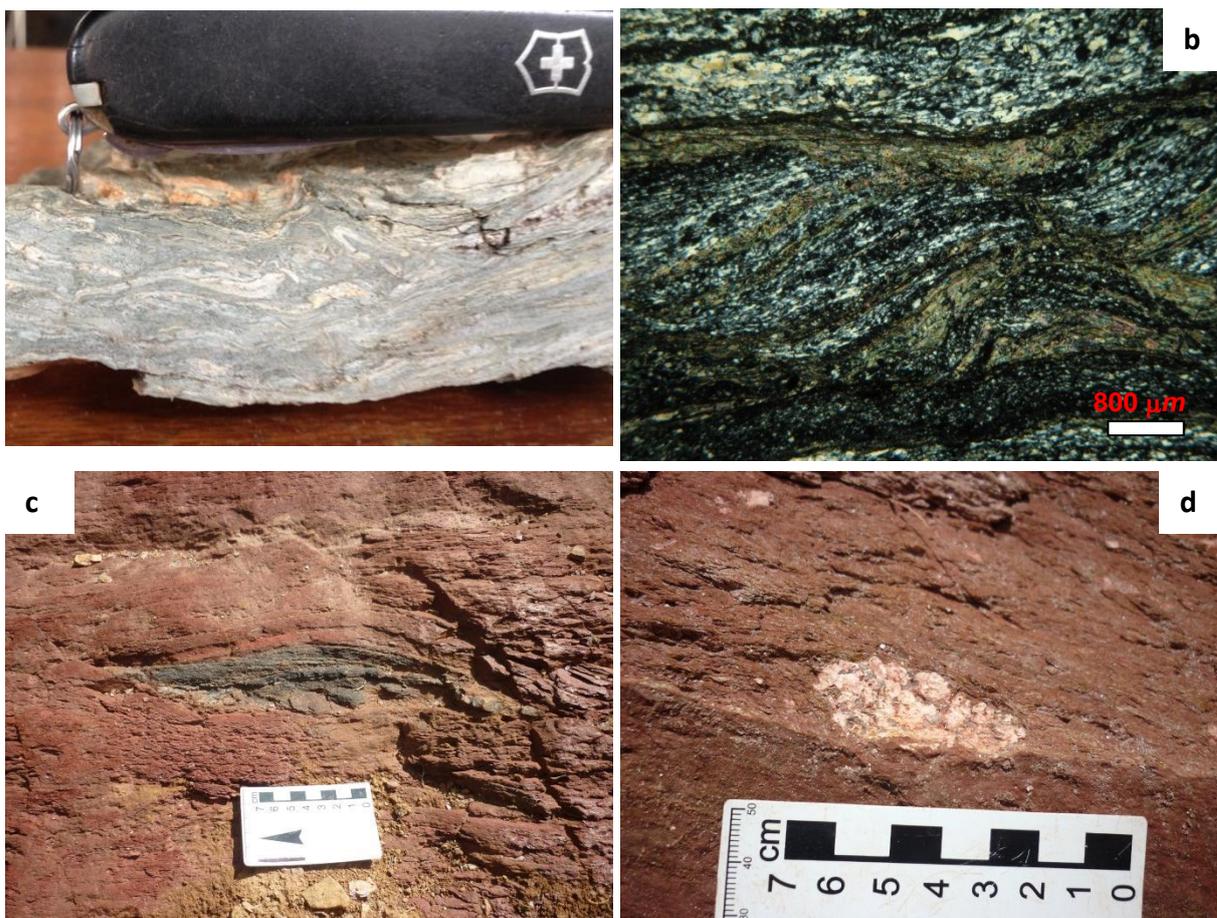


Figura 3.17: (a) Muscovita xisto fresco, com agregados de quartzo (branco) estirados envolto por plaquetas de muscovita (verde). (b) Fotomicrografia (NC) do mica xisto, exibindo foliação anastomosada. (c) Ultra-milonito com porfiroclasto de gnaiss sigmoidal (Pt. 933). (d) Ultra-milonito com porfiroclasto de granito (Pt. 781).

3.1.4.2. Unidade Metaferruginosa

Trata-se de uma estreita escama de empurrão, de aproximadamente 5 km de espessura, que forma uma descontínua serra alinhada na direção NW-SE. Compõe-se de sucessões de quartzito ferruginoso, filito grafitoso e filitos intercalados, um corpo de granito cisalhado e alongado na mesma direção (NW-SE), completa esta unidade tectonoestratigráfica.

Os quartzitos são finos e brancos, normalmente contendo níveis milimétricos de hematita e magnetita (Fig. 3.18a), que formam um bandamento composicional que sugere que estas rochas podem constituir BIF's de baixo teor de Fe. Sua mineralogia é composta por 80% de quartzo e 20% de magnetita e hematita. Os grãos de quartzo são menores que 0,3 mm e exibem contatos lobulados, as magnetitas são euédricas e chegam até 2,0 mm e a hematita ocorre como finas lamelas alinhadas em níveis que configuram um micro-bandamento (Fig. 3.18b). Camadas de quartzito branco fino, com prismas, de até 0,5 cm, de scholita (Fig. 3.18c) também foram observadas nesta unidade.

Camadas métricas a centimétricas de filito grafitoso, cinza a prateado e de textura sedosa (Fig. 3.18d) são frequentemente encontrados ao meio de filitos multicoloridos

semelhantes aos filitos da Unidade Metassedimentar, que variam de mica filito a quartzo filito.

O corpo de granito desta unidade mostra características mineralógicas e texturais iguais às encontradas nos granitos da Unidade Metaígneia, deste modo o mesmo será descrito no próximo subcapítulo.

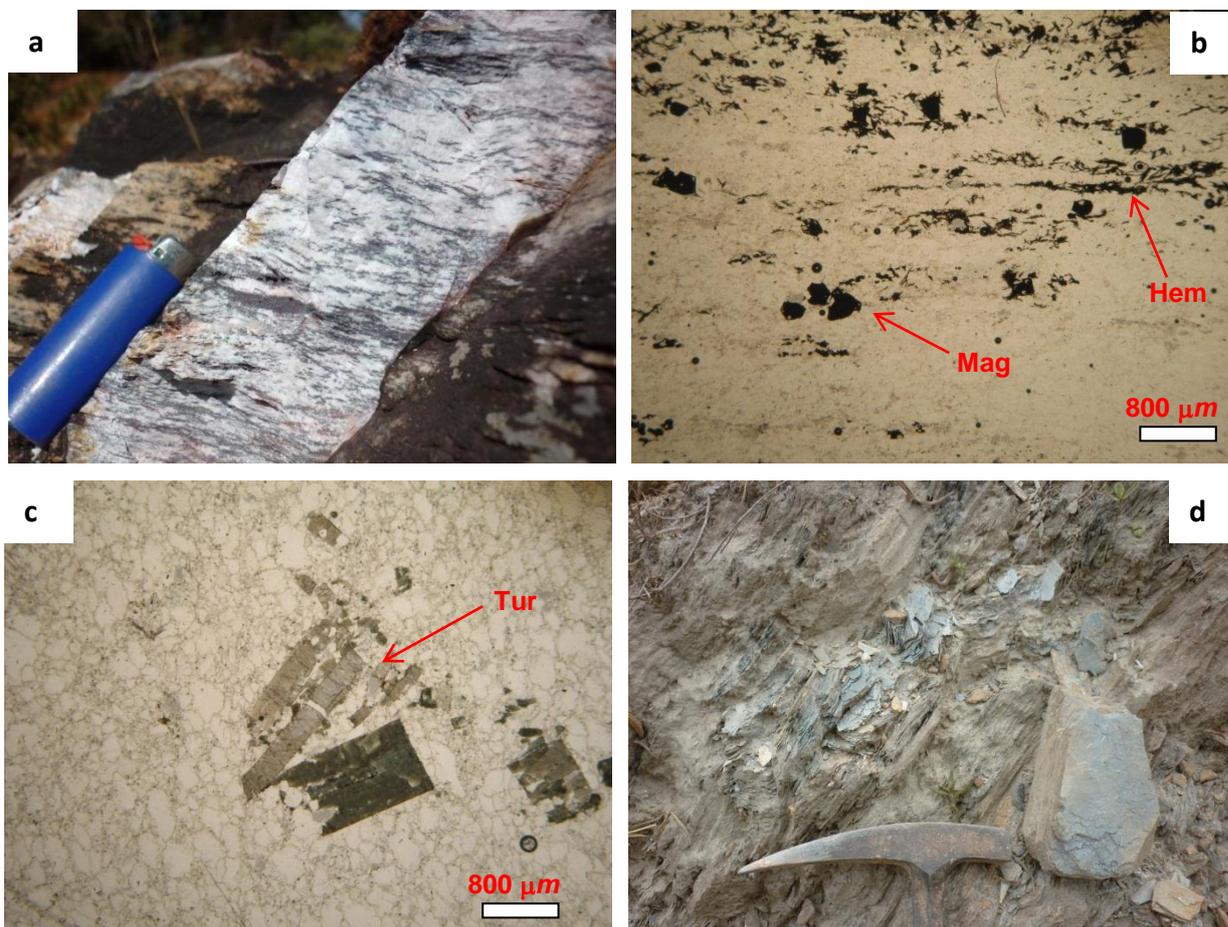


Figura 3.18: (a) Quartzito ferruginoso com bandas milimétricas de hematita e magnetita (Pt. 539). (b) Fotomicrografia (ND) do quartzito ferruginoso com cristais de magnetita (Mag) subédricos e hematitas (Hem) lamelares. (c) Fotomicrografia (ND) do quartzito com cristais de turmalina (Tur). (d) Filito grafitoso (Pt. 530).

3.1.4.3. Unidade Metaígneia

Ocorre essencialmente na forma de dois tipos de solos residuais, um argiloso e vermelho (Fig. 3.19a) e outro arenoso e branco, respetivamente representando o substrato rochoso de rochas metabásicas e graníticas, os quais raramente são encontrados em bons afloramentos, como os pontos 371 e 372 na saída de Abadia dos Dourados para Monte Carmelo. Normalmente são observados blocos arredondados dispersos sobre o solo (Fig. 3.19b), que chegam a ter mais de 2 m de diâmetro. Tal arredondamento é causado pela disjunção esferoidal que ambas as litologias estão sofrendo continuamente pelo ataque do intemperismo, constituindo assim blocos autóctones.

As rochas metabásicas (Fig. 3.19c) são afaníticas a subfaneríticas, mesocráticas a melanocráticas, inequigranulares e de granulação fina a média. Sua assembleia mineralógica é composta por hornblenda, plagioclásio, microclina, clorita, sericita, opacos e quartzo, como acessórios se tem epidoto, piroxênio, apatita e zircão. Os grãos de hornblenda são prismáticos e ficam orientados segundo uma direção principal. A ampla maioria dos feldspatos está em elevado processo de sericitização e a clorita ocorre como produto de alteração nas bordas dos cristais de hornblendas (Fig. 3.19d). Em blocos encontrados no ponto 377, identificou-se que a rocha encontra-se sem foliação e com quase ausência de quartzo, em lâmina observou-se que sua composição é bem semelhante com os anfibolitos, essencialmente hornblenda e plagioclásio e K-feldspato, mas se distingue por ter a presença de grandes grãos (>1 cm) de granada (Fig. 3.19e).

Os granitos são faneríticos, leucocrático a mesocrático, inequigranulares a porfiríticos e de granulação média a grossa. Apresentam-se em afloramento sempre com foliação anastomosada marcante onde as micas contornam os grãos de feldspatos e quartzo (Fig. 3.19f). Possuem uma variação composicional que consiste em granitos com pouco ou sem biotita e granitos com até 10% de biotita. São compostos por plagioclásio, K-feldspatos, quartzo, muscovita, biotita, clorita, sericita, como acessórios ocorrem epidoto, granada, turmalina, titanita e zircão. A maioria dos feldspatos potássicos são microclinas anédricas que possuem diâmetro médio de 5 mm (Fig. 3.19g), nestes minerais também observou-se mirmerquitas (Fig. 3.19h). O quartzo é anédricos e possuem extinção ondulante e bordas divididas em subgrãos.



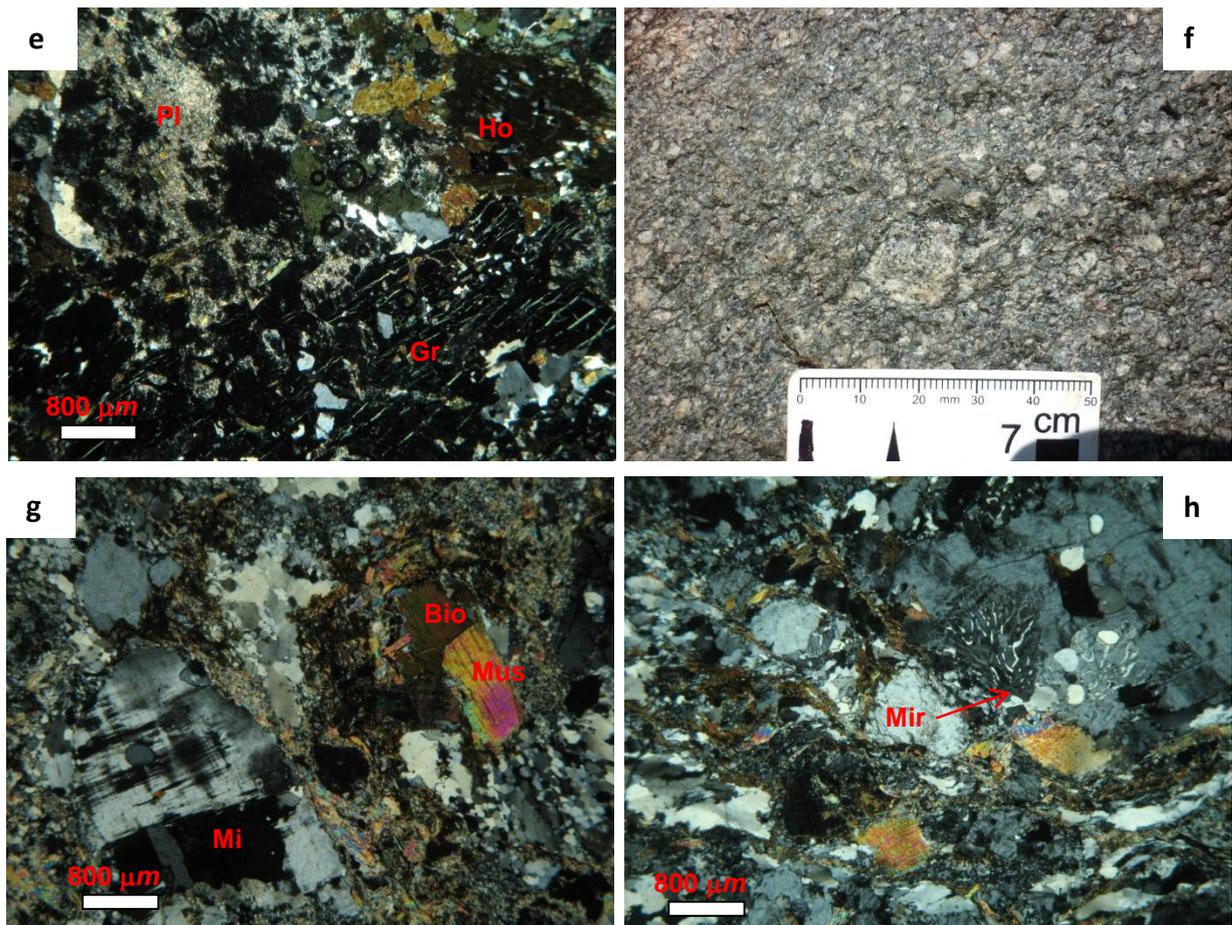


Figura 3.19: (a) Solo residual argiloso e vermelho, resultante da alteração das rochas metabásicas (Pt. 252). (b) Bloco de granito com disjunção esférica (Pt. 373). (c) Amostra de mão de rocha metabásica subfanerítica. (d) Fotomicrografia (NC) do anfibolito, com mineralogia composta por cristais de hornblenda (Ho), plagioclásio sericitizado (Pl), clorita (Clo) e quartzo (Q). (e) Fotomicrografia (NC) de rocha metabásica pouco deformada e com grandes cristais de granada (Gr). (f) Granito com grãos de feldspatos sigmoidais (Pt. 374). Fotomicrografia (NC) do granito, com cristais de microclina (Mi) e plaquetas de biotita (Bio) e muscovita (Mus). Fotomicrografia (NC) com grão de feldspato com mirmekita (Mir).

3.1.5. Grupo Mata da Corda

Encontra-se sobreposto as rochas Neoproterozóicas dos grupos Vazante, Canastra, Ibiá e Araxá, através de uma discordância angular e erosiva. Foi dividido nas formações Patos e Capacete (Fig. 3.20), conforme Campos & Dardenne (1997a). Na base se tem a Formação Patos constituída de intrusões, *sills* e diques de afinidade kimberlítica e kamafugítica, além de ocorrer ocasionalmente, rochas piroclásticas e sedimentares. Sobre a Fm. Patos sucedem as rochas da Formação Capacete, composta por um pacote de até 65 m de espessura de piroclásticas e epiclásticas, as quais foram classificadas conforme as definições de Fisher (1961) e Schmid (1981). Uma camada de cobertura laterítica e detrito-laterítica cobre toda a extensão das rochas da Fm. Capacete, o que dificulta sua caracterização, devido a ocultar as encostas onde poderiam conter bons afloramentos. As rochas desta formação se destacam na geomorfologia da região por formarem as serras tabulares em forma de mesas (Fig. 3.21), típicas da região do Alto Paranaíba (Planalto do Mata da Corda). Estas chapadas ficam entre as cotas de 950-1000 m e chegam até 1200 m de altitude, representam a superfície de

aplainamento Sul-Americana de King (1956). Ocupam grande parte da porção leste e central da área, mas não ocorrem na extremidade W do mapa onde se tem as rochas do Grupo Araxá (Fig. 3.2; Anexo 1).

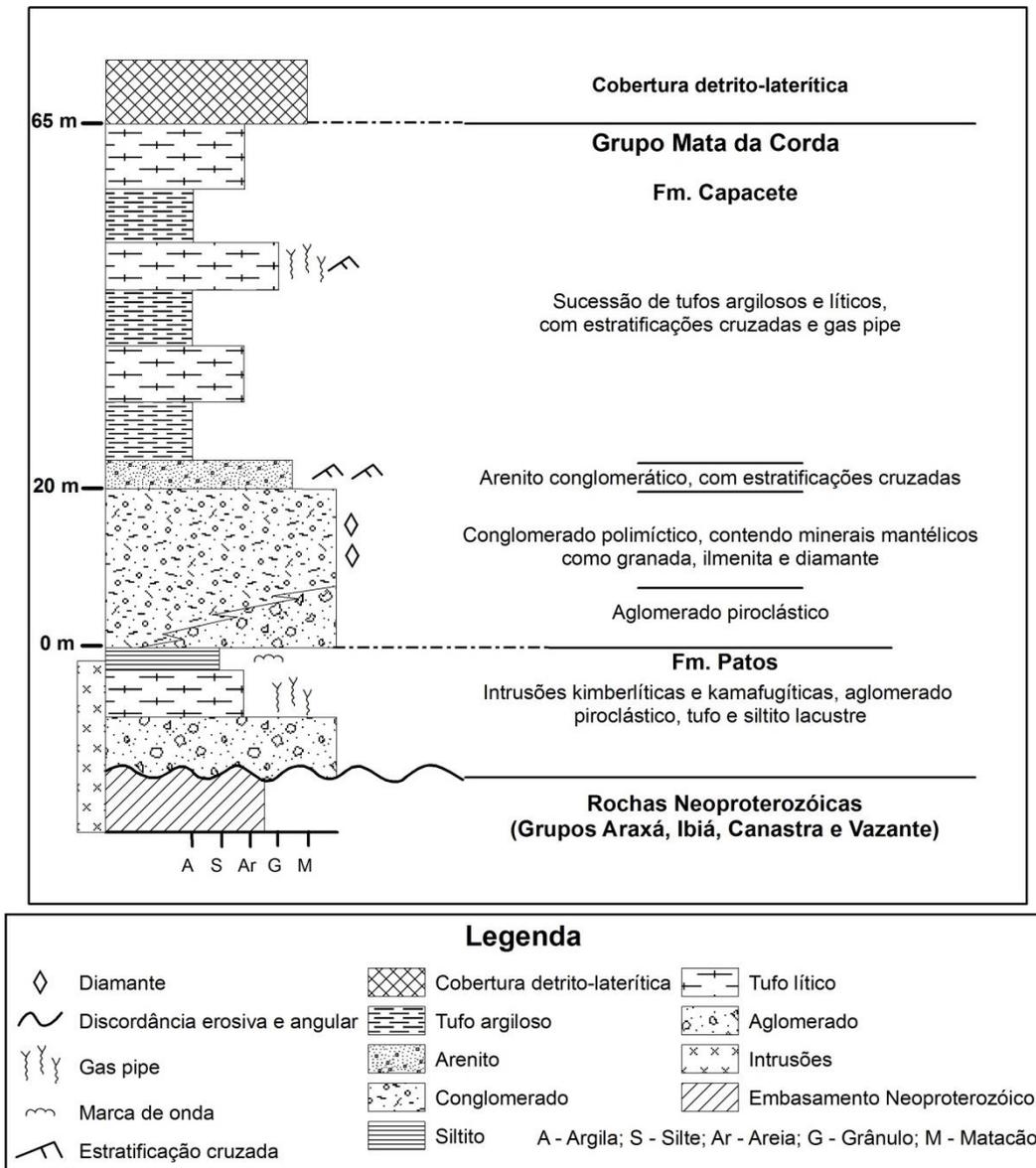


Figura 3.20: Coluna lito-estratigráfica do Grupo Mata da Corda.



Figura 3.21: Vista da Serra da Mesa, geomorfologia típica da região do Alto Paranaíba (Pt. 663).

3.1.5.1. Formação Patos

Foram localizadas 12 das dezenas de intrusões kimberlíticas que se situam na região da área de estudo, de acordo com Heineck *et al.* (2004). A maioria se encontra em elevado estado de intemperismo, apresentando-se na forma de um solo residual vermelho e argiloso, evidenciado em algumas ocasiões pela presença de cupins e formigueiros que demonstram a diferença entre os solos da intrusão e da rocha encaixante. Dentre os kimberlitos localizados pode-se destacar as 4 intrusões kimberlíticas denominadas de Vargem, situados na região da Comunidade Santo Inácio, as quais foram intensamente estudadas nas últimas décadas por diversos autores (Svisero *et al.* 1977, 1986, 2005; Meyer *et al.* 1994; Esperança *et al.* 1995; Andrade, 2012). Outras duas são as intrusões Douradinho 8 ou Grota do Cedro e Douradinho 11, recentemente estudadas por Andrade (2008) e Andrade & Chaves (2011), ambas estão bem preservadas e exibem excelentes afloramentos, principalmente o kimberlito Douradinho 8. Além de outras 6 intrusões sem estudos acadêmicos publicados, sendo elas: Limpeza 23, Bravo 1, Santa Rosa 21, Douradinho 4, Douradinho 10 e França 1, sendo que as duas últimas foram selecionadas como estudo de casos e serão abordadas no Capítulo 4.

Estes corpos são condutos vulcânicos que raramente mostram sua estrutura vertical preservada, havendo exceções como o caso do corpo Santa Rosa 21 (Fig. 3.22a). São representados por rochas vulcânicas e subvulcânicas que macroscopicamente na maior parte das vezes apresenta-se como uma brecha vulcânica (Fig. 3.22b) composta por uma matriz argilosa que varia de verde, amarelo, bege a marrom, de acordo com o seu grau de alteração. Ocorrem fragmentos de várias rochas, predominando sempre os clastos da encaixante onde cada corpo se localiza; entre os observados nas intrusões estão: quartzitos, xistos, filitos, metapelitos, dolomitos e rochas vulcânicas alteradas. Ocorrem ainda macrocristais mantélicos como granadas, ilmenita, cromita, diopsídio e olivina. Em alguns corpos se tem rochas que possuem estruturas típicas de rochas piroclásticas, as quais evidenciam o caráter explosivo das intrusões, como a brecha de borda de conduto encontrada no ponto 843 (Fig. 3.22c), que mostra imbricamento e alta angulosidade dos clastos, caracterizando alta energia na sua deposição. Também foram observadas estruturas do tipo *gas pipe* (Fig. 3.23a) no tufo do kimberlito Douradinho 8, tais estruturas constituem escape de gases que ficaram presos durante a rápida deposição das rochas piroclásticas (Cas & Wright, 1997).

Sobreposto ao corpo Douradinho 8 se tem um siltito silicificado, como já observado por Andrade & Chaves (2011). Este siltito apresenta estratificação plano paralela, milimétrica a centimétrica, de camadas brancas intercaladas a níveis cinzas e vermelhos, onde se podem notar dobras convolutas (Fig. 3.23b). Marca de ondas assimétricas também foram observadas, como mostra a figura 3.23c. Tais estruturas sedimentares evidenciam um possível ambiente lacustre (Sgarbi, G.N.C. 2012, com. verbal) que teria se formado na parte de cratera da intrusão, formando assim uma estrutura do tipo *maar*, como a clássica área da intrusão de Eifel na Alemanha (Bates & Jackson, 1984).

Diques de rocha diabásica também foram encontrados e colocados como representantes da Fm. Serra Geral do Grupo São Bento da Bacia do Paraná e, conseqüentemente, associado ao volumoso vulcanismo ocorrido durante o Cretáceo. Cortam as rochas do Gr. Araxá em diques de até 3 m de espessura, onde em campo se exhibe como

uma rocha cinza escura, maciça e afanítica que apresenta estruturas de disjunção esferoidal. Microscopicamente a rocha se mostra como um basalto típico, a assembleia mineralógica presente na rocha é composta essencialmente de cristais de até 5 mm de hiperstênio e oligoclásio euédrico, além de grãos de opacos de hábito acicular, interpretados como ilmenitas, dispersos em uma matriz microscristalina (Fig. 3.23d).

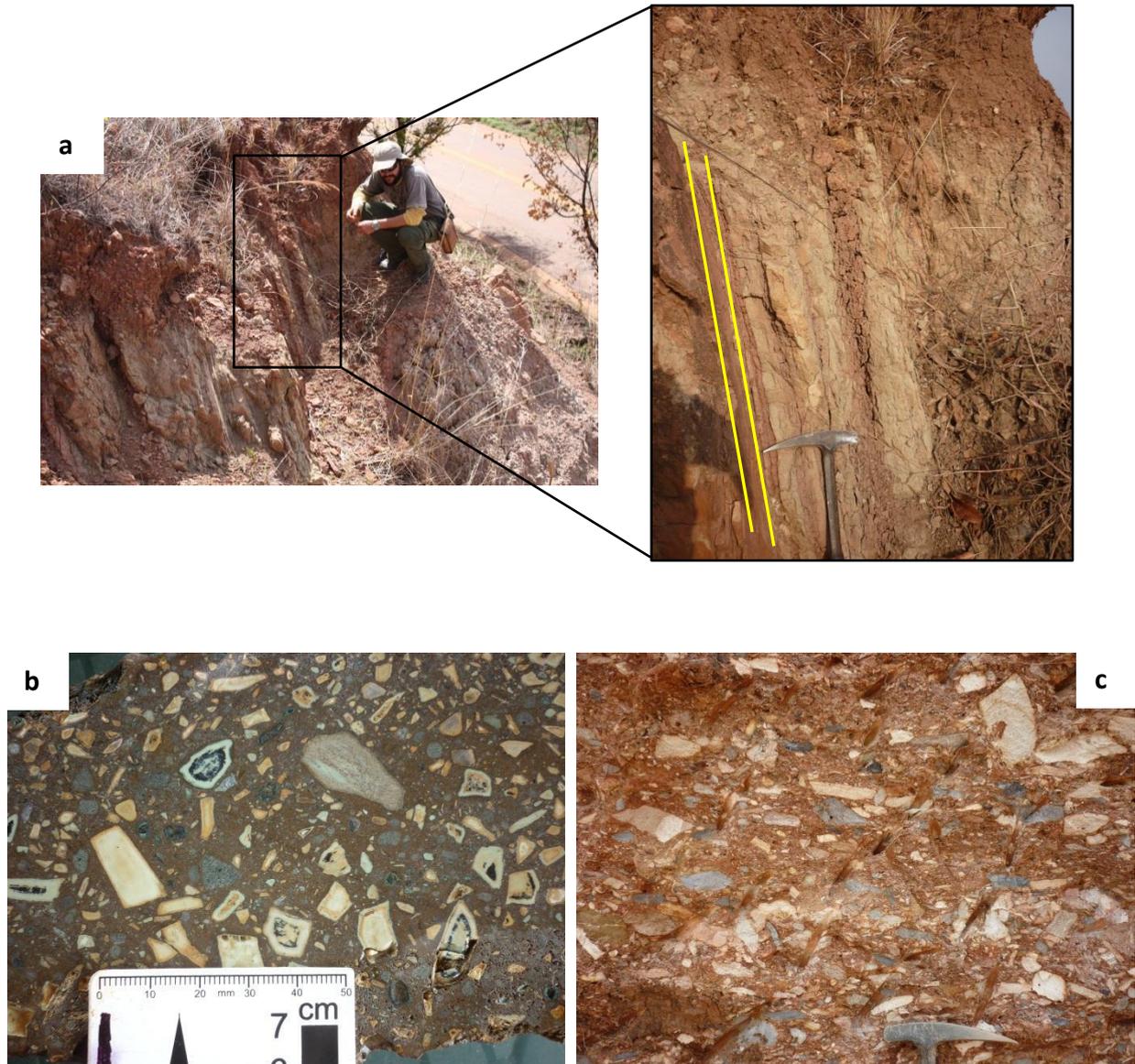


Figura 3.22: (a) Conduto vulcânico (kimberlito Santa Rosa 21, Pt. 212), detalhe para o bandamento composicional vertical. (b) Brecha kimberlito Riacho (Amostra G.N.C. Sgarbi). (c) Brecha de borda de conduto (Pt. 843).

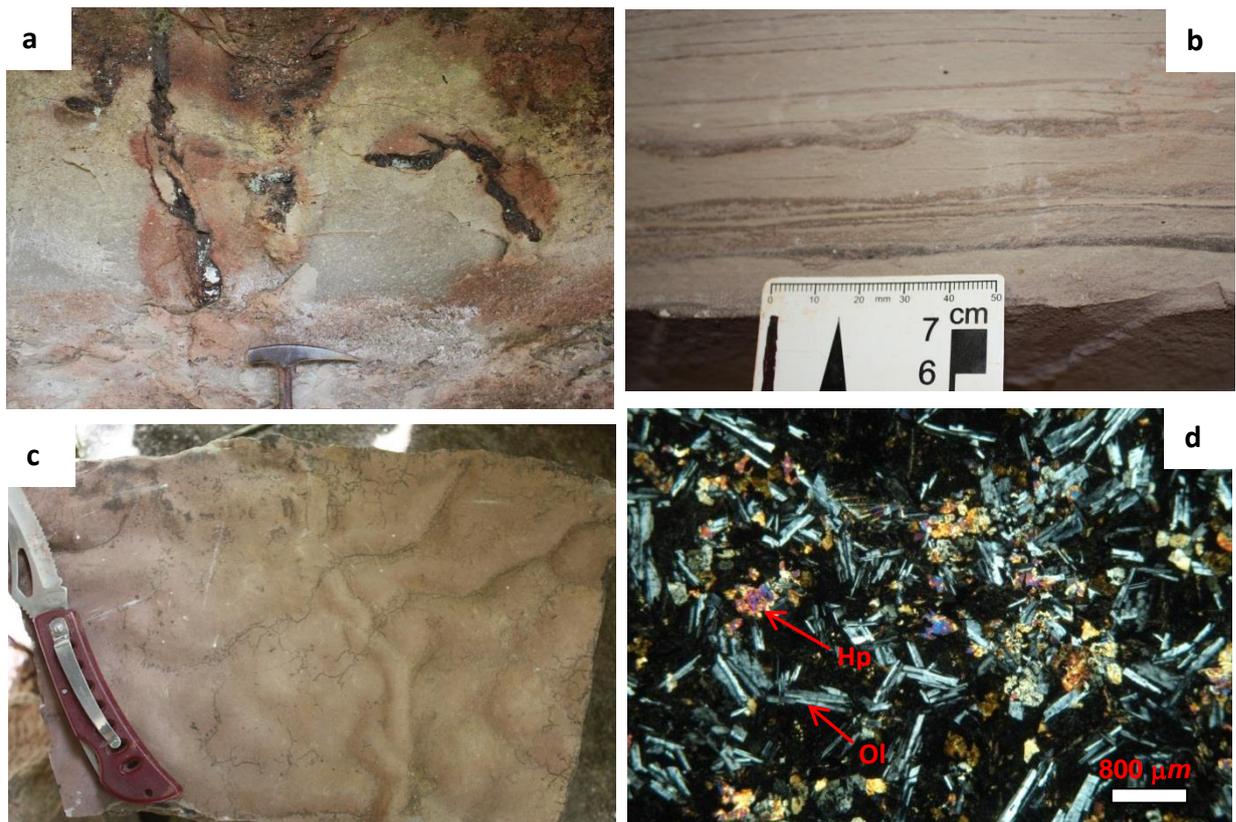


Figura 3.23: Estrutura de *gas pipe* em tufo (kimberlito Douradinho 8, Pt. 979). (b) Dobras convolutas em siltito que ocorre sobre o kimberlito Douradinho 8. (c) Marcas de onda assimétricas no siltito (Pt. 979). (d) Fotomicrografia (NC) da rocha diabásica, com cristais euédricos de oligoclásio (Ol) e cristais anédricos de hiperstênio (Hip), imersos em matriz microcristalina.

3.1.5.2. Formação Capacete

É composta por uma sucessão de rochas piroclásticas e epiclásticas rudáceas com grande suporte de fragmentos de rocha vulcânica e subvulcânica. Pode-se fazer um empilhamento estratigráfico (Fig. 3.20), principalmente através da junção de alguns pontos-chaves (*e.g.* 350, 567, 968 e 978). Na base ocorrem conglomerados polimícticos, que possuem descontinuidade lateral, subordinadamente também se tem aglomerados piroclásticos. O conglomerado passa para um arenito lítico com estratificações cruzadas, onde sobre este sucedem camadas alternadas de diferentes tipos de tufo.

Os aglomerados ocorrem sempre em avançado estado de alteração (Fig. 3.24), o que dificulta sua caracterização; foram encontrados poucos pontos em que se podia visualizar melhor a rocha. São compostos por uma matriz argilosa marrom avermelhada, ora esverdeada a amarela. Os clastos são essencialmente fragmentos de rochas vulcânicas e caulim (possíveis vulcânicas félsicas), e subordinadamente ocorre quartzo e rochas metassedimentares como quartzito e xistos do embasamento neoproterozóico.

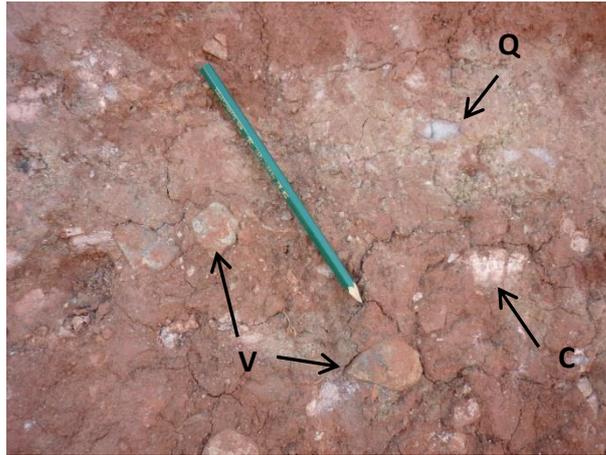


Figura 3.24: Rocha piroclástica alterada, com clastos de rocha vulcânica (V), caulim (C) e quartzo (Q) (Pt. 082).

Os conglomerados são polimícticos e matriz suportados (Fig. 3.25a), possuem espessura máxima de 15 a 20 m, sendo constituídos por clastos de quartzo, quartzito, arenito, quartzito ferruginoso, metapelito, rocha vulcânica, caulim, xisto, pelito, calcário ou dolomito alterado, chert e granitóide. São subarredondados na sua maior parte, ocorrendo também arredondados e angulosos, vão de grânulo até calhau, mas predomina tamanho seixo. A matriz pode ser arenosa e mal selecionada, composta essencialmente por grãos de quartzo, subordinadamente se tem argila e feldspatos alterados para caulim. Mas o conglomerado também se apresenta com matriz pelítica verde, composta de argila e fragmentos de rocha e com quase total ausência de quartzo; a quantidade de clastos de rochas vulcânicas aumenta consideravelmente também. O que demonstra uma variação composicional lateral desta camada. Em ambos os conglomerados ocorrem camadas lenticulares argilosas intercaladas (Fig. 3.25b, c), interpretadas como níveis de tufos que foram depositados em intervalos de pulsos vulcânicos, que ocorreram juntamente com a deposição e sedimentação dos conglomerados.

Minerais indicadores de kimberlito como a granada piropro e a ilmenita magnésiana foram achados em alguns dos afloramentos de conglomerado, assim como também se retirou, na década de 1990, três diamantes do Garimpo Canastrel, o qual corresponde a um dos estudos, que será tratado em detalhe no Capítulo 4.

Em microscópio de luz transmitida, o conglomerado de matriz arenosa mostra clastos de quartzito, quartzo, pelito, xisto e secundariamente rocha vulcânica. A matriz é composta predominantemente por grãos de quartzo bem arredondados cimentados por sílica microcristalina, interpretados como cristais aciculares de calcedônia (Fig. 3.26a), também ocorre plagioclásio, microclina, piroxênio, titanita, opacos (magnetita, ilmenita, peroviskta) e flogopita. Também se observou a presença de pseudomatriz composta por argila interpenetrada entre os grãos de quartzo, devido à pressão diagenética que remobilizou possíveis clastos de rocha vulcânica e/ou pelítica.

No conglomerado de matriz argilosa a maioria dos clastos são arredondados e derivados de rochas vulcânicas, apesar do elevado grau de alteração em que estão, verificou-se que ocorrem clastos de kamafugito com grãos lixiviados de possíveis feldspatóides (Fig. 3.26b), rocha diabásica (Fig. 3.26c) semelhante com a descrita anteriormente, fragmentos de kimberlito, compostos essencialmente por cristais de olivina; tem ainda xisto, quartzito, filito, quartzo, chert e magnetita. A matriz é composta essencialmente por argila verde (esmectita?), quartzo, opacos (magnetita e ilmenita) e microclina.

Nos dois tipos de conglomerado foram observados grãos de quartzo com engolfamento (Fig. 3.26d), preenchidos pela matriz, estrutura esta encontrada frequentemente em rochas piroclásticas, o que evidencia uma contribuição piroclástica entre os fragmentos que estas rochas receberam em sua deposição.

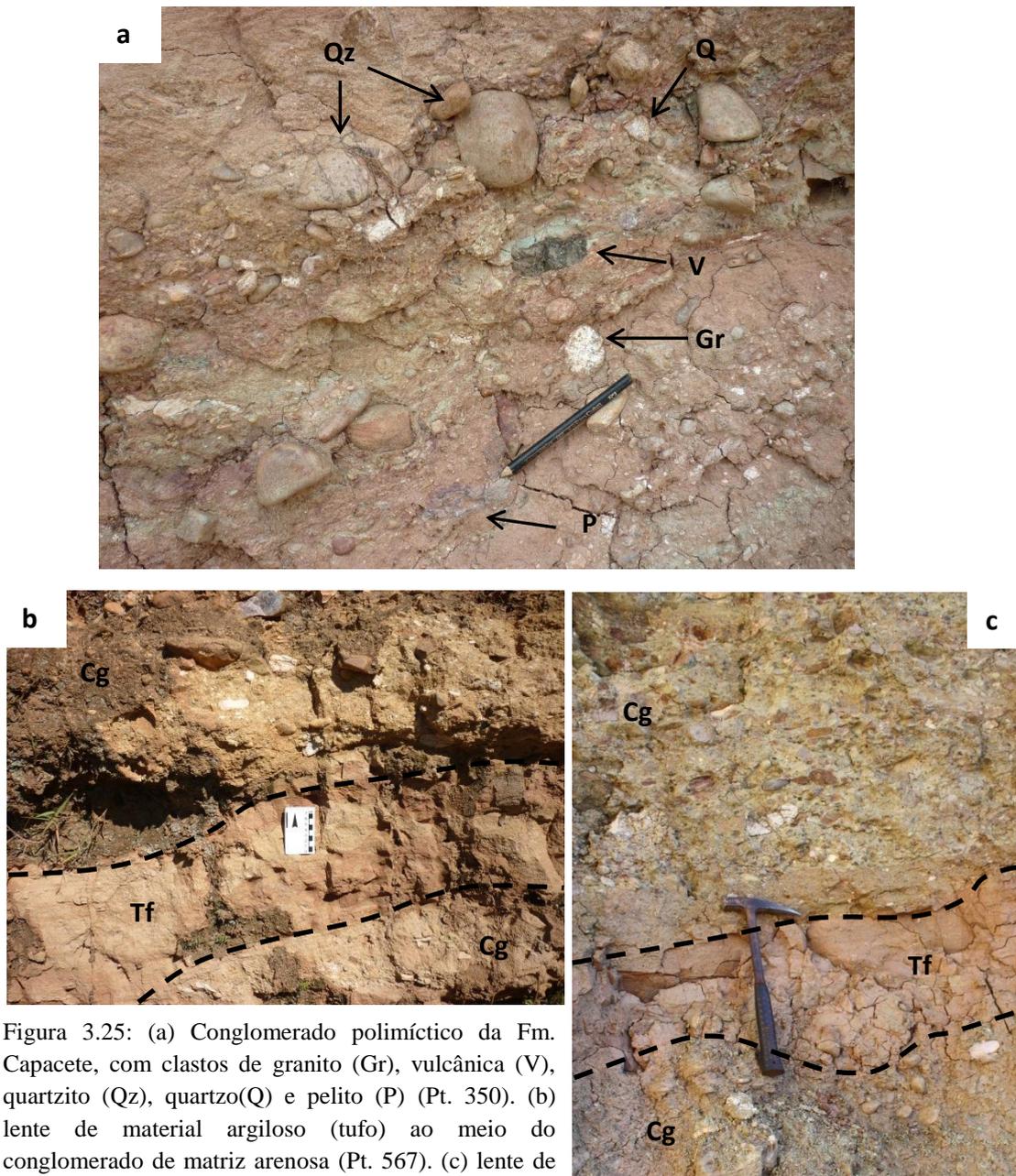


Figura 3.25: (a) Conglomerado polimíctico da Fm. Capacete, com clastos de granito (Gr), vulcânica (V), quartzito (Qz), quartzo(Q) e pelito (P) (Pt. 350). (b) lente de material argiloso (tufo) ao meio do conglomerado de matriz arenosa (Pt. 567). (c) lente de material argiloso (tufo) ao meio do conglomerado de matriz argilosa (Pt. 978).

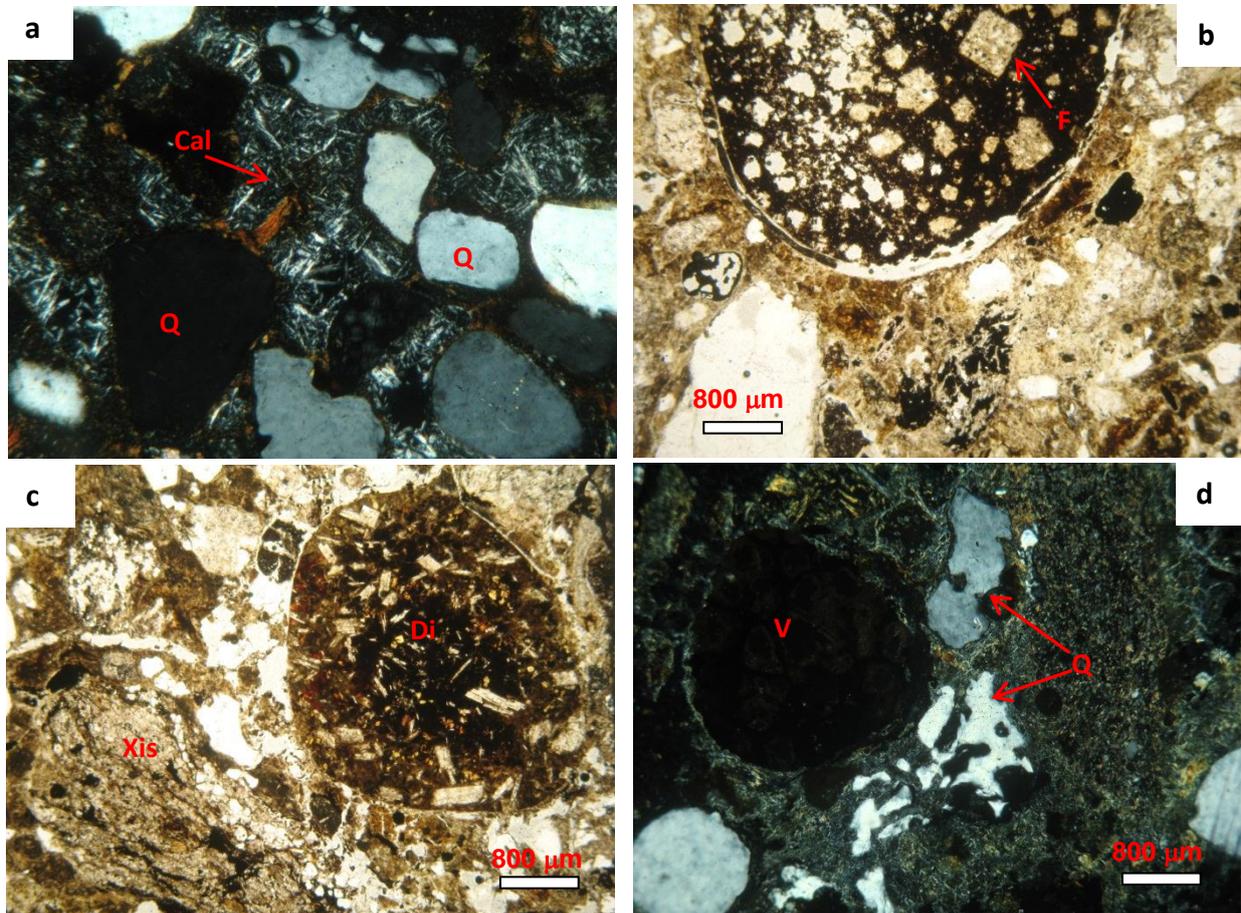


Figura 3.26: (a) Fotomicrografia (NC) do conglomerado, com grãos de quartzo arredondados (Q), cimentados por cristais sílica microcristalina (calcedônia - Cal). (b) Fotomicrografia (ND) do conglomerado, com fragmento arredondado de kamafugito com cristais euédricos de feldspatóides (P) lixiviados. (c) Fotomicrografia (ND) do conglomerado, com clastos de rocha diabásica (Di) e de xisto (Xis). (d) Fotomicrografia (NC) do conglomerado, com clasto de rocha vulcânica (V) e grãos de quartzo (Q) com estruturas de engolfamento.

Sobreposto ao conglomerado tem-se uma camada de aproximadamente 5 m de espessura, composta por um arenito que pode ser classificado como uma grauvasca lítica, conforme a divisão proposta por Pettijohn *et al.* (1973). Laminações arenosas (branca, bege e cinza) intercaladas com níveis milimétricos laranja a rosa, mais argilosos, evidenciam estratificações plano paralelas, assim como estratificações cruzadas de pequeno porte, com set de até 0,5 m. Ocorrem níveis centimétricos de conglomerado intercalados e seixos isolados ao meio das estratificações cruzadas, como mostram as figuras 3.27a, b. Em lâmina (Fig. 3.27c) é composto por cerca de 40% de quartzo monocristalino bem arredondado, possivelmente herdado das rochas do Gr. Areado. Ocorrem também fragmentos de rochas (quartzito, pelito, xisto), plagioclásio, microclina, flogopita, opacos e zircão. O restante representa a matriz argilosa com enriquecimento em Fe; grande parte desta matriz pode ser considerada uma

pseudomatriz, devido a ocorrer interpenetração de clastos rúpteis em clastos lábeis (pelito e vulcânicas), em decorrência da pressão durante a diagênese, como pode ser observado na figura 3.27d.

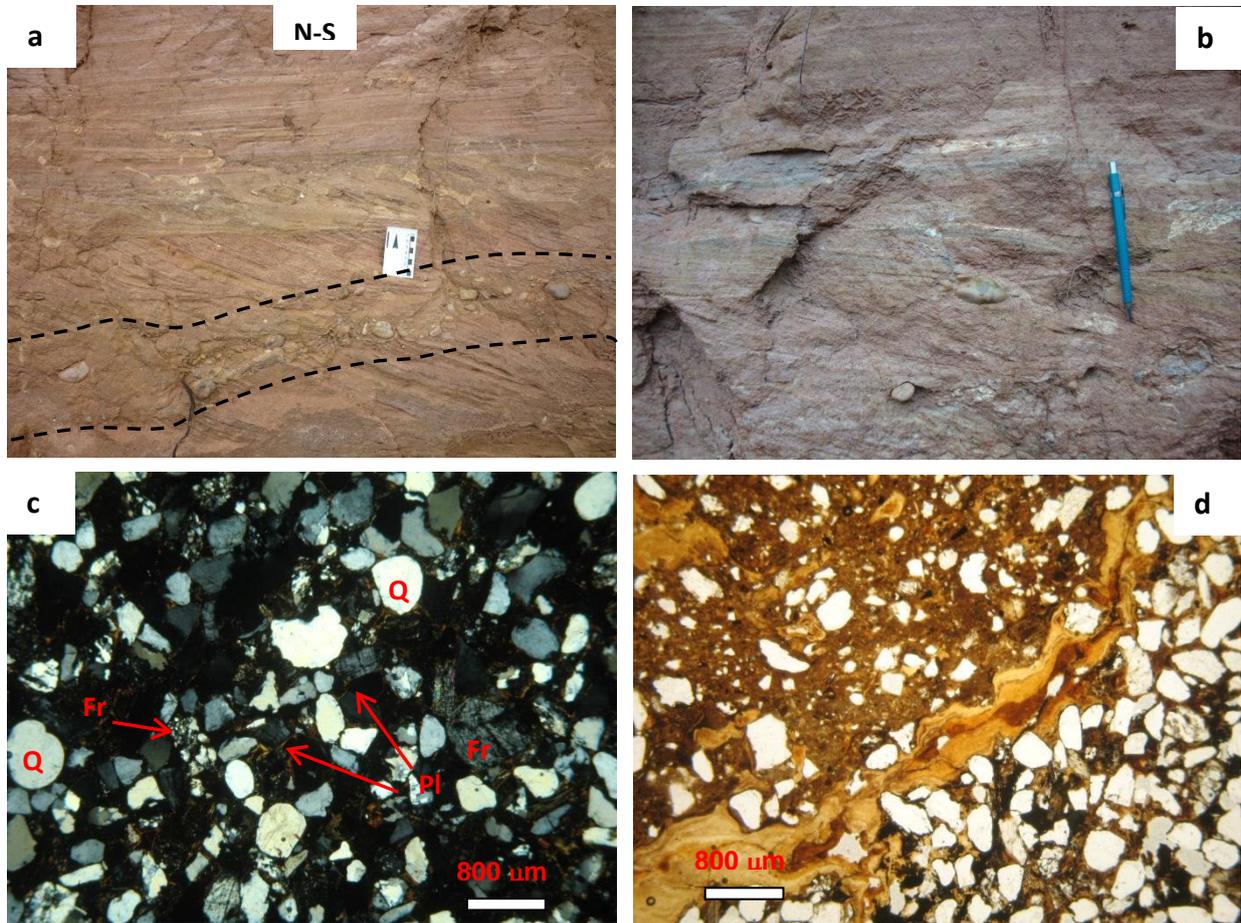


Figura 3.27: (a) Arenito lítico com lentes de conglomerado entre estratificações cruzadas (Pt. 350). (b) detalhe da estratificação cruzada com seixos de quartzo. (c) Fotomicrografia (NC) do arenito, com fragmentos de rochas (Fr) e grãos de quartzo (Q) e plagioclásio (Pl). (d) Fotomicrografia (ND) com pseudomatriz formada através da mobilização de clastos de rocha pelítica durante a diagênese.

No topo da Fm. Capacete sucede um pacote de tufos, que pode chegar até 40 m de espessura. Esta camada de rocha é explorada na região para a indústria de cerâmica, através da extração de argila de boa qualidade. Nas encostas destas lavras se encontram os melhores afloramentos, onde normalmente se observa a alternância entre camadas métricas exclusivamente argilosas, com camadas argilo-siltosas (Fig. 3.28a). Nas camadas mais siltosas ora até arenosas, se tem fragmentos de rocha isolados, estratificações cruzadas de pequeno porte (Fig.3.28b) e níveis de óxidos, compostos por grãos de magnetita e ilmenita. Uma estrutura peculiar do tipo *gas pipe* (Fig. 3.28c), já descrita anteriormente no tufo sobre o kimberlito Douradinho 8, também foi observada nesta camada, o que corroborou para a classificação destas rochas como sendo piroclásticas. Fragmentos arredondados de caulim de até 15 cm de diâmetros são frequentemente encontrados próximo ao afloramento de tufo, o que também demonstra o caráter vulcânico destas rochas. Frequentemente encontra-se

silicificado apresentando até pequenos geodos de quartzo microcristalino, o que ao microscópio foi classificado como cristais de calcedônia (Fig. 3.28d). Em lâmina, são formados por fragmentos de rocha, grãos de quartzo, feldspato e opacos (magnetita, ilmenita) dispersos em uma matriz argilosa enriquecida em Fe, devido ao processo de laterização. De acordo com Schmid (1981), este possível pacote de tufos pode ser classificado como *lithic tuff* e/ou *crystal tuff*, devido à presença de grande quantidade de fragmentos de rocha e grãos de mineral. Mas considera-se aqui que ainda é cedo classificar estas camadas como rochas piroclásticas que representariam quedas de cinza vulcânica, pois ainda faltam dados químicos de proveniência sedimentar e estudos petrográfico que viriam corroborar tal hipótese.

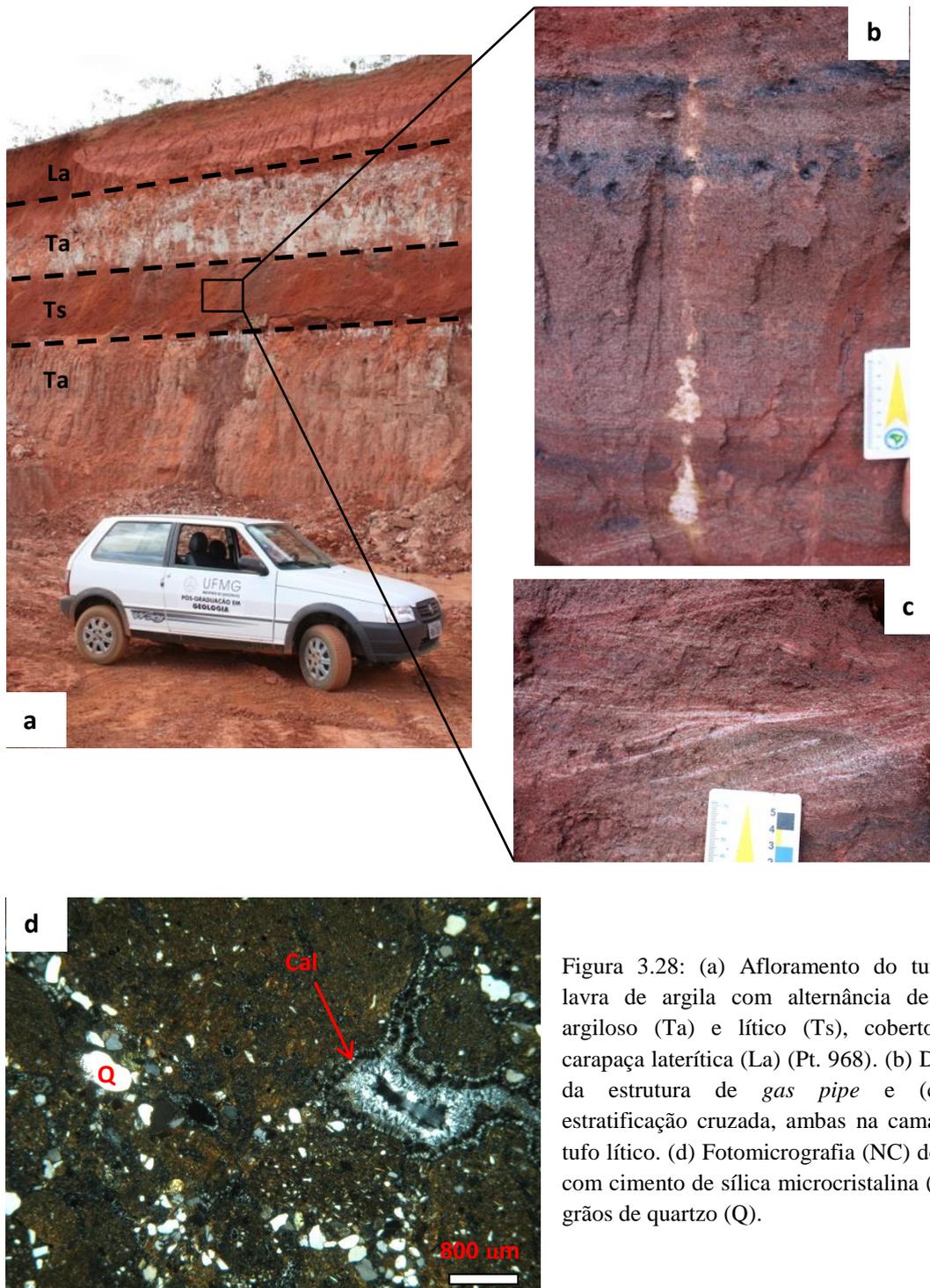


Figura 3.28: (a) Afloramento do tufo em lavra de argila com alternância de tufos argiloso (Ta) e lítico (Ts), cobertos por carapaça laterítica (La) (Pt. 968). (b) Detalhe da estrutura de *gas pipe* e (c) da estratificação cruzada, ambas na camada de tufo lítico. (d) Fotomicrografia (NC) do tufo, com cimento de sílica microcristalina (Cal) e grãos de quartzo (Q).

3.1.6. Cobertura detrítico-laterítica

Constitui uma carapaça que ocorre sobre as rochas cretáceas da Fm. Capacete do Gr. Mata da Corda, como pode ser claramente observado no Morro do Lobo (Fig.3.29a). Possui entorno de 2-5 m de espessura, mas pode alcançar até 15 m. Tal litologia é descrita como um agregado de óxidos e quartzo que ocorrem em forma de seixos arredondados e selados por uma matriz ferruginosa composta de óxidos (*e.g* hematita lamelar). Apresenta-se de duas formas: detrítica com contribuição de fragmentos de rocha e quartzo, a qual sofreu erosão e transporte e comumente mostra-se inconsolidada (Fig. 3.29b) ou apresentar-se maciça e sem fragmentos de rocha (Fig. 3.29c), representando uma cobertura laterítica *in situ*.

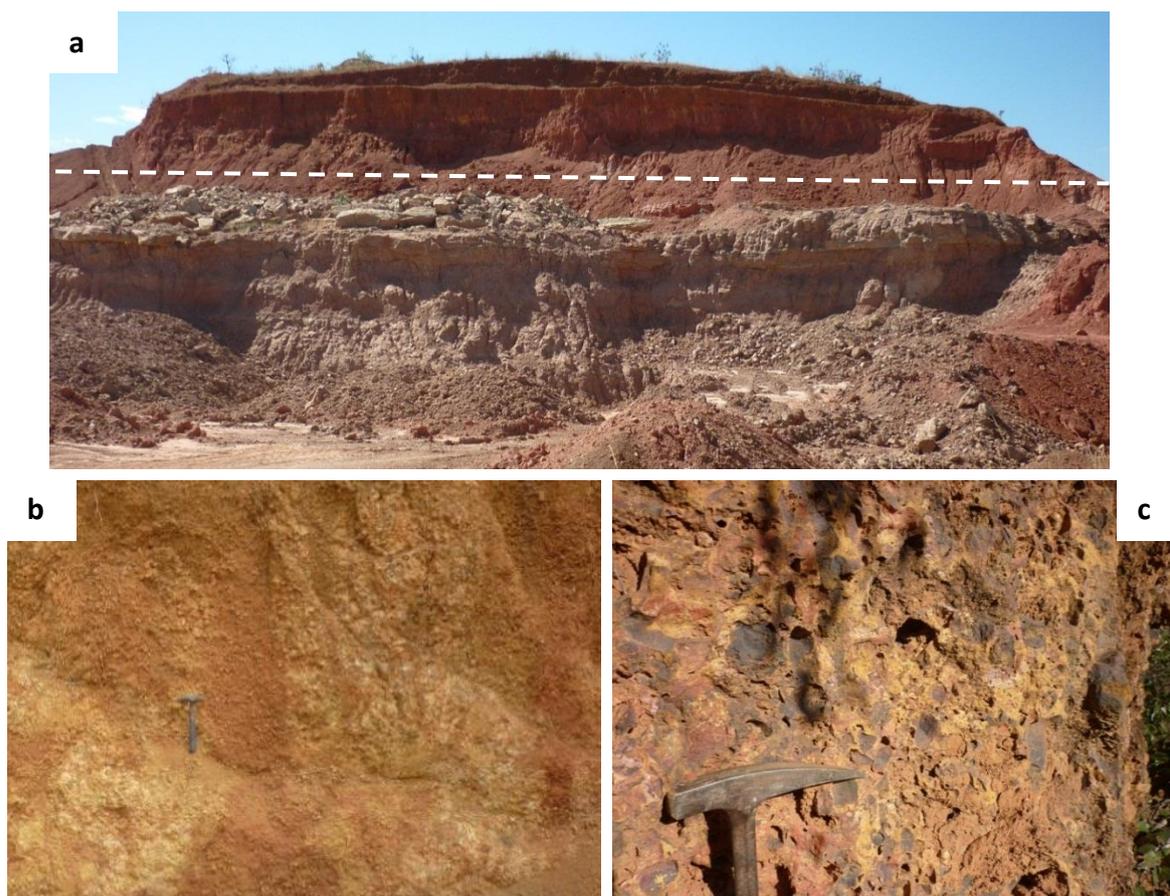


Figura 3.29 : (a)Vista do Morro do Lobo (área de extração de argila), com topo formado pela carapaça laterítica (Pt. 967). (b) Cobertura detrítico-laterítica (Pt. 454). (c) Cobertura laterítica (Pt. 076).

3.1.7. Cobertura colúvio-aluvionar

Compõe-se de terraços aluvionares e colúvionares gerados desde o Pleistoceno até o presente, compostos por conglomerados, arenito e siltito líticos ainda inconsolidados. As melhores exposições desta unidade estão nas margens dos aluviões diamantíferos dos rios St. Antônio do Bonito, St. Inácio e Douradinho (Fig. 3.30a), onde dezenas de áreas de garimpo ativas e inativas margeiam estes rios. Através das encostas naturais no leito do rio e, principalmente, pelas cavas feitas por escavadeiras, tais litossomas são visualizados com clareza (Fig. 3.30b). A camada basal constitui um nível de cascalho de aproximadamente 1 m de espessura (Fig. 3.30c), composto por seixos de quartzo e quartzito arredondados a angulosos, com predomínio de subarredondados, a maior parte dos clastos são seixos, mas

ocorrem desde grânulo a bloco; tem-se também clastos de laterita, xisto e filito secundariamente. A matriz é argilo-arenosa amarronzada, onde comumente observam-se grãos de ilmenita. É nesta camada de cascalho que há mais de um século se retira diariamente (Karfunkel *et al.* 1994), seja por empresas (Fig. 3.30d) ou mesmo pelas enxadas de garimpeiros visionários (Fig. 3.30e), os maiores diamantes do país. Tal camada de cascalho é encoberta por uma camada de siltito lítico branco a bege, que pode ter até 3 m de espessura, ou pode ser diretamente sobreposta por uma cobertura coluvionar, de 1 a 5 m de espessura, composta por fragmentos angulosos de quartzo, laterita e quartzito, dispersos em uma matriz argilo-arenosa marrom escura.

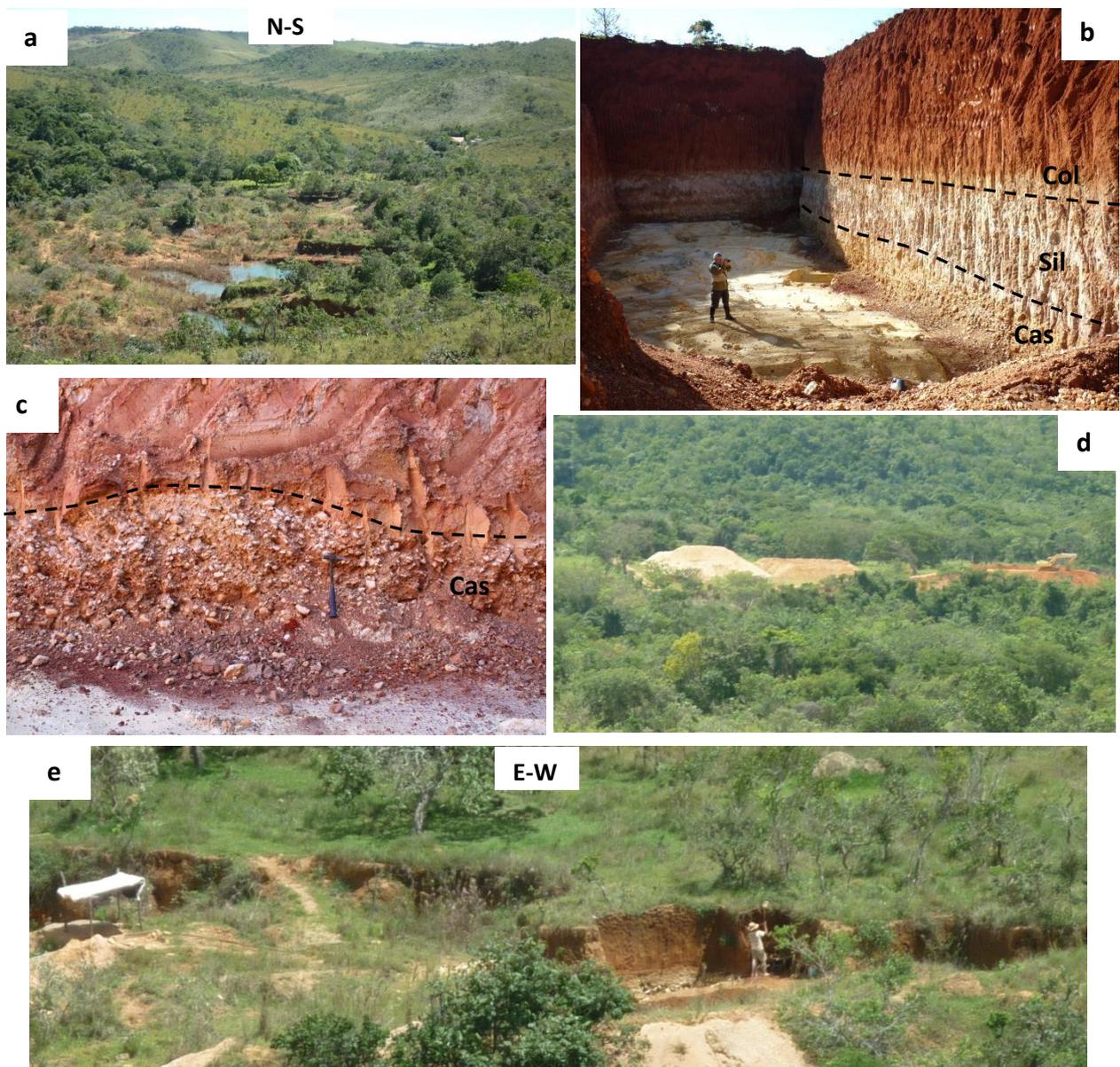


Figura 3.30: (a) Cobertura aluvionar do rio Douradinho, com cavas de antigos garimpos (Pt. 635). (b) Cava a beira do rio Santo Inácio expondo as camadas de cascalho (Cas) encobertas por material silto-arenoso (Sil) e pela cobertura coluvionar (Col) (Pt. 439). (c) Detalhe da camada de cascalho onde se explora diamantes. (d) Garimpo com maquinário (empresas) e (e) Garimpo manual (garimpeiros) (Pt. 638).

3.1.8. Fácies Sedimentares e Paleoambientes

A partir das colunas lito-estratigráficas e tectono-estratigráficas levantadas nos grupos Araxá, Ibiá, Canastra e Vazante, pode-se caracterizar as fácies sedimentares (litofácies) presentes nas unidades estratigráficas, apesar das mesmas mostrarem-se como uma pseudo-estratigrafia devido à deformação ter transposto o acamamento sedimentar. As fácies sedimentares são caracterizadas e diferenciadas pelas seguintes propriedades: geometria do litossoma, litologia, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes e fósseis, constituindo deste modo uma eficiente ferramenta para identificação dos ambientes de sedimentação (Suguio, 2003). Com a integralização das colunas levantadas e das litofácies encontradas, interpretou-se os paleoambientes de sedimentação e juntamente com os dados geocronológicos, geoquímicos e isotópicos disponíveis na literatura pode-se criar um modelo deposicional hipotético para a bacia precursora desse seguimento da Faixa Brasília. A tabela 3.1 mostra a relação entre as litofácies e os ambientes sedimentares sugeridos.

Também se caracteriza aqui o ambiente de sedimentação do Grupo Mata da Corda e suas respectivas fácies sedimentares, sendo que a Fm. Capacete será abordada como um dos temas centrais do capítulo 4.

Tabela 3.1: Relação entre as litofácies encontradas em cada terreno tectonoestratigráfico e seus consecutivos ambientes sedimentares.

Terreno Tectonoestratigráfico	Litofácies	Ambiente Sedimentar
Grupo Mata da Corda	Piroclásticas, conglomerado e grauvaça lítica	Leque aluvial, derivado de edifícios vulcânicos
Araxá	Anfibolitos, quartzito ferruginoso e filito grafitoso	Marinho profundo
Rio Verde	Ritmitos feldspáticos	Marinho (Bacia de ante-país)
Chapada dos Pilões	Quartzito com estratificação cruzada e filitos piritosos	Plataforma marinha rasa a profunda
Vazante	Dolomito e pelito	Plataforma marinha rasa
Santo Antônio do Bonito	Diamictito, quartzito conglomerático e pelito	Marinho (Glacial)

3.1.8.1. Grupo Vazante

Foi dividido em dois pacotes lito-estratigráficos distintos, sendo representados pelas escamas Santo Antônio do Bonito e Vazante, constituídos respectivamente por um pacote de rochas rudácea a lutácea e uma associação de rochas carbonática com pelítica. Aliado aos

recentes dados isotópicos de Azmy *et al.* (2006, 2008) e Rodrigues (2008), juntamente com as fácies identificadas sugeriu-se diferentes processos de deposição para cada escama.

A Fm. Santo Antônio do Bonito forma o substrato das formações Lagamar e Serra do Garrote, porém mostra idade máxima de deposição mais nova. Suas litologias indicam tratar-se de depósitos relacionados a fluxos de lama e/ou correntes de turbidez. Inicialmente ter-se-ia depositado o diamictito por fluxos de detritos com maior energia de fluxo, posteriormente, com a desaceleração do fluxo, se depositou o quartzito conglomerático com seixos isolados e em porção mais distal, já sem fluxo de lama ou correntes de turbidez, ocorre a sedimentação das rochas pelíticas, expondo desta forma uma estratificação gradacional com fácies análogas à sequência de Bouma (1962).

Não foram encontradas estruturas sedimentares marcantes como estrias, esker ou varvitos que evidenciariam um ambiente glacial, como descreve o trabalho de Hettich & Karfunkel (1978) nas rochas do Grupo Macaúbas na região da Serra do Cabral. Porém, por conter idade máxima de sedimentação de 997 ± 29 Ma (Rodrigues *et al.* 2008) e por constituir um diamictito composicionalmente semelhante à Fm. Cubatão (Pereira, 1992), pode ser lito e crono correlatada a esta formação do Grupo Ibiá e, conseqüentemente, ao grupo Macaúbas e às formações Carandai, Canabrinha e Palestina, todas estas, por sua vez, relacionadas a glaciação Sturtiana que afetou o Cráton do São Francisco durante o Neoproterozóico e depositou sedimentos glacio-marinho em suas bordas (Karfunkel & Hoppe, 1988; Uhlein *et al.* 2004). Amzy *et al.* (2006), através de estudos isotópicos feitos nos diamictitos do topo do Grupo Vazante, mostra valores negativos de $\delta^{13}C$ e compara o Grupo Vazante ao Grupo Otavi do Congo, sugerindo que o diamictito da Formação Santo Antônio do Bonito representa uma restrita e precoce deposição da glaciação Sturtiana. As ocorrências de lentes de ardósia fosfatada também aponta uma origem glaciogênica para sua deposição (Nogueira, 1993; Sanches *et al.* 2007). Deste modo, sugere-se também que a Fm. Santo Antônio do Bonito tem uma origem glacial, porém ainda sem correlação direta com a glaciação Sturtiana (Azmy *et al.* 2008). Vale ressaltar, portanto, que a grande quantidade de clastos de rochas carbonáticas observada nestes diamictitos, indica uma forte contribuição a partir da erosão de rochas carbonáticas, possivelmente herdadas da Fm. Lagamar, corroborando para a ideia de glaciação, devido à mesma afetar negativamente o nível do mar (evento regressivo) e desta forma expor tais rochas.

A Fm. Lagamar é composta exclusivamente por um espesso pacote de rochas dolomíticas, onde segundo Souza (1997), a N da área de estudo, também ocorrem edifícios colunares estromatolíticos de até 2,5 m de altura. Pode-se então classificar o ambiente sedimentar da Fm. Lagamar como marinho plataformar, onde a intercalação de dolomitos maciços, laminados e dolarenitos com níveis de dolomito brechado indicam um ambiente intermaré, onde haveria correntes de maré e ação de ondas (brechas sin-sedimentares) que acarretariam nesta variação composicional entre os estratos. A Fm. Serra do Garrote, composta exclusivamente de sedimentos pelíticos, também indica sedimentação por precipitação em águas calmas, onde ocorreu deposição alternada de camadas pelíticas com siltosas, em possível ambiente marinho plataformar.

3.1.8.2. Grupo Canastra

Compõe-se exclusivamente de rochas psamo-pelíticas, onde da base para o topo da coluna litoestratigráfica (Fig. 3.9) se observa a passagem de rochas pelíticas para as rochas arenáceas (Unidade Psamítica) e novamente para rochas pelíticas no topo. Esta variação litológica indica um ciclo regressivo seguido de um transgressivo, o que caracteriza tais rochas como de ambiente de plataforma marinha. Sugere-se assim que os filitos e xistos seriam depositados em águas mais calmas e profundas, com a regressão se depositou as rochas arenáceas em águas rasas, onde se teria maior influência de correntes de maré e ação de ondas, formando assim as estratificações cruzadas planares encontradas nos quartzitos. Posteriormente se teria uma transgressão com a deposição dos pelitos em águas mais profundas novamente.

Os trabalhos de Freitas-Silva & Dardenne (1994) e Pereira *et al.* (1994) descrevem feições faciológicas semelhantes para o Grupo Canastra, acrescentando ainda estratificações do tipo *hummocky* na Fm. Chapada dos Pilões, constituindo assim estruturas sedimentares típicas de ambiente plataformar, dominado por correntes de tempestades e de maré. Freitas-Silva & Dardenne (1994) ainda correlacionam os filitos piritosos da Fm. Paracatu a um ambiente marinho mais profundo. Seer (1999) mostra valores isotópicos Sm-Nd, que indicam áreas fonte antigas, relacionando os sedimentos terrígenos do Gr. Canastra como de proveniência do Cráton do São Francisco.

3.1.8.3. Grupo Ibiá

Ocorre como um pacote homogêneo de ritmitos fedspáticos, correspondendo a Fm. Rio Verde de Pereira (1992). Não mostra nenhuma feição marcante para sua caracterização faciológica, além da alternância rítmica de camadas pelíticas com quartzosas, que pode indicar uma corrente de turbidez para sua deposição. No trabalho de Seer (1999), através de estudos de proveniência sedimentar em análises isotópicas de Sm-Nd, fica evidenciado que o aporte sedimentar para a Fm. Rio Verde é provindo de arcos vulcânicos juvenis, sendo desta maneira possivelmente relacionado ao Arco Magmático de Goiás, que ficaria a W do Cráton do São Francisco. O que indicaria para esta formação um ambiente de bacia de anti-país. Idades em torno de 650 Ma foram encontradas nesta litologia (Rodrigues, 2008; Dias, 2011), o que acarreta na sua colocação estratigráfica acima dos grupos Canastra, Araxá e Vazante, os quais possuem idades máximas de deposição em torno de 1.0 Ga (Valeriano *et al.* 2004a, Rodrigues, 2008, Pimentel *et al.* 2011).

3.1.8.4. Grupo Araxá

As litologias que compõem o Grupo Araxá mostram de W para E ou do topo para a base da coluna tectonoestratigráfica (Fig. 3.15), uma deposição com litofácies típicas de ambiente marinho profundo, representada principalmente pelos anfibolitos na região de Abadia dos Dourados. Apesar de não ter se realizado análises geoquímicas para uma classificação adequada para tais rochas metabásicas, considerou-se aqui que estas teriam

afinidade química de rochas basálticas do tipo MORB, como as rochas metabásicas da Nappe de Araxá (Seer, 1999) e representariam deste modo o assoalho oceânico predominantemente composto por rochas vulcânicas. Na Unidade Ferruginosa ocorre exclusivamente a deposição de rochas sedimentares químicas, caracterizada principalmente pela sedimentação de chert e jasper, constituindo assim formações ferríferas bandadas (BIF's) de baixo teor, representada pelos quartzitos ferruginosos, assim como do filito grafitoso, o qual também sugere uma sedimentação química em fácies de ambiente marinho profundo. Na base da coluna tectonoestratigráfica ocorrem rochas sedimentares mais clásticas (*e.g.* quartzito), que apontam para um ambiente com contribuição de correntes de turbidez, possivelmente geradas em ambiente mais próximo do talude marinho.

Os granitos apresentando concomitantemente biotita e muscovita, assim como grãos de granada, o que indica que se tratam de possíveis granitos aluminosos do Tipo S, porém necessita-se estudos analíticos geoquímicos, para melhor classificação dos mesmos. Seer (1999) mostra nos granitos da Nappe de Araxá uma assinatura geoquímica típica de granitos colisionais, os quais mostram idades de U-Pb em grãos de zircão de 637 Ma (Valeriano *et al.* 2004a, Seer *et al.* 2005). Deste modo tais granitos (Granito Serra Velha) são um marco para o início da etapa de colisão continental, sendo os granitos da área correlacionados a estes da Nappe de Araxá.

3.1.8.5. Grupo Mata da Corda

Os inúmeros condutos vulcânicos de afinidade kimberlítica e kamafugítica que ocorrem na área (*e.g.* Douradinho 8, 10 e 11, Vargem 1, 2, 3 e 4, Santa Rosa 21), mostram a magnitude do magmatismo que afetou a região do Triângulo Mineiro e adjacências, durante 10 Ma (90-80 Ma) no Cretáceo Superior (Gibson *et al.* 1995, Sgarbi *et al.* 2004). Diques de rocha diabásica também evidenciam este amplo vulcanismo, que acarretou no soerguimento da crosta, onde se formou Arco do Alto Paranaíba (Hasui & Haralyi, 1991), devido a estas inúmeras intrusões que constituem a Fm. Patos, assim como dos complexos alcalinos como Serra Negra e Salitre.

A Fm. Capacete possui clara e abundante contribuição de rochas vulcânicas entre seus sedimentos, desta maneira indica que sua proveniência sedimentar veio diretamente dos edifícios vulcânicos da Fm. Patos. Os conglomerados basais mostram duas litofácies, sendo uma representada por conglomerados com grande contribuição de clastos de rochas vulcânica e de matriz pelítica e outra fácies constituída por conglomerados de matriz quartzosa e com pouca quantidade de fragmentos de rocha vulcânica em sua composição. O que indica que tais conglomerados são depositados em sistemas de leques aluviais, onde à medida que se afastam da rocha fonte (condutos vulcânicos) se tem uma diminuição nos clastos de rocha vulcânica no conglomerado. Os conglomerados mostram-se dispostos em lentes com descontinuidade lateral e vertical, o que sugere se tratar de depósitos de paleocanais.

Os arenitos líticos com estratificações cruzadas que exibem seixos ao meio das estratificações e lentes de conglomerado, mostram elevada velocidade de fluxo para sua

sedimentação, o que também mostra fácies de leques aluviais de alta inclinação próximos à área fonte.

Os tufos no topo da Fm. Capacete mostram uma deposição piroclástica de pulsos vulcânicos, onde se depositaram as camadas de tufo lítico com *gas pipes* e estratificações cruzadas, em um possível depósito de rocha piroclástica do tipo *surge* (Cas & Whighth, 1997), com influência de fluxo caótico gerado por erupções vulcânicas. Intercaladas a camadas de tufo lítico, ocorrem as camadas de tufo argiloso, estes por sua vez seriam depósitos essencialmente por queda de cinza vulcânica. Ambos os casos apontam para uma proximidade com os edifícios vulcânicos, corroborando para um ambiente de leque aluvial provindo dos edifícios vulcânicos do arco.

3.1.9. Bacia Precursora dos Grupos Vazante, Canastra, Ibiá e Araxá

Integrando os paleoambientes sugeridos anteriormente, pode-se criar um modelo deposicional para as unidades estratigráficas presentes neste segmento da Faixa Brasília, as quais foram depositadas em uma bacia de margem passiva na costa ocidental do Cráton do São Francisco, conforme também expõem diversos trabalhos (*e.g.* Valeriano *et al.* 2008, Pimentel *et al.* 2011). Constituindo um ambiente marinho desde a plataforma continental a E até fundo oceânico com geração de crosta oceânica a W (Strieder & Nilson, 1992), onde o aporte sedimentar seria transportado de E para W, derivado do cráton. Posteriormente com o avanço do Arco Magmático de Goiás sobre o Cráton do São Francisco devido à instalação de uma zona de subducção (Valeriano *et al.* 2008), gera-se uma bacia de ante-país, onde o aporte sedimentar inverte e vem de W para E, a partir da erosão das rochas do arco.

Deste modo, a figura 3.31 ilustra o modelo deposicional da bacia precursora proposto, onde se depositaram inicialmente as rochas das escamas Vazante, Chapada dos Pilões e Araxá. Exibindo de W para E, um ambiente de plataforma continental, onde em águas rasas sedimentaram-se as rochas carbonáticas e pelíticas da escama Vazante. Ainda em ambiente plataformar, ocorre a deposição da escama Chapada dos Pilões, representada pelas rochas psamíticas. Em ambiente transicional de plataformar para marinho profundo ocorrem os filitos piritosos da Unidade Psamo-pelítica Inferior, assim como também proposto para as rochas da Fm. Paracatu do Grupo Canastra (Freitas-Silva & Dardenne, 1994). As rochas da unidade ferruginosa (BIF's e filitos grafitosos) do Grupo Araxá, e principalmente os anfibólitos de assinatura geoquímica do tipo MORB (Seer, 1999), representariam a parte distal da bacia em ambiente marinho profundo, onde se teria a geração de crosta oceânica, representado pelas melanges ofiolíticas de Abadiânia (Strieder & Nilson, 1992). Sendo todas estas unidades litológicas datadas em torno de 1.2-0.9 Ga (Valeriano *et al.* 2004a; Rodrigues, 2008), sendo desta maneira relacionadas ao evento tafrogênico que fragmentou o Supercontinente Rodinia e desenvolveu de forma diacrônica diversas margem passivas em todo o globo (Condie, 1989).

Posteriormente, se teria um evento glacial (1.0-0.9 Ga) depositando os diamictitos e as ardósias fosfatadas da escama Santo Antônio do Bonito, sobre as rochas carbonáticas da escama Vazante. Tal evento também seria responsável pela deposição glaciogênica dos

diamictitos da Fm. Lapa (Topo do Gr. Vazante), como demonstrado por Amzy *et al.* (2006, 2008). Porém, ainda não se tem um consenso entre os pesquisadores sobre qual glaciação teria gerado tais diamictitos glaciais do Grupo Vazante (Amzy *et al.* 2008, Misi *et al.* 2011).

Em 650 Ma, com a geração de uma bacia de retro arco devido ao avanço do Arco Magmático de Goiás sobre o Cráton do São Francisco, ocorreria a deposição da Fm. Rio Verde já em estágio colisional, com contribuição sedimentar provinda do Arco Magmático de Goiás (Seer, 1999). Neste mesmo estágio colisional ocorrem também as intrusões de granitos sin-colisionais, datados em 637 Ma (Valeriano *et al.* 2004a).

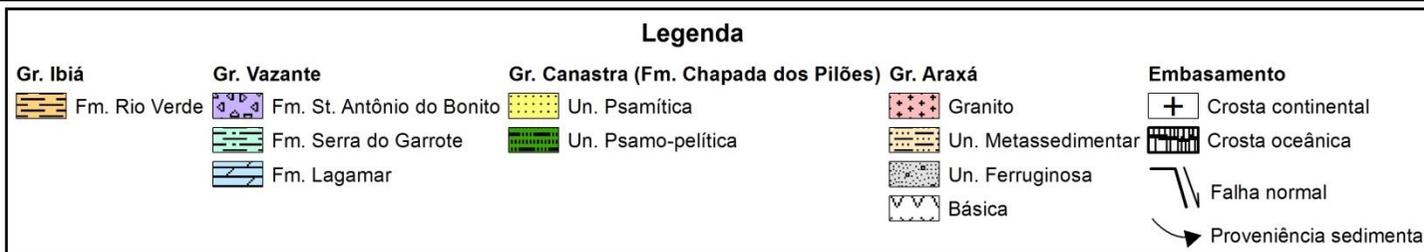
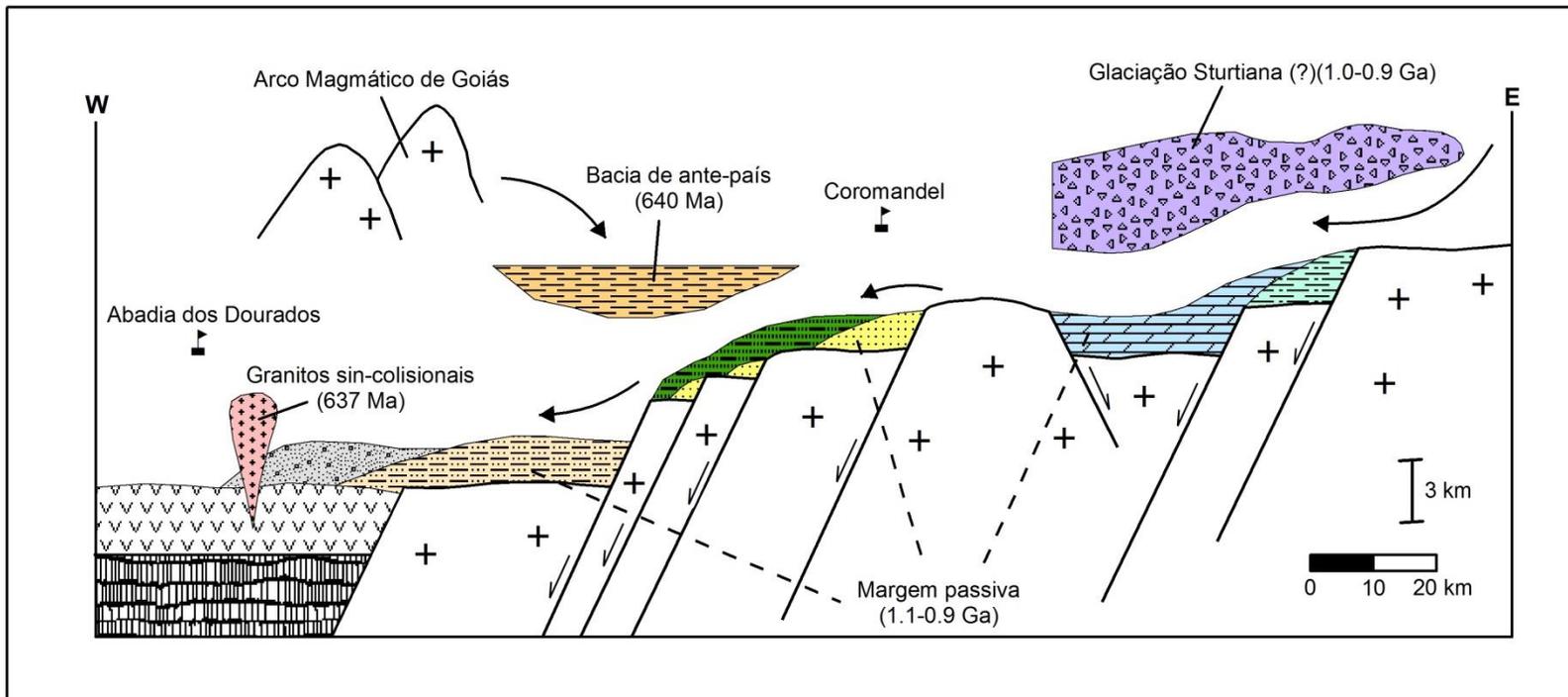


Figura 3.31: Modelo da bacia sedimentar precursora, onde se depositaram as rochas dos grupos Araxá, Ibiá, Canastra e Vazante, em uma margem passiva.

3.2. Análise Estrutural

A partir da prévia interpretação das fotos aéreas e da imagem Landsat da área, averiguou-se as principais direções das estruturas lineares. Tais lineamentos estruturais exibiram distintas direções, que por sua vez sugeriram uma compartimentação da área em três domínios estruturais: Oeste, Central e Leste (Fig. 3.31a). Compartimentação semelhante também foi proposta por Bacelar (1990), que mostra diferentes arcabouços estruturais entre o domínio Central com os domínios Oeste e Leste.

O domínio Oeste possui orientação principal das estruturas na direção NW-SE, o domínio Central apresenta direção estrutural predominante NE-SW e o compartimento Leste contém orientação geral dos fotolineamentos na direção N-S. Nos três compartimentos, tais direções dos fotolineamentos possuem ligação direta com as respectivas foliações principais, como pode ser observado nos estereogramas de polos de medidas de foliação de cada compartimento (Fig 3.31b).

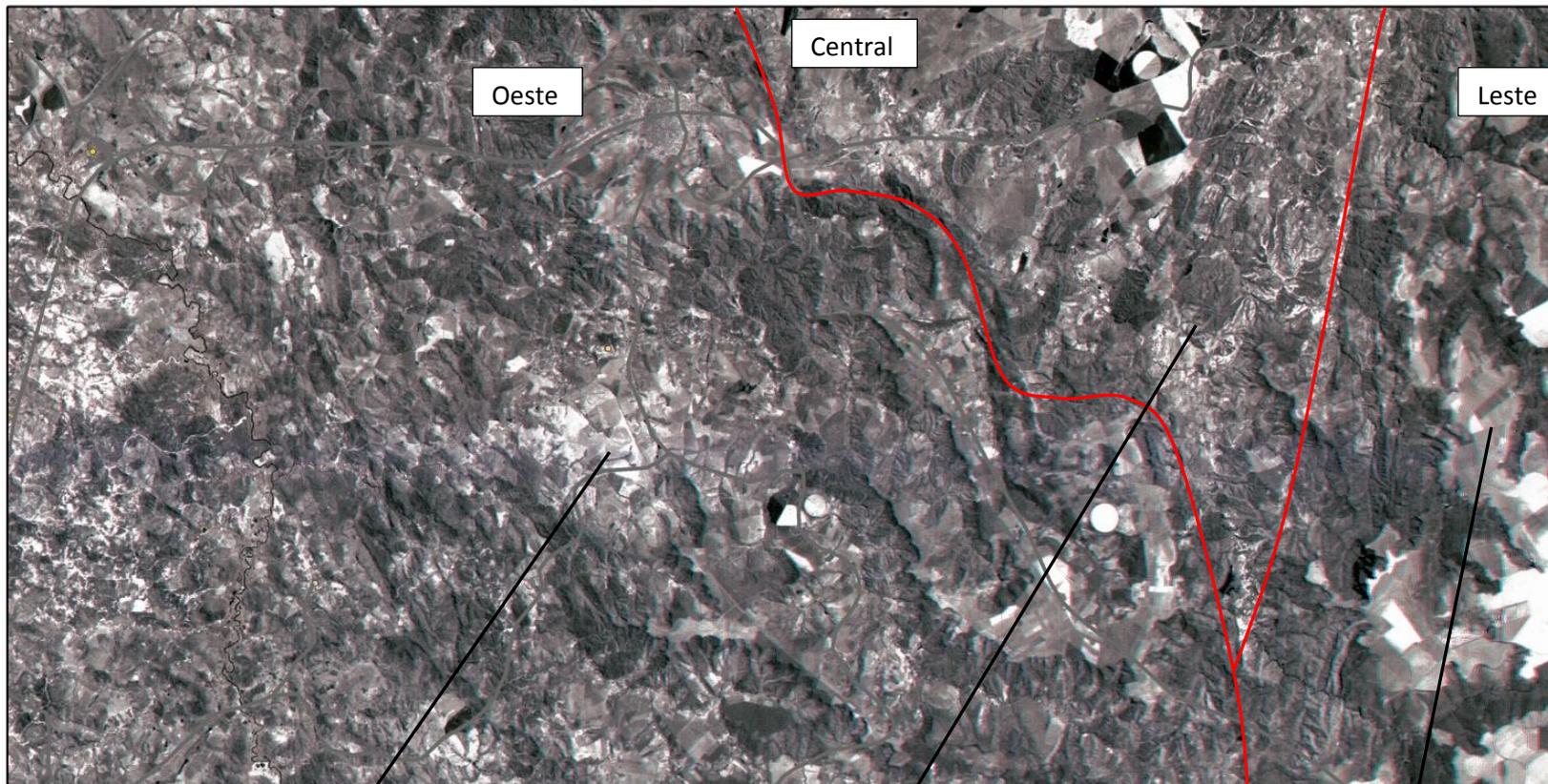
Ocorrem também lineamentos que mostram direção oblíqua aos lineamentos principais, os quais exibem claramente um truncamento que corta esta principal estruturação da área, sendo assim tardios à geração desta estrutura e, possivelmente, relacionados a fraturas e falhas de alívio posteriores ao evento de maior deformação.

Também se fez uma análise separada de cada terreno tectônico, assim como também uma análise individual para a porção E e W da Escama Chapada dos Pilões. Para se chegar a um resultado individual, que posteriormente pôde ser somado gerando interpretações sobre as suas relações espaciais, geométricas e cinemáticas.

Deste modo encontrou-se nas escamas Araxá, Rio Verde e Chapada dos Pilões um mesmo acervo estrutural, enquanto que nas escamas Santo Antônio do Bonito e Vazante se encontrou um arcabouço estrutural distinto, o que permitiu agrupar tais escamas, respectivamente, nos domínios Tectônico Interno e Tectônico Externo da Faixa Brasília, divisão esta correlacionada aos trabalhos de Fuck *et al.* (1994) e Valeriano *et al.* (1995).

Apresenta-se então, nos capítulos seguintes, uma síntese sobre o evento deformacional que afetou ambos os domínios (Interno e Externo) e seus respectivos acervos estruturais, assim como a caracterização individual de cada escama tectônica.

a)



b)

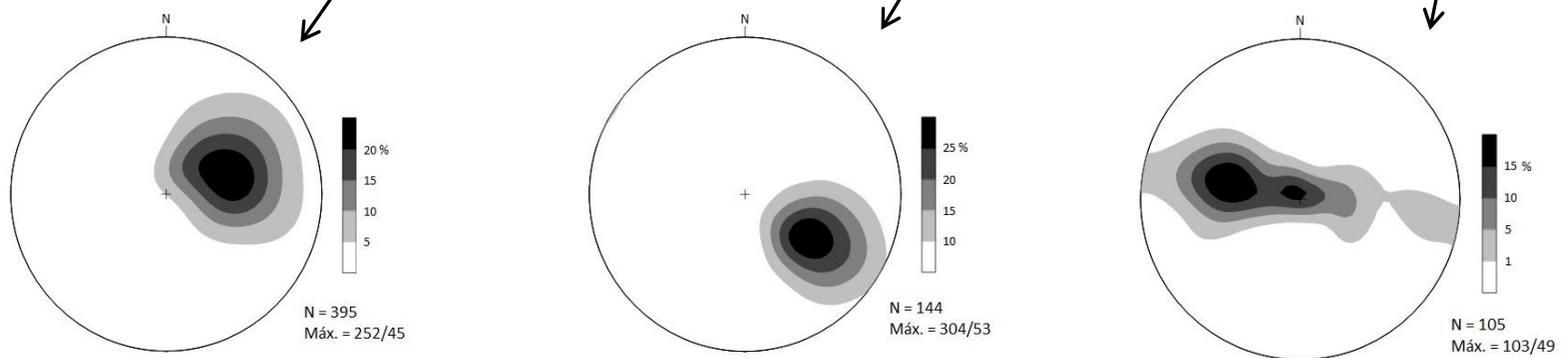


Figura 3.32: (a) Imagem Landsat, com divisão dos domínios estruturais Oeste, Central e Leste, respectivamente, contendo fotolineamentos preferencialmente nas direções NW-SE, NE-SW e N-S. (b) Estereogramas de polos da foliação principal, encontrada em cada domínio.

3.2.1. Domínio Interno (Grupos Araxá, Ibiá, Canastra)

3.2.1.1. Fase deformacional Di_1

É caracterizada essencialmente pela foliação Si_1 que é paralela ao acamamento sedimentar (S_0). Somente pode-se reconhecer esta estrutura nas charneiras das dobras D_2 , em poucos pontos (e.g. 468, 702), pois em todo restante esta se encontra transposta pela foliação Si_2 . As figuras 3.32a e 3.32b ilustram em escala macro e microscópica dobras isoclinais Di_2 rompidas em seus flancos, exibindo Si_1 paralela ao bandamento composicional, composto por níveis micáceos intercalados a níveis quartzosos, em filito do Gr. Araxá. Tais dobras inicialmente flexurais se comportam como micrólitos que ficam entre os domínios de clivagem, onde se gera, por dissolução por pressão, o rompimento dos flancos e consequentemente a foliação Si_2 , acarretando na transposição de Si_1 e também do S_0 , paralelizando deste modo estas três estruturas planares (Fig. 3.32c) (Turner & Weiss, 1963; Passchier & Trouw, 1996).

A foliação Si_1 é uma clivagem ardosiana marcada pela orientação preferencial de minerais placóides (mica e clorita) e grãos de quartzo estirados. Nenhuma outra estrutura, como dobras e lineações, foram visualizadas como pertencente a esta fase deformacional, impossibilitando assim uma caracterização adequada para a foliação Si_1 , sendo deste modo a sua gênese desconhecida.

3.2.1.2. Fase deformacional Di_2

Constitui a etapa de formação da principal estrutura da área, a qual consiste no plano de foliação Si_2 , presente em todas as litologias do Domínio Interno. Apresenta-se ora como uma xistosidade em rochas psamíticas a psamo-pelíticas e ora como uma clivagem ardosiana em rochas exclusivamente pelíticas. Nas rochas psamíticas a foliação Si_2 é formada pela orientação preferencial de cristais de quartzo, que geralmente apresentam extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e migração de bordas (Fig. 3.33a), que evidenciam a atuação do processo de recristalização dinâmica como o principal mecanismo de sua formação. Nas rochas psamo-pelíticas, com o aumento de minerais placóides, a foliação Si_2 se torna uma foliação anastomosada espaçada, onde as micas contornam os grãos estirados de quartzo em uma direção preferencial. Já nas rochas pelíticas, a foliação Si_2 é materializada essencialmente pela orientação preferencial das plaquetas de mica nos domínios de clivagem, sendo deste modo formada pelo processo de microdobramento, seguido de dissolução por pressão dos flancos das microdobras (Passchier & Trouw, 1996).

Ambas foliações geralmente possuem caráter milonítico indicado comumente por porfiroclastos com sombra de pressão e cauda de recristalização, foliação do tipo S-C (Fig. 3.33b) e *mica-fish*. A foliação Si_2 se desenvolve também nas rochas metabásicas e graníticas do Grupo Araxá, respectivamente, a partir do arranjo dos cristais prismáticos de hornblenda e grãos de feldspatos (foliação contínua espaçada) e por plaquetas de mica que contornam grãos de quartzo e feldspato (foliação anastomosada espaçada).

As dobras (Di_2) associadas a esta fase deformacional, são apertadas a isoclinais com encurtamento dos flancos e espessamento da charneira, enquadrando-se visualmente, em escala de afloramento e lâmina delgada (Fig. 3.32a, b), na classificação de dobras similares do

tipo II de Ramsay (1967). De acordo com seu plano axial e eixo pode se classificar as mesmas como dobras inclinadas, sub-horizontais de simétricas a assimétricas (Turner & Weiss, 1963). Tais dobras similares são geralmente encontradas em faixas móveis de dobramentos, onde as rochas estiveram sujeitas a altas pressões e temperaturas, em profundidades crustais consideráveis e desta maneira são associadas a um regime de deformação no domínio dúctil (Ramsay, 1967).

Outra estrutura notada claramente na maior parte dos afloramentos e fazendo parte da fase deformacional Di_2 é a lineação (Li_2) mineral ou de estiramento contida no plano Si_2 . A Li_2 é marcada principalmente pela orientação mineral de muscovita e sericita, além do quartzo comumente se mostrar de forma fitada, evidenciando desta maneira o estiramento deste mineral. Esta lineação apresenta uma orientação preferencialmente *down-dip* à foliação, e segundo o modelo de cisalhamento simples, tal direção de máximo estiramento tende a se paralisar na direção do cisalhamento (Ramsay & Huber, 1987), indicando deste modo a direção de transporte das zonas de cisalhamento que configuram as falhas de empurrão da área.

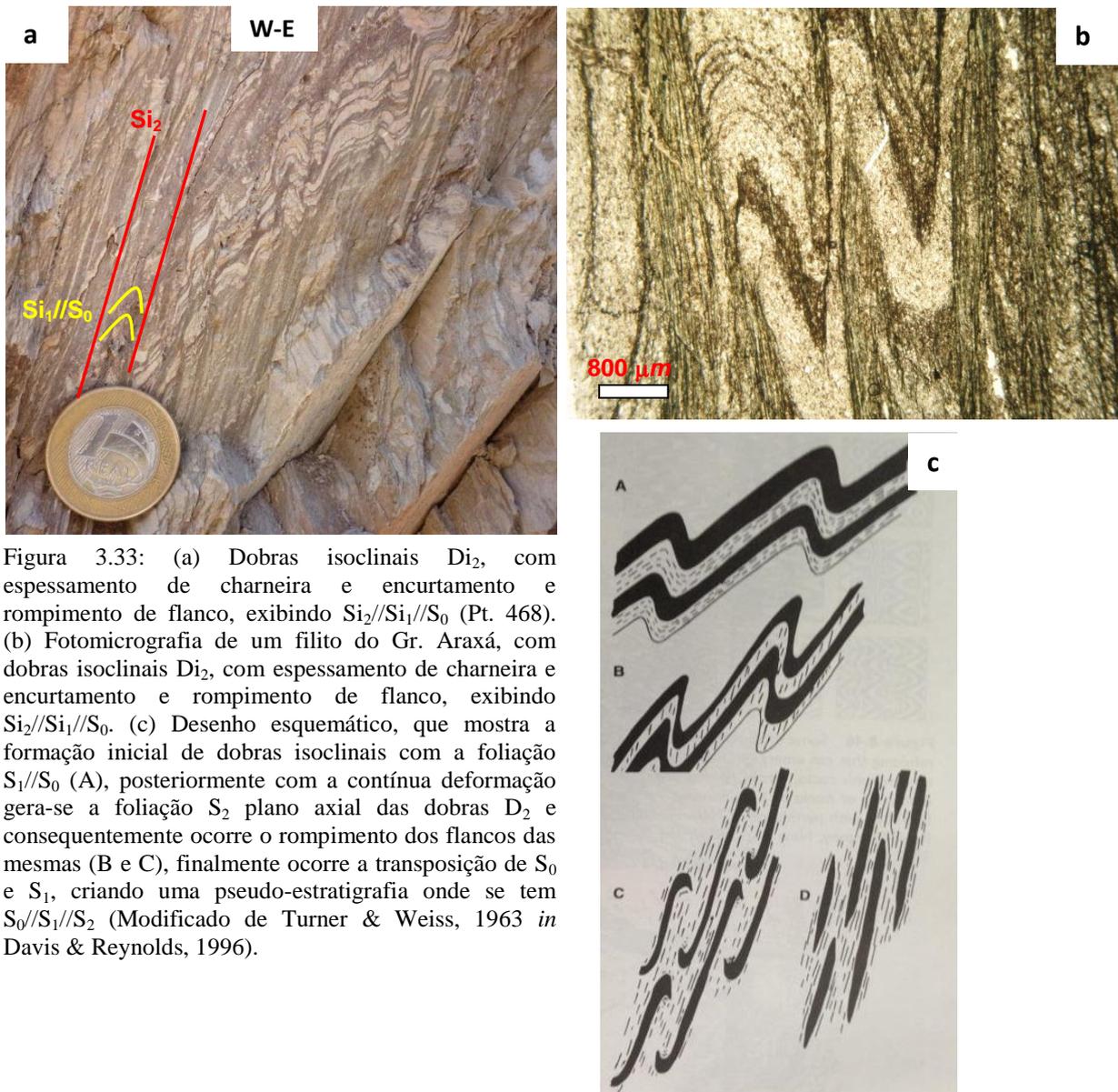


Figura 3.33: (a) Dobras isoclinais Di_2 , com espessamento de charneira e encurtamento e rompimento de flanco, exibindo $Si_2/Si_1/S_0$ (Pt. 468). (b) Fotomicrografia de um filito do Gr. Araxá, com dobras isoclinais Di_2 , com espessamento de charneira e encurtamento e rompimento de flanco, exibindo $Si_2/Si_1/S_0$. (c) Desenho esquemático, que mostra a formação inicial de dobras isoclinais com a foliação S_1/S_0 (A), posteriormente com a contínua deformação gera-se a foliação S_2 plano axial das dobras D_2 e consequentemente ocorre o rompimento dos flancos das mesmas (B e C), finalmente ocorre a transposição de S_0 e S_1 , criando uma pseudo-estratigrafia onde se tem $S_0/S_1/S_2$ (Modificado de Turner & Weiss, 1963 in Davis & Reynolds, 1996).

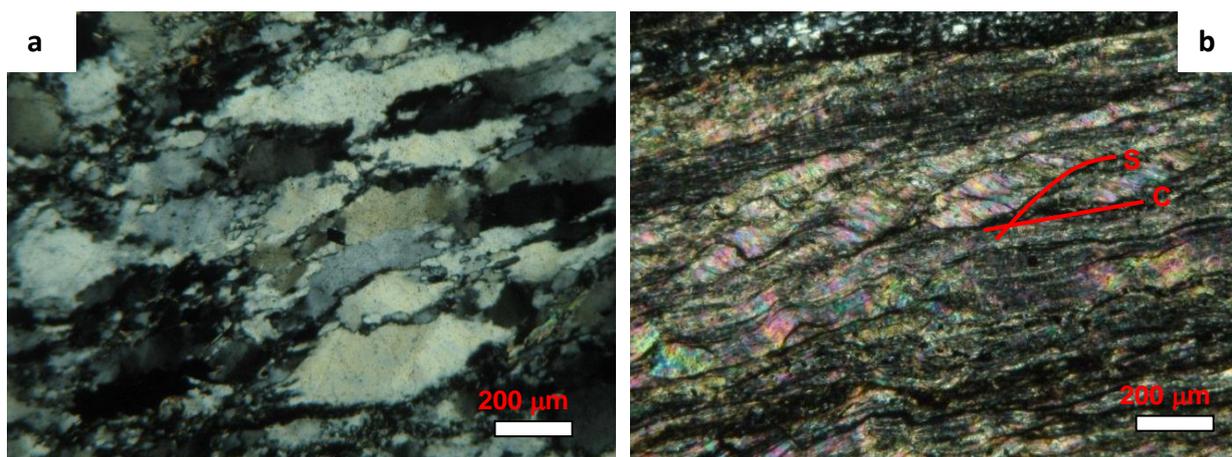


Figura 3.34: (a) Fotomicrografia (NC) da foliação Si_2 , evidenciada por grãos de quartzo achatados com subgrãos e migração de bordas. (b) Fotomicrografia (NC) da foliação milonítica Si_2 , evidenciada pelo desenvolvimento de clivagem do tipo S-C.

3.2.1.3. Fase deformacional Di_3

Esta fase gerou dobras (Di_3) apertadas a suaves, de escala microscópica a macroscópica, possuindo comprimento de onda de até 20 km e amplitude de 2 km, a qual configura a maior estrutura presente na área que consiste no Antiformal de Coromandel, que será abordado em detalhe no Capítulo 3.2.2.1, a seguir. A morfologia das dobras Di_3 varia de *chevron*, circular, cúspide e, comumente constituem *kink fold*. Normalmente apresentam dobras parasíticas assimétricas dos tipos Z em seu flanco curto, M na zona da charneira e S no seu flanco longo, quando olhadas na direção sul (Fig. 3.34). Constituem desta maneira dobras flexurais inclinadas, sub-horizontais e assimétricas que se formaram por deslizamento intra-estratal, não ocorrendo espessamento ou encurtamento dos flancos e charneiras, podendo ser classificadas de acordo com Ramsay (1967) como dobras do tipo IC.

A foliação Si_3 se desenvolve no plano axial das dobras Di_3 , sendo uma clivagem espaçada de geometria em leque, a qual possui inclinação subvertical (Fig. 3.35a). Se apresenta em escala de afloramento e de lâmina (Fig. 3.35b) principalmente pelos planos de cisalhamento nos planos axiais das *kink folds*, na forma de *kink-bands*, que se desenvolvem pela migração da superfície axial por cisalhamento simples quando se trata de *single kink folds* (Fig. 3.35c) ou por cisalhamento puro quando ocorre a *conjugate kink folds* (Fig. 3.35d). Também pode se apresentar como uma clivagem de crenulação, onde se materializa pela orientação preferencial de mica, formada por microdobramento seguido de dissolução por pressão nos domínios de clivagem, como pode ser observado na figura 3.34e. A foliação Si_3 indica um domínio mais rúptil-dúctil em relação à fase deformacional Di_2 , uma vez que a formação de Si_3 ocorre principalmente pelo processo de migração das superfícies axiais das *kink folds*, e secundariamente por recristalização dinâmica e dissolução por pressão, ocorrendo assim em um domínio transicional (Dúctil-rúptil).

Uma lineação de interseção (L_3) é observada no plano de Si_2 , sendo formada pela interseção de Si_3 com Si_2 . Tal lineação é paralela à direção do eixo das dobras Di_3 (Fig. 3.35f) e também das dobras Di_2 , sendo ambas sub-horizontais e de direção preferencial N-S.

O padrão de superposição de dobras imposto pelas Di_3 sobre Di_2 , foi interpretado como sendo do tipo 3 de Ramsay (1967), onde seus eixos são subparalelos e o plano axial subvertical de Di_3 , correspondendo à foliação Si_3 que redobra a foliação Si_2 (plano axial das dobras Di_2) (Fig. 3.36a), configurando assim em raros afloramentos dobras em laço.

Nesta fase ocorre a geração de falhas de empurrão sin e/ou pós-genéticas as dobras Di_3 , quando falhas de empurrão cortam dobras Di_3 , como pode ser observado no ponto 097 (Fig. 3.36d). Estas falhas também indicam um domínio dúctil-ruptil, uma vez que se observam raramente pequenas porções brechadas próximo ao plano de falha empurrão (Fig. 3.36e). Estes planos de falha possuem direção N-S e mergulho em torno de 30 a 40° para W, ocasionalmente se visualiza espelhos de falha nestes planos, os quais apresentam estrias que mostram direção de topo para E (Fig.3.36f).

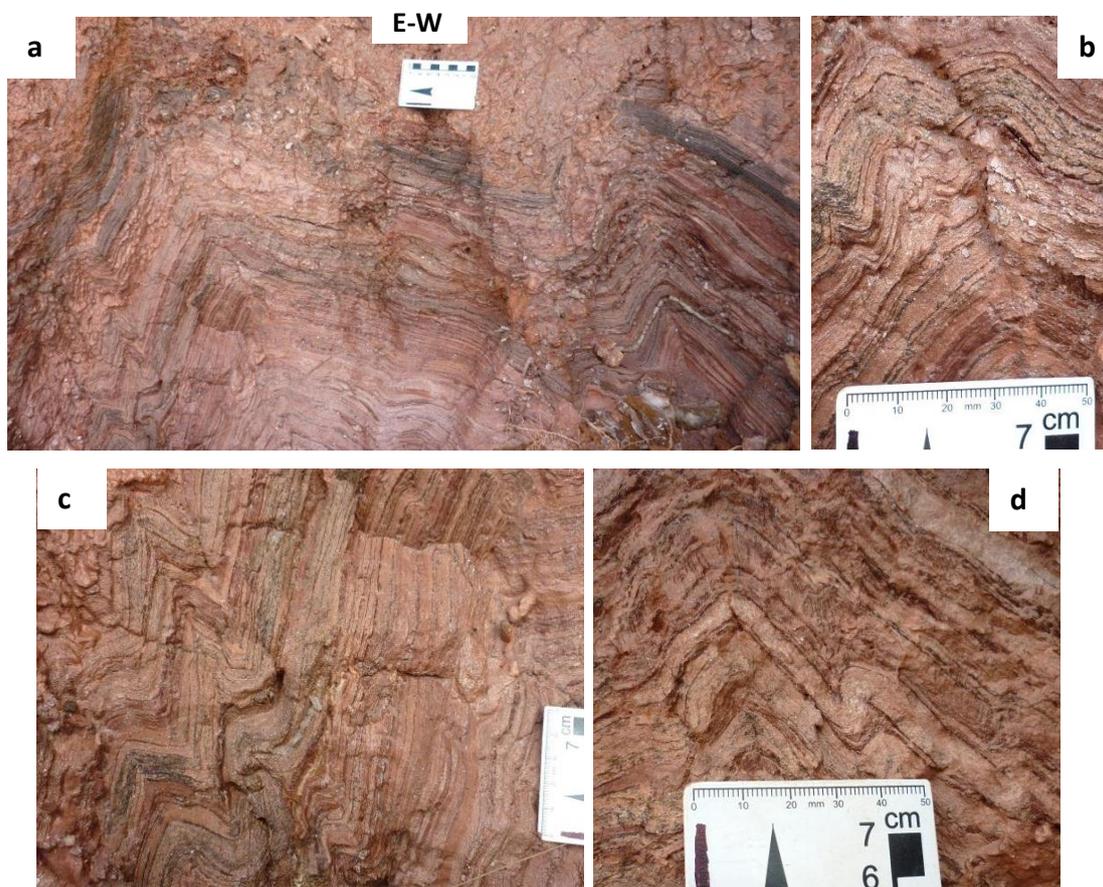


Figura 3.35: (a) Dobra Di_3 assimétrica vergente para E (Pt. 616). (b) detalhe de dobra M simétrica na zona de charneira, (c) dobra em Z assimétrica, no flanco curto e (d) dobra em S assimétrica no flanco longo (Visada para S).

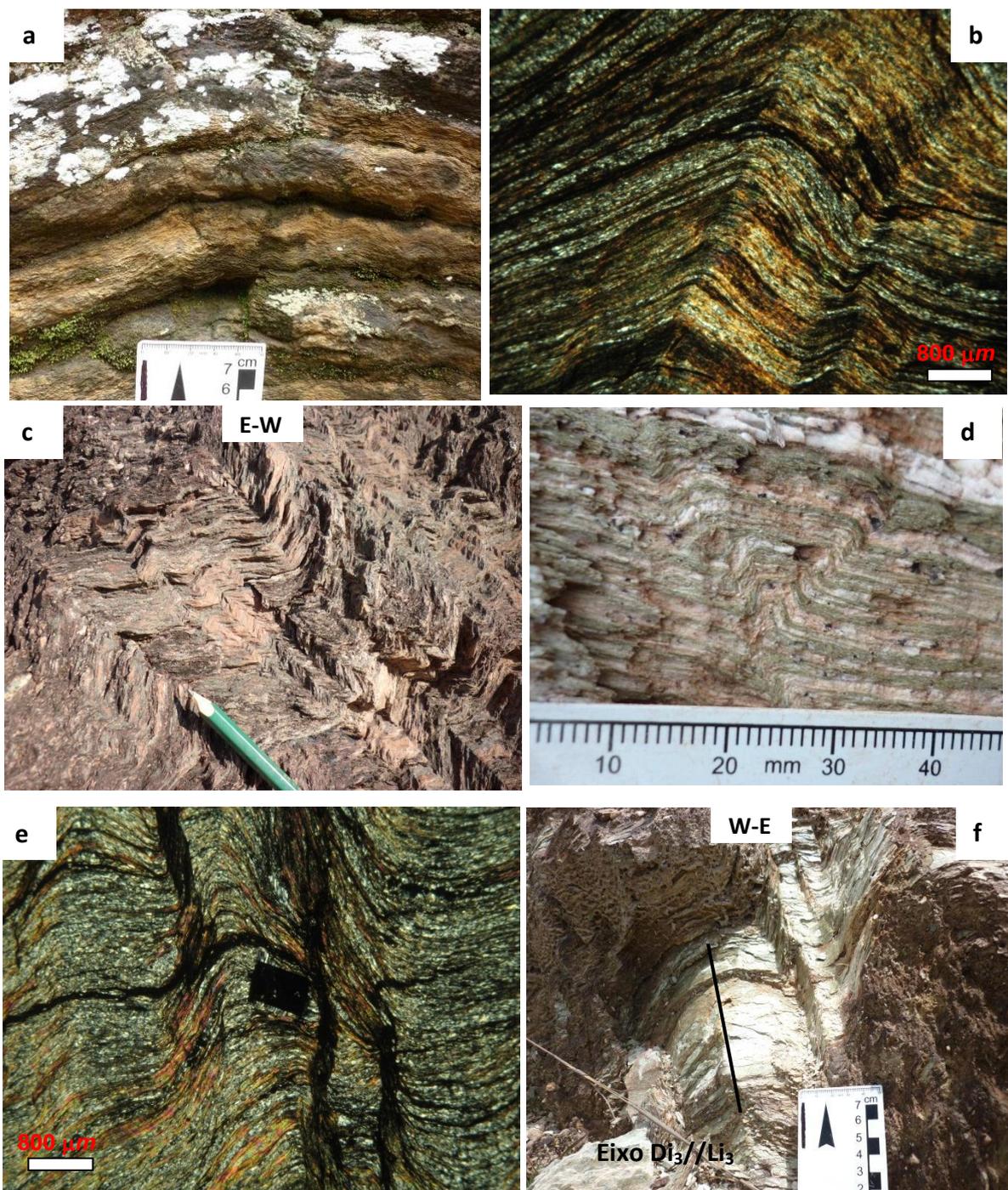


Figura 3.36: (a) Geometria em leque da clivagem S_{i_3} (Pt. 955) (b) Fotomicrografia (ND) com *single kink-band* (c) Quartzito com *kink-bands* marcantes, com desenvolvimento da foliação S_{i_3} (Pt. 132) (d) *conjugate kink-band* (Pt. 777). (e) Fotomicrografia (NC) da foliação S_{i_3} formada por dissolução por pressão nos planos de clivagem. (f) Dobra *kink* (D_{i_3}) com eixo paralelo a lineação de interseção dos planos S_{i_2} - S_{i_3} (Pt.575).

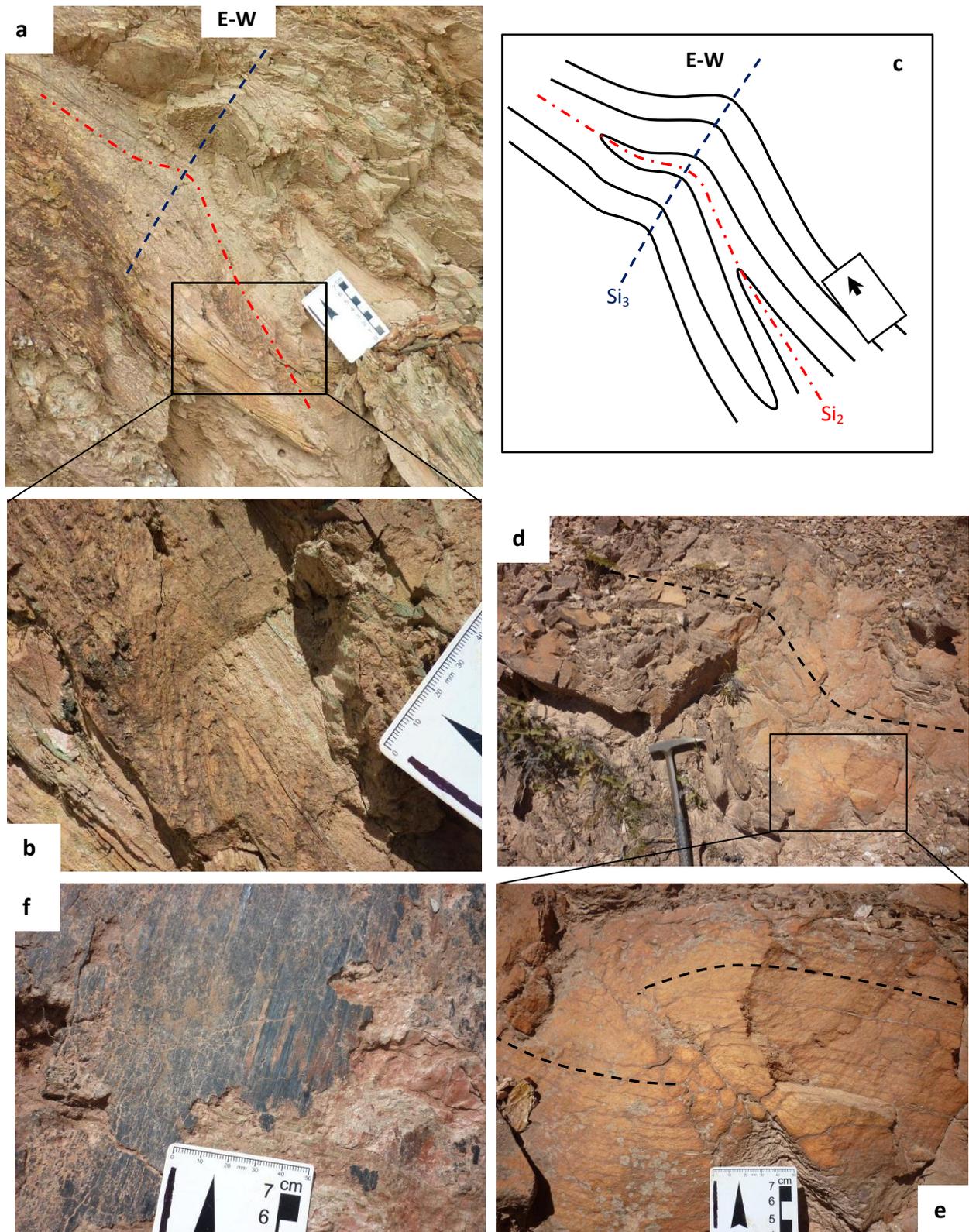


Figura 3.37: (a) Superposição de dobras D_3 sobre as dobras D_2 , do tipo III de Ramsay (1967) (Pt. 720). (b) Detalhe para dobra isoclinal D_2 . (c) Desenho esquemático, exibindo a relação geométrica entre os planos axiais das dobras superpostas. (d) Dobras D_3 no quartzito do Gr. Canastra (Pt. 097). (e) Detalhe para plano de falha de empurrão, que corta a dobra D_3 e possui brecha de falha. (f) Espelho de falha com estrias, indicando direção de topo para E (Pt. 723).

3.2.1.4. Fase deformacional Di_4

Esta fase foi desenvolvida em porções crustais mais rasas que as fases anteriores, sendo representada principalmente por estruturas regionais de escala quilométrica, que constituem planos de falhas transcorrentes sub-verticais, de direção NW-SE. Tais falhas são sub-paralelas a lineamentos, que podem ser visualizados com clareza no mapa de magnetometria de campo total no Anexo 1. Sendo associadas a diques de rocha diabásica que intrudiram a crosta durante o Cretáceo, através de zonas de fraqueza geradas durante o pré-cambriano (Hasui & Haralyi, 1991).

Na área de estudo é representada pela foliação Si_4 , que configura uma clivagem espaçada discreta. A foliação Si_4 corta o plano de foliação Si_2 , sendo raro o afloramento (Pt. 209), onde pode-se ver nitidamente esta relação (Fig. 3.37a). No plano Si_4 está contida uma lineação de estiramento de grãos de quartzo de direção $N30^\circ W$, assim como estrias e estepes que indicam a movimentação sinistral desta falha (Fig. 3.37b). É representada pela Falha Dourada que configura uma zona de cisalhamento transcorrente que corta bruscamente as serras de quartzito do Grupo Canastra (Fig. 3.37c) na porção SE da área, onde se encaixa a cachoeira Dourada, na parte alta do rio Santo Inácio. Se estende até a parte central e norte, cortando também as escamas Rio Verde e Araxá. A zona de cisalhamento da Falha Dourada (planos Si_4) e a direção das estrias e lineações de estiramento observadas em campo, podem ser visualizadas respectivamente no mapa simplificado e nos estereogramas da figura (Fig. 3.38).

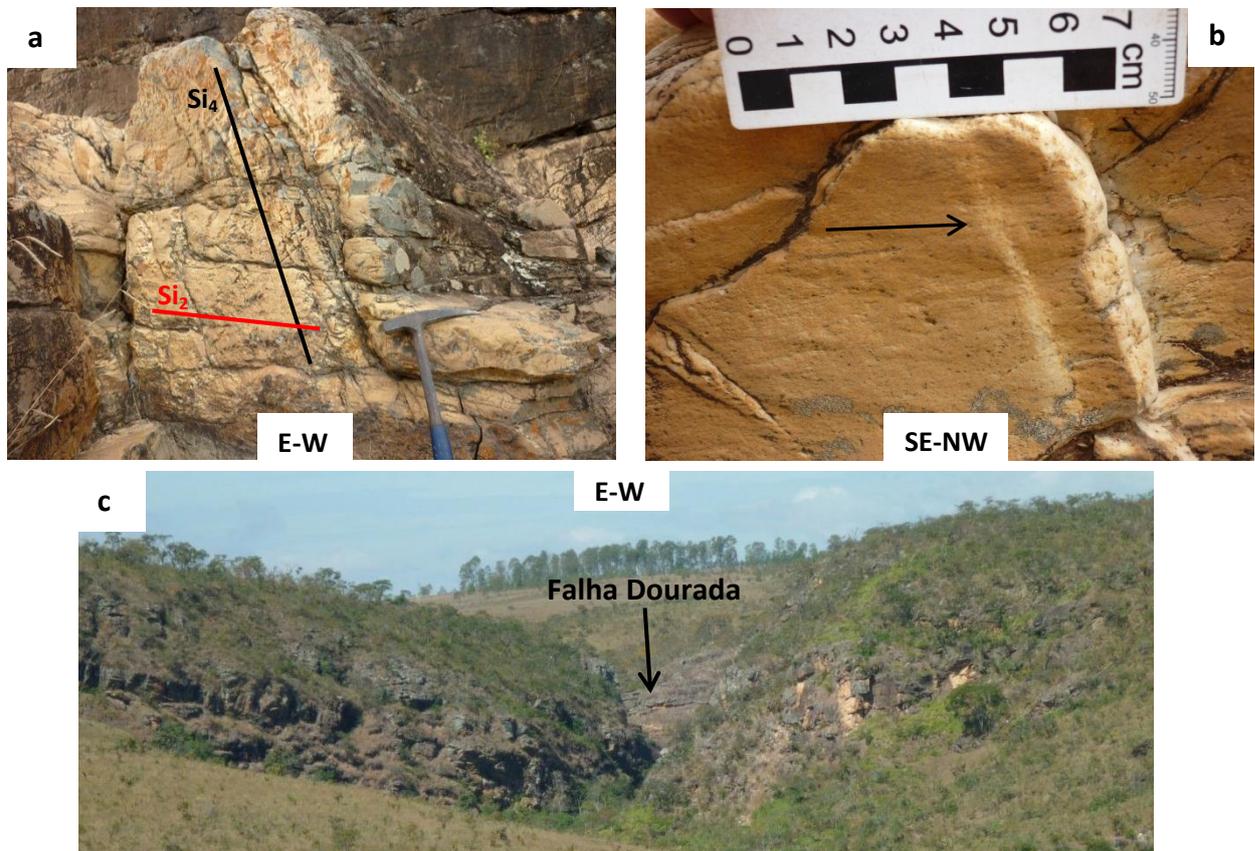


Figura 3.38: (a) Plano de foliação Si_4 que corta o plano de Si_2 (Pt. 209). (b) Detalhe do plano Si_4 com estrias e estepes, que mostram direção de transporte para NW. (c) Vista do cânion da cachoeira Dourada, encaixada na Falha Dourada (Pt. 035).

uma vez que ocorre espessamento da zona de charneira e encurtamento dos flancos (Fig. 3.39a), e classificadas conforme seu eixo e plano axial como inclinadas, sub-horizontais e assimétricas (Turner & Weiss, 1963). Apresentam-se desde escala milimétrica a decamétrica e geralmente são visualizadas nas porções de intercalação de níveis pelíticos com arenosos. Ocasionalmente na zona de charneira das dobras De_1 pode-se observar Se_1 oblíqua ao bandamento de mesma direção, mas com mergulho maior, sendo que normalmente a mesma se encontra subparalela a S_0 (Fig. 3.39b).

No plano Se_1 ocorre uma lineação mineral, formada pelo alinhamento de plaquetas de mica, e de estiramento, representada principalmente por clastos de metapelitos estirados contidos nas rochas rudáceas do Grupo Vazante (Fig. 3.39c). Esta lineação Le_1 possui caráter *down-dip*, mas isoladamente observa-se esta em posição oblíqua a perpendicular ao plano da foliação Se_1 .

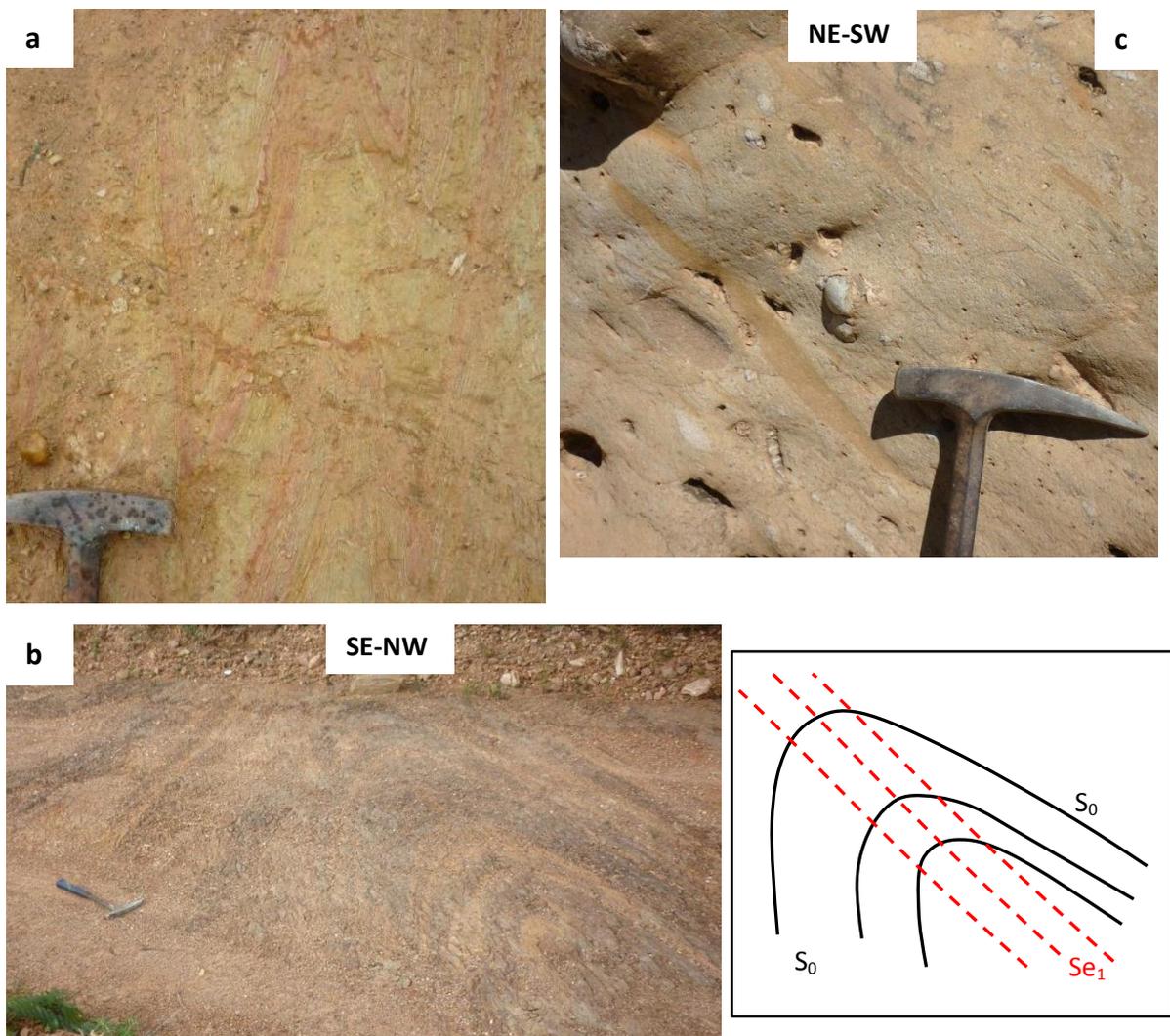


Figura 3.40: (a) Dobras De_1 em metapelitos da Fm. St. Antônio do Bonito, com espessamento da zona de charneira (Pt. 084). (b) Dobra De_1 , onde pode se observar a direção do acamamento sedimentar oblíqua à foliação Se_1 (detalhe ilustrando a relação entre S_0 e a foliação Se_1). (c) Diamictito com clastos de metapelite estirados, que indicam transporte para NE (Pt. 191).

3.2.2.2. Fase deformacional De_2

Nesta fase ocorre a geração das dobras De_2 , as quais são apertadas a suaves, de morfologia circular, *chevron* e cúspide. Apresentam-se desde escala centimétrica a quilométrica e são assimétricas, inclinadas e sub-horizontais. Ocorre uma foliação Se_2 de geometria em leque, que caracteriza tais dobras como sendo do tipo IC de Ramsay (1967). Ocasionalmente, observou-se em afloramento que estas dobras são rompidas por planos de empurrão de alto ângulo, subparalelos ao seu plano axial (Fig. 3.40a); estes planos configuram também grandes zonas de cisalhamento.

A foliação Se_2 configura uma clivagem de crenulação discreta, formada por plaquetas de mica dispostas obliquamente a foliação Se_1 (Fig. 3.40b). A foliação Se_2 faz interseção com o plano Se_1 , gerando uma lineação de interseção (Le_2), sendo esta paralela aos eixos das dobras De_2 .

Considerou-se que nesta fase ocorreu a formação de duas gerações de falhas de direção NE-SW, sendo que na primeira ocorreria a colocação da Escama Vazante sobre a Escama Santo Antônio do Bonito e posteriormente constituiu-se a segunda geração de falhas, representada pelas falhas do Zinco e do Fosfato, configurando deste modo um sistema imbricado de empurrão (*sensu* Boyer & Elliot, 1982). A presença de *tension-gashes* que exibem rotação e gerações anteriores, que são cortadas por novas *tension-gashes* (Fig.3.41), indicam que esta fase foi formada por deformação progressiva em um domínio rúptil-dúctil, assim como a presença de brechas de falhas contidas nas zonas de cisalhamento do Fosfato e do Zinco configuram um caráter mais rúptil para esta fase deformacional.

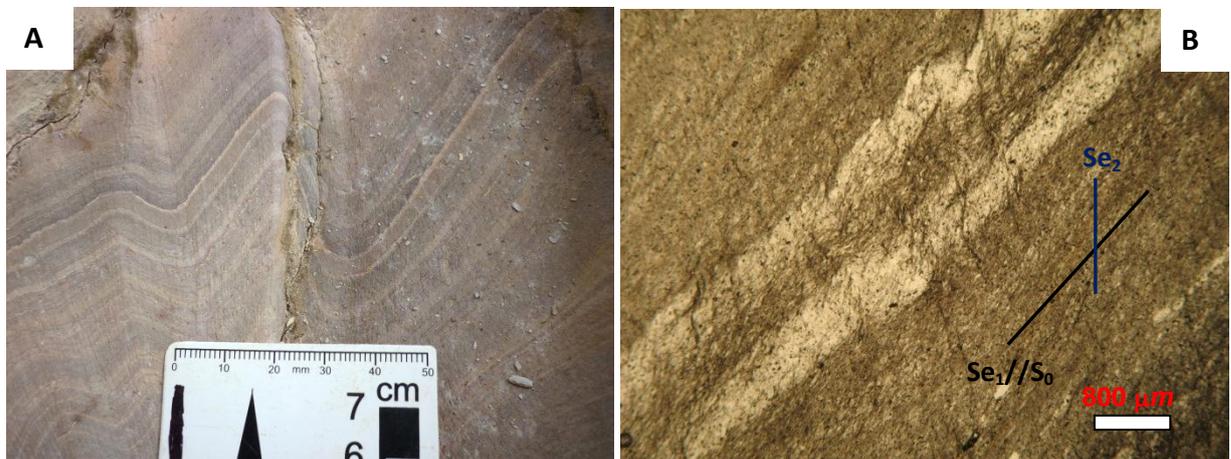


Figura 3.41: (a) Dobra De_2 com flanco rompido por falha de empurrão de alto ângulo (Pt. 817). (b) Fotomicrografia (ND) do metapelito, que mostra a foliação $Se_1//S_0$ e a clivagem de crenulação (Se_2).

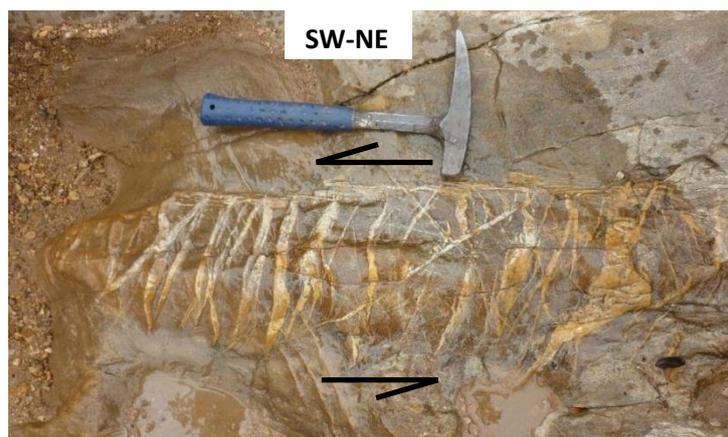


Figura 3.42: *Tension gashes* em matacão de quartzito, com ao menos duas ou mais gerações de fratura, movimento sinistral (Pt. 191)

3.2.2.3. Fase deformacional De_3

Corresponde à fase Di_4 do Domínio Interno, sendo desta maneira também representada pela Falha Dourada, que configura uma zona de cisalhamento transcorrente sub-vertical de caráter sinistral, que corta as rochas da Escama Santo Antônio do Bonito na parte SE da área.

3.2.3. Escamas Santo Antônio do Bonito e Vazante (Grupo Vazante)

A foliação Se_1 possui máximo de 304/53 (Fig. 3.44a), sendo esta paralela ao bandamento composicional e visualizada com clareza nas rochas metapelíticas da escama Santo Antônio do Bonito (Fig. 3.42a). A lineação Le_2 mostra direção que varia E-W a $N20^\circ E$, tendo atitude máxima de 313/49, indicando transporte tectônico preferencialmente de NW para SE (Fig. 3.44b).

As dobras De_2 apresentam eixo de direção NE-SW, caindo em baixo ângulo preferencialmente para SW. Os planos axiais mostram vergência para SE, sendo subparalelos a Se_1 , mas mergulham em maior ângulo (Fig. 3.44c,d), os quais correspondem a foliação Se_2 . Estas dobras são representadas em mapa pelo antiformal que se observa na parte norte, onde as rochas da Fm. Serra do Garrote afloram, através da erosão das rochas da Fm. Lagamar que representariam a zona de charneira desta dobra. Também se observou, em escala quilométrica, estas dobras De_2 na Fm. Santo Antônio do Bonito, em perfis feitos nos pontos 182 e 592. O perfil esquemático, da figura 3.43, mostra a relação geométrica entre as estruturas encontradas nestas escamas, assim como o perfil A-A' do anexo 2, os quais exibem um complexo sistema de dobras e de empurrão, que se interpretou, devido ao alto ângulo de mergulho dos planos de empurrão e pelo duplicamento das unidades estratigráficas, como um sistema imbricado de empurrão.

A lineação de interseção Le_2 é sub-horizontal e mostra-se paralela aos eixos das dobras De_2 , com direção NE-SW e caimento preferencial para SW (Fig. 3.44e,f). Ocorre no plano de

Se_1 outra lineação de interseção (L_{2t}) que se dispõe perpendicular a Le_2 , tal lineação não se pôde caracterizar adequadamente devido aos poucos dados coletados, mas se considera esta tardia a Le_2 (Fig. 3.41b).



Figura 3.43: Metassiltito da Fm. Santo Antônio do Bonito, com bandamento composicional paralelo à foliação Se_1 (Pt. 112). (b) Lineação de interseção (Le_2), cortada por Le_{2t} , ambas contida no plano de Se_1 (Pt. 817).

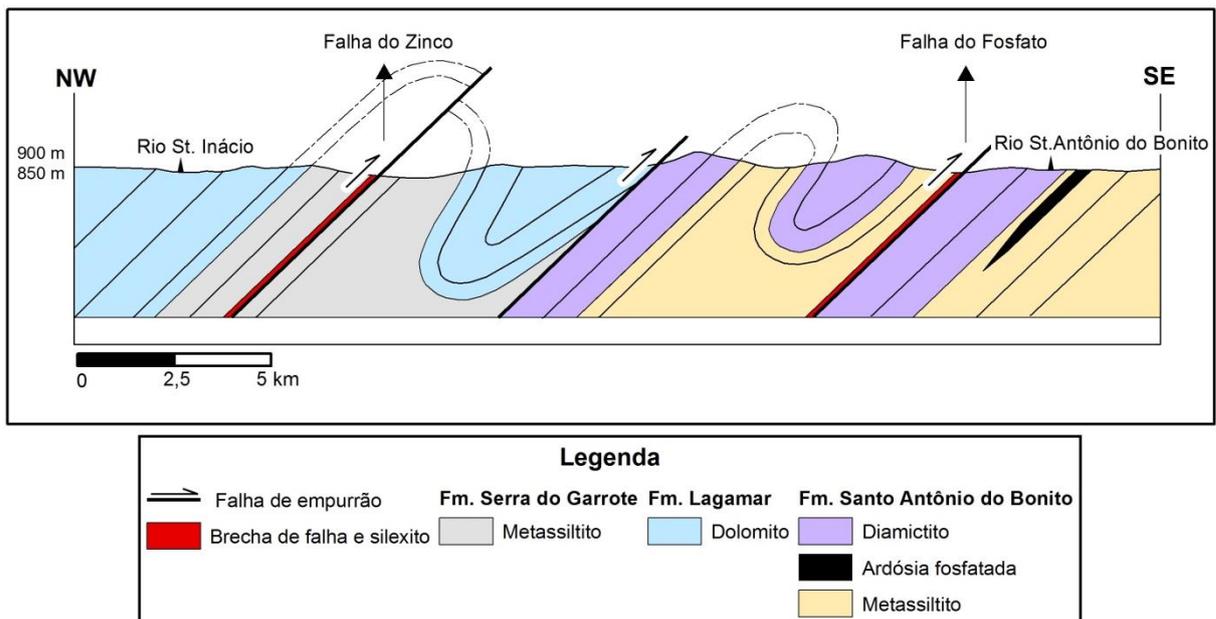


Figura 3.44: Perfil esquemático das esquemas Vazante e St. Antônio do Bonito, onde de W para E, se tem as formações Lagamar, Serra do Garrote e Santo Antônio do Bonito.

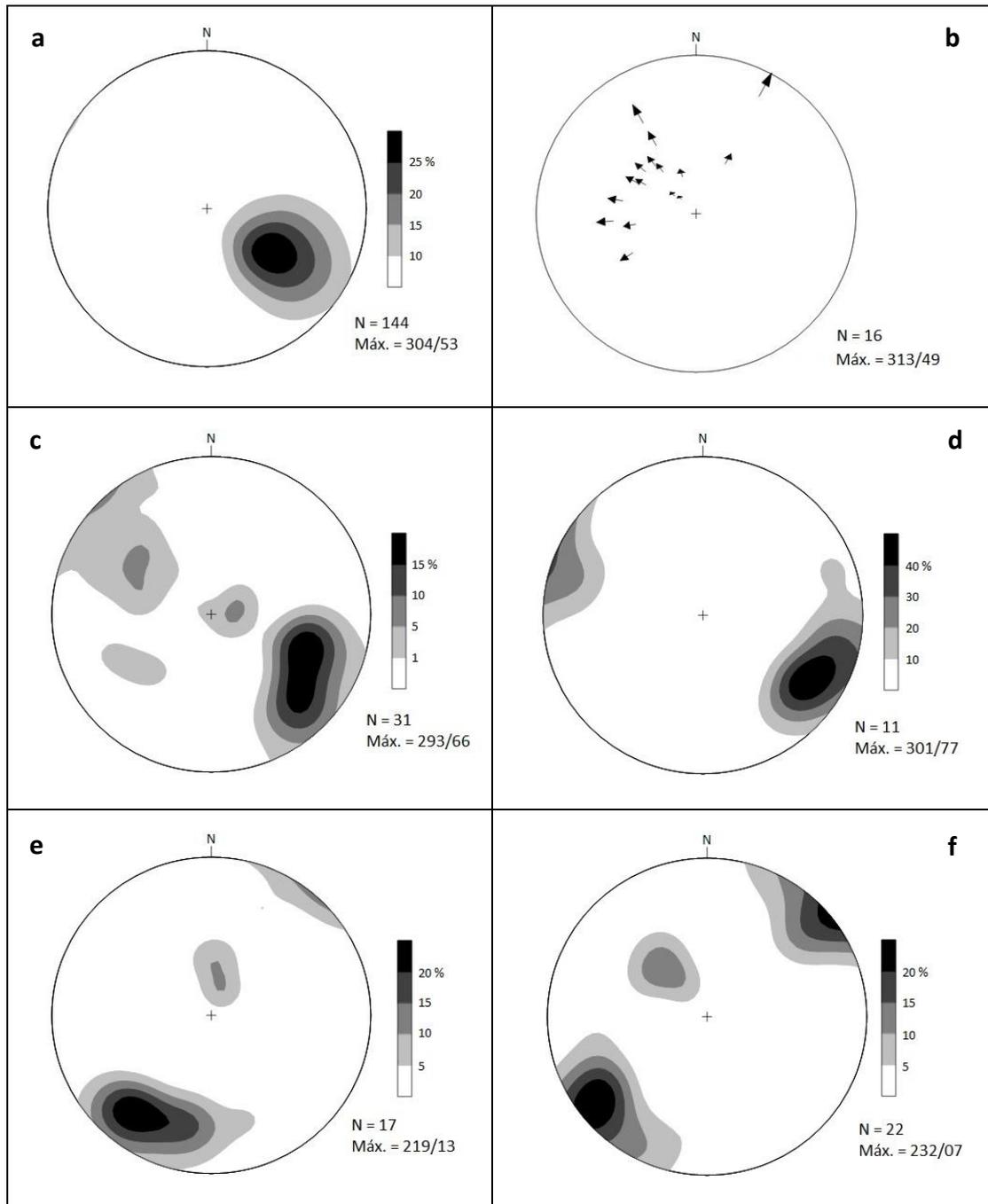


Figura 3.45: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($Se_1//S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (Le_1). (c) Polos de flancos de dobras De_2 (d) Polos de planos axiais das dobras $De_2//Se_2$. (e) Polos de eixos de dobras De_2 . (f) Lineação de interseção $Se_1- Se_2$ (Le_2).

3.2.4. Escama Chapada dos Pilões (Grupo Canastra)

3.2.4.1. Domínio W

A foliação Si_2 apresenta direção que varia de N-S a NW-SE e mergulha em torno de 30 a 40°, com atitude máxima 260/37 (Fig. 3.46a). A lineação Li_2 possui caráter estritamente *down-dip* e varia conforme o plano Si_2 muda de direção, caindo assim nas direções NW, W, SW e S (Fig. 3.46b). Pirita rotacionada e com estruturas de franja ocorrem como bons

indicadores cinemáticos nos filitos miloníticos do Grupo Canastra e mostram direção de transporte de topo para E (Fig. 3.45a). As medidas de flancos da dobra Di_3 exibem claramente, no estereograma da figura 3.46c, uma guirlanda que mostra uma dobra assimétrica. O plano axial das dobras Di_3 corresponde à foliação Si_3 , a qual possui atitude máxima de 299/75, indicando a vergência para E (Fig. 3.46d). O eixo destas dobras é paralelo a Li_3 , sendo ambos de direção N-S e caindo cerca de 10°, preferencialmente para S (Fig. 3.46e,f).

3.2.4.2. Domínio E

Possui atitude máxima da foliação Si_2 de 103/49, mas mostra uma dispersão de suas medidas que resulta em uma guirlanda (Fig. 3.47a), semelhante à encontrada com as mediadas de flancos das dobras Di_3 , mostrando uma dobra assimétrica de eixo N-S, vergente para E como mostra o estereograma das medidas de flanco, plano axial e eixo (Fig. 3.47c,d,e). Tais dados evidenciam que este domínio se encontra dobrado em um sinformal de escala regional, assim como também mostram as medidas de Li_2 com duplo caimento (Fig. 3.47b). Os dados coletados de eixo das dobras Di_3 mostram-se paralelas à lineação de interseção Li_3 , possuindo direção N-S e caimento sub-horizontal com mesma direção das dobras Di_3 do Domínio E (Fig. 3.47f).

3.2.4.3. Domínio W + E

Em todo domínio interno a foliação Si_2 representa o acamamento sedimentar reliquiar das unidades litológicas, pois como já descrito anteriormente a foliação principal transpõe a foliação Si_1 e o S_0 , paralelizando deste modo estas estruturas, através inicialmente de dobramentos flexurais seguidos de rompimento dos flancos criando uma pseudo-estratigrafia (Turner & Weiss, 1963).

Desde modo pode-se analisar a geometria da Escama Chapada dos Pilões, através do comportamento da foliação Si_2 , a qual possui direção N-S em ambos os domínios, mas exibe no domínio W, mergulho preferencial para W e SW (Fig. 3.45b). Já no domínio E, inicialmente esta mergulha para E e à medida que se avança para leste, a foliação Si_2 novamente volta a mergulhar preferencialmente para W (Fig. 3.45b). Desta maneira pôde-se elaborar um perfil E-W, a partir dos dados coletados em ambos os domínios, e construir um modelo geométrico para este terreno tectonoestratigráfico (Fig. 3.45a e Anexo 2).

Tal modelo supostamente configura uma dobra do tipo *fault-bend fold* (Fig.3.45c), a qual se forma através da propagação de uma falha de empurrão basal, onde se cria inicialmente *kink folds* devido aos estratos crustais se sobreporem formando uma estruturação de rampa e patamar; posteriormente, através da migração dos planos axiais das *kink-bands* devido ao avanço da falha se forma um anticlinal (Suppe, 1983). Na área, esta estrutura se apresenta como um anticlinal de charneira erodida, que configura uma dobra Di_3 de comprimento de onda superior a 20 km. De W para E é composta por uma rampa (*back limb*) ou flanco longo do anticlinal (Domínio W), seguida de um patamar que constituía a charneira da dobra (*ramp anticline*), que atualmente se encontra erodida, e do *forelimb* ou flanco curto, formando assim uma estrutura antiformal, seguido do sinformal do domínio E. Esta estrutura

de escala quilométrica representa por sua vez a frente de cavalgamento de uma *nappe* (Nappe Coromandel), que sobrepõe as rochas do Domínio Externo.

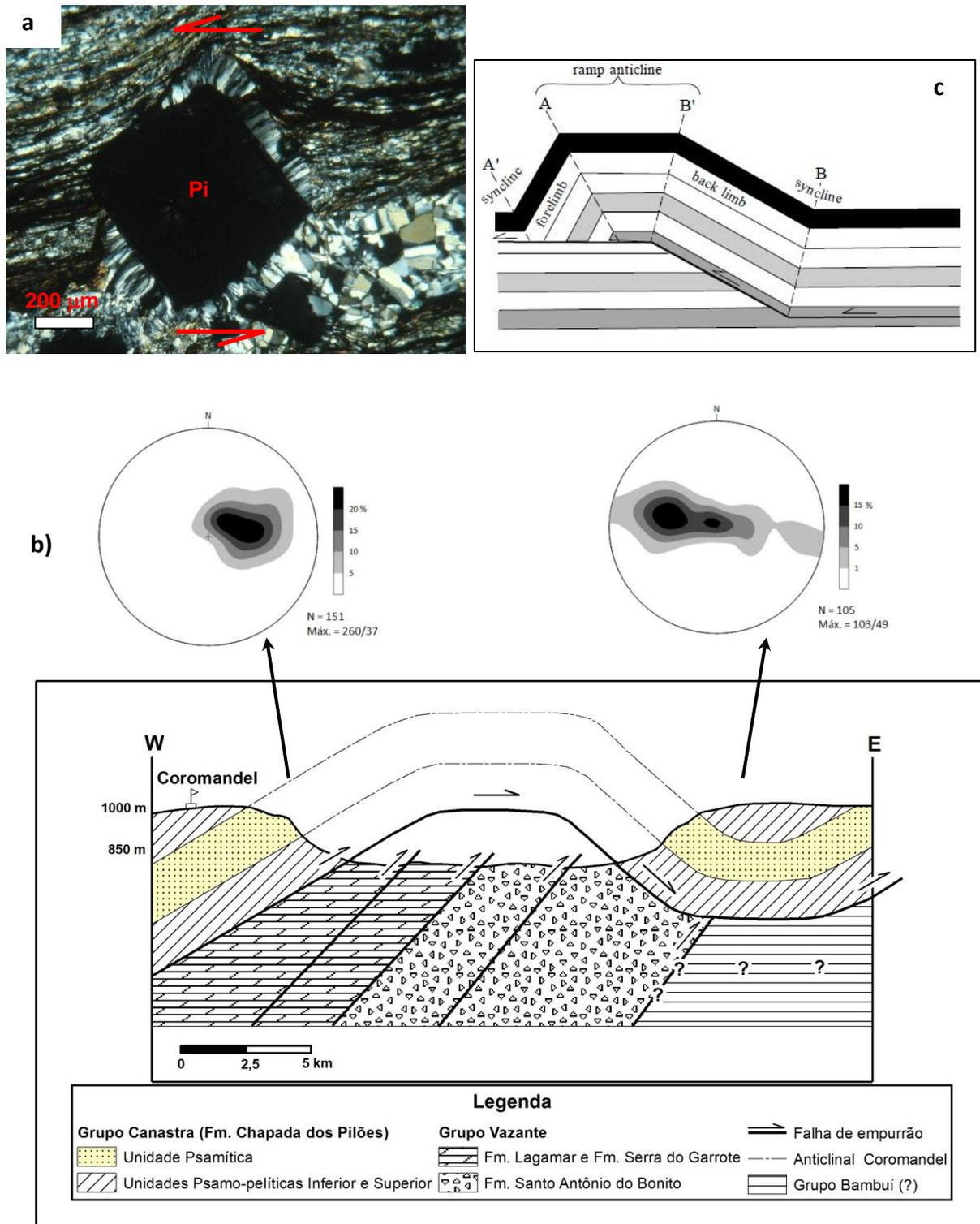


Figura 3.46: (a) Porfiroclasto de pirita (Pi), com estrutura de franja formada por cristais de quartzo alongados em borda. (b) Perfil esquemático da Nappe de Coromandel, detalhes para estereograma de medidas de $S_i_2//S_i_1//S_i_c$ domínios W e E. (c) Esquema geométrico de uma dobra do tipo *fault-bend fold* (Segundo Suppe, 1983 in Rowla *al.* 2007)

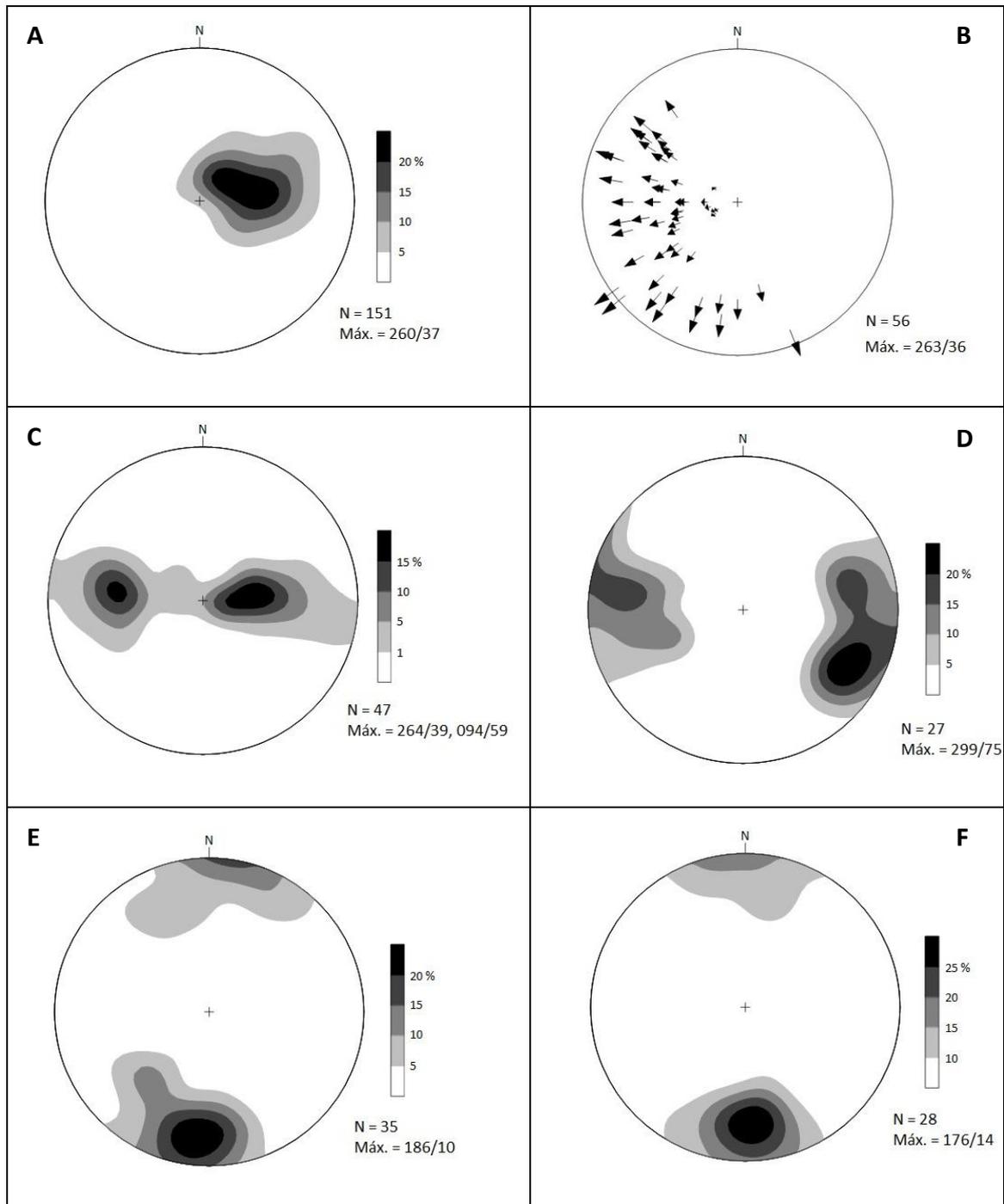


Figura 3.47: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($S_{i_2}/S_{i_1}/S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (L_{i_2}). (c) Polos de flancos de dobras D_{i_3} . (d) Polos de planos axiais das dobras D_{i_3}/S_{i_3} . (e) Polos de eixos de dobras D_{i_3} . (f) Lineação de interseção $S_{i_2}-S_{i_3}$ (L_{i_3}).

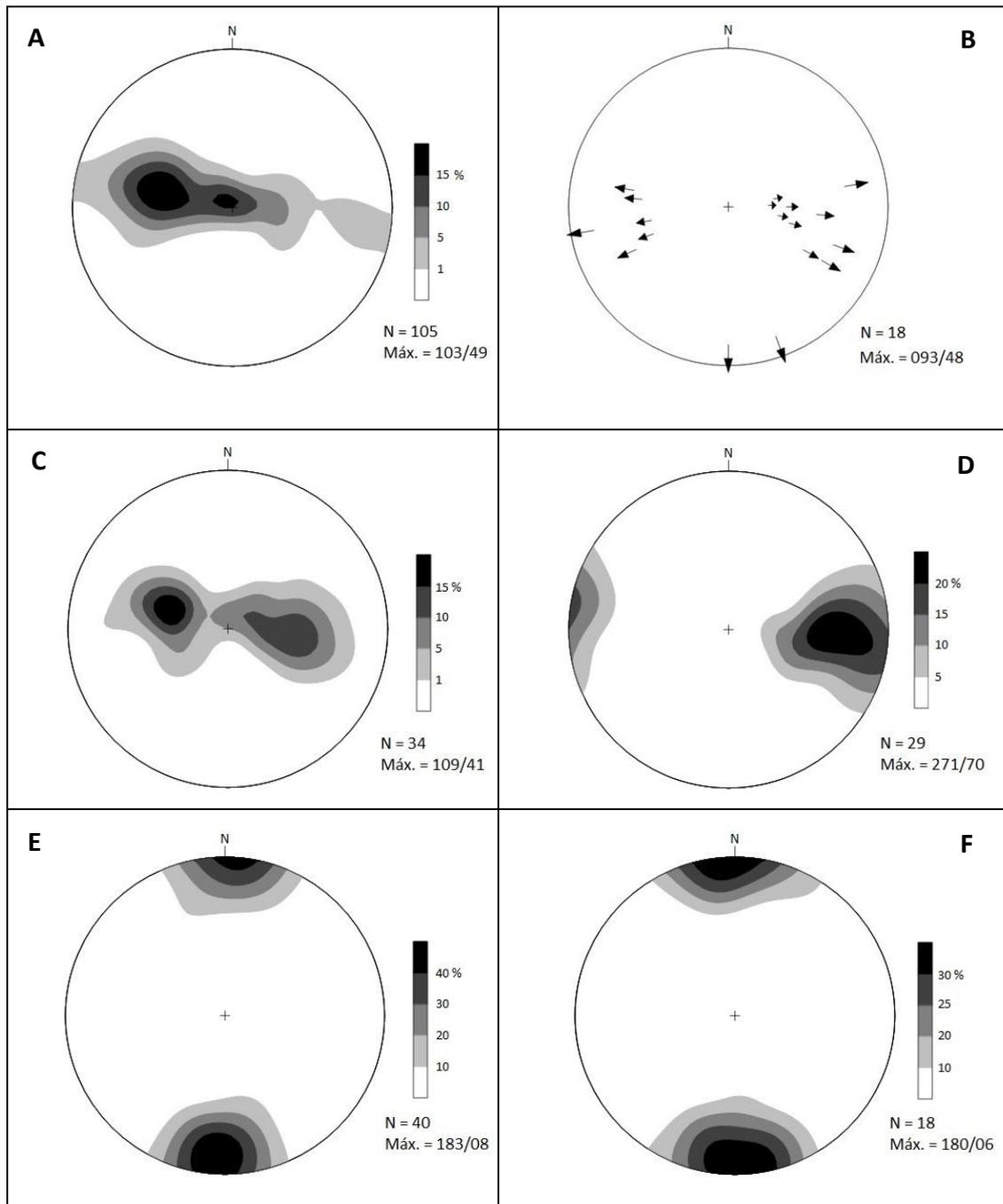


Figura 3.48: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($S_{i2}/S_{i1}/S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (L_{i2}). (c) Polos de flancos de dobras D_{i3} . (d) Polos de planos axiais das dobras D_{i3}/S_{i3} . (e) Polos de eixos de dobras D_{i3} . (f) Lineação de interseção $S_{i2}-S_{i3}$ (L_{i3}).

3.2.5. Escama Rio Verde (Grupo Ibiá)

A foliação Si_2 exibe atitude máxima de 295/73 (Fig. 3.48a), exibindo um alto ângulo de mergulho para as litologias da escama Rio Verde. Neste plano ocorre a Li_2 de direção preferencial E-W, sendo paralela a reta de máximo declive do plano de foliação, variando deste modo de acordo com a mudança de direção do plano Si_2 , assim como ocorre na escama Chapada dos Pilões no domínio W (Fig. 3.48b). No ponto 721 a foliação Si_2 forma *horses* de cavalgamento, com estruturas de rampa e patamar, que mostram direção de transporte de topo para E (Fig. 3.47).

As dobras Di_3 mostram-se assimétricas e vergente para E, com eixo N-S com caimento em torno de 10° para S. Li_3 é paralela ao eixo das dobras Di_3 , possuindo direção também N-S e caimento sub-horizontal para S (Fig. 3.48c, d, e, f).

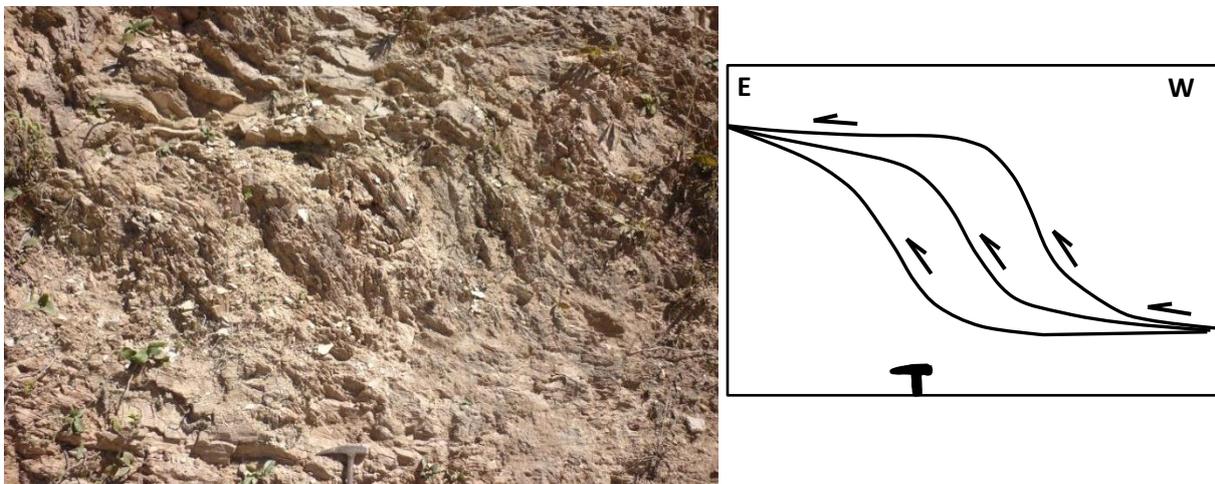
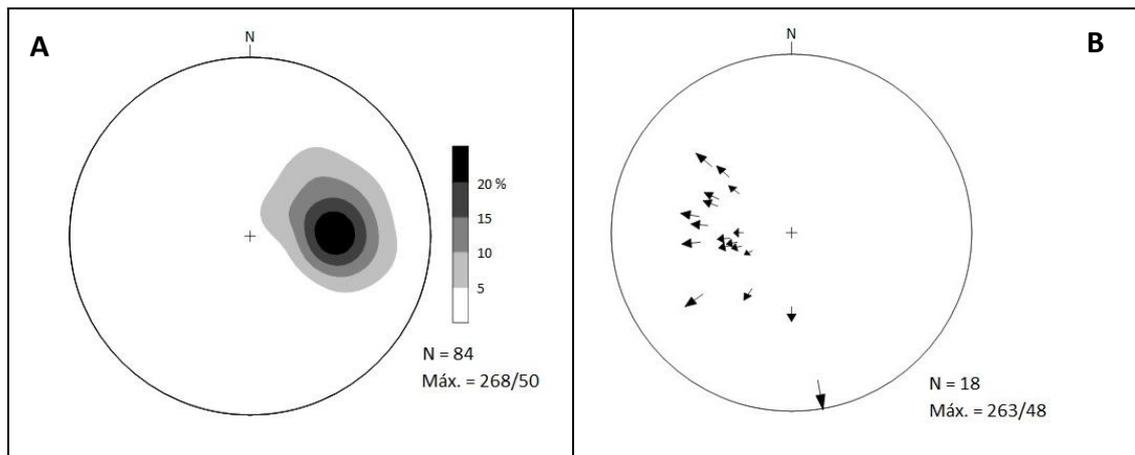


Figura 3.49: Filito da Fm. Rio Verde, com estruturas de *horse* de cavalgamento (Pt. 721). (detalhe para desenho esquemático dos *horses* ilustrando situação geométrica da foliação no afloramento).



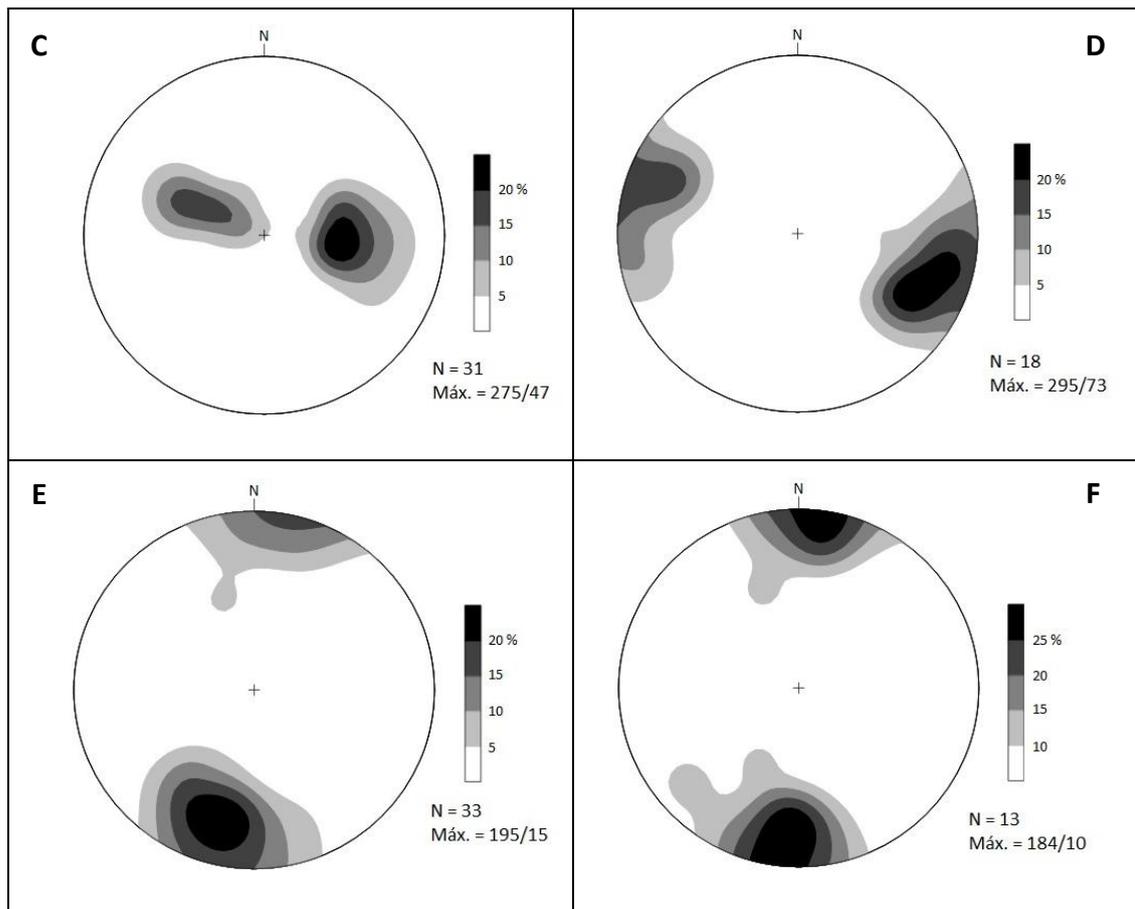


Figura 3.50: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($S_{i2}/S_{i1}/S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (L_{i2}). (c) Polos de flancos de dobras Di_3 . (d) Polos de planos axiais das dobras Di_3/S_{i3} . (e) Polos de eixos de dobras Di_3 . (f) Lineação de interseção $S_{i2}-S_{i3}$ (L_{i3}).

3.2.6. Escama Araxá (Grupo Araxá)

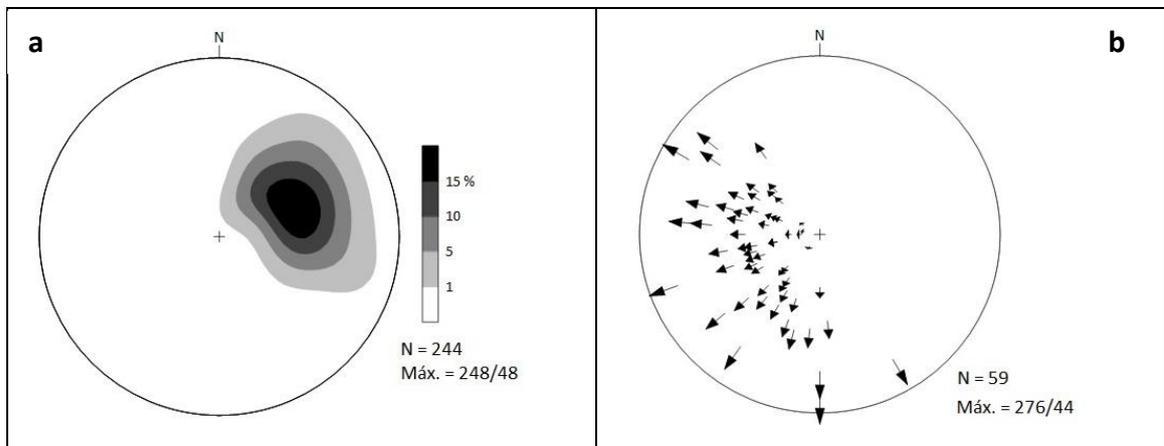
A foliação S_{i2} é encontrada frequentemente como uma foliação milonítica em toda área deste terreno tectonoestratigráfico, exibindo indicadores cinemáticos como dobras em bainha (Fig.3.49a), foliação tipo S-C e porfiroclastos que podem constituir xenólitos de rochas (*e.g.* granitoides, básicas, gnaiss) que foram mais de 90% recristalizadas, podendo-se classificar tais rochas, pelo seu percentual de matriz, como ultra-milonitos (Fig. 3.49b). Também possuem porfiroclastos de granada, feldspato e pirita rotacionados, com cauda de recristalização e sombra de pressão (Fig. 3.49c), os quais indicam direção de transporte tectônico de W para E. Este constante aspecto milonítico da foliação S_{i2} neste compartimento pode ser associado à presença da espessa Zona de Cisalhamento de Abadia dos Dourados, formada pelas duas falhas de empurrão, que delimitam as rochas da Unidade Ferruginosa do Grupo Araxá. O plano S_{i2} varia de direção, assim como ocorre nas escamas Rio Verde e Chapada dos Pilões, nas direções entre NW e NE, tendo atitude máxima de 248/48 (Fig. 3.50a). A lineação L_{i2} exhibe máximo de 276/44 (Fig. 3.50b), mas mostra caimento para SW e S.

As dobras Di_3 mostram certa dispersão das medidas de flanco (Fig. 3.50c), mas configuram um padrão aparentemente semelhante da guirlanda observado nas rochas dos

grupos Ibiá e Canastra, sendo assim assimétricas e com plano axial mergulhando em alto ângulo para E (Fig. 3.50d). Os eixos das dobras D_{i3} possuem direção NW-SE, com caimento médio de 5° preferencialmente para NW. Já a lineação de interseção mostra direção N-S caindo em baixo ângulo (10°) para S (Fig. 3.50e, f).



Figura 3.51: (a) Dobra em bainha, em metassiltito da Un. Ferruginosa (Pt. 536). (b) Porfiroclasto sigmoidal de rocha granítica, em ultra-milonito, que mostra transporte para E (Pt. 781). (c) Fotomicrografia (NC) de porfiroclasto de granada (Gr) com sombra de pressão de quartzo (Sp de Q), que mostra direção de transporte para E.



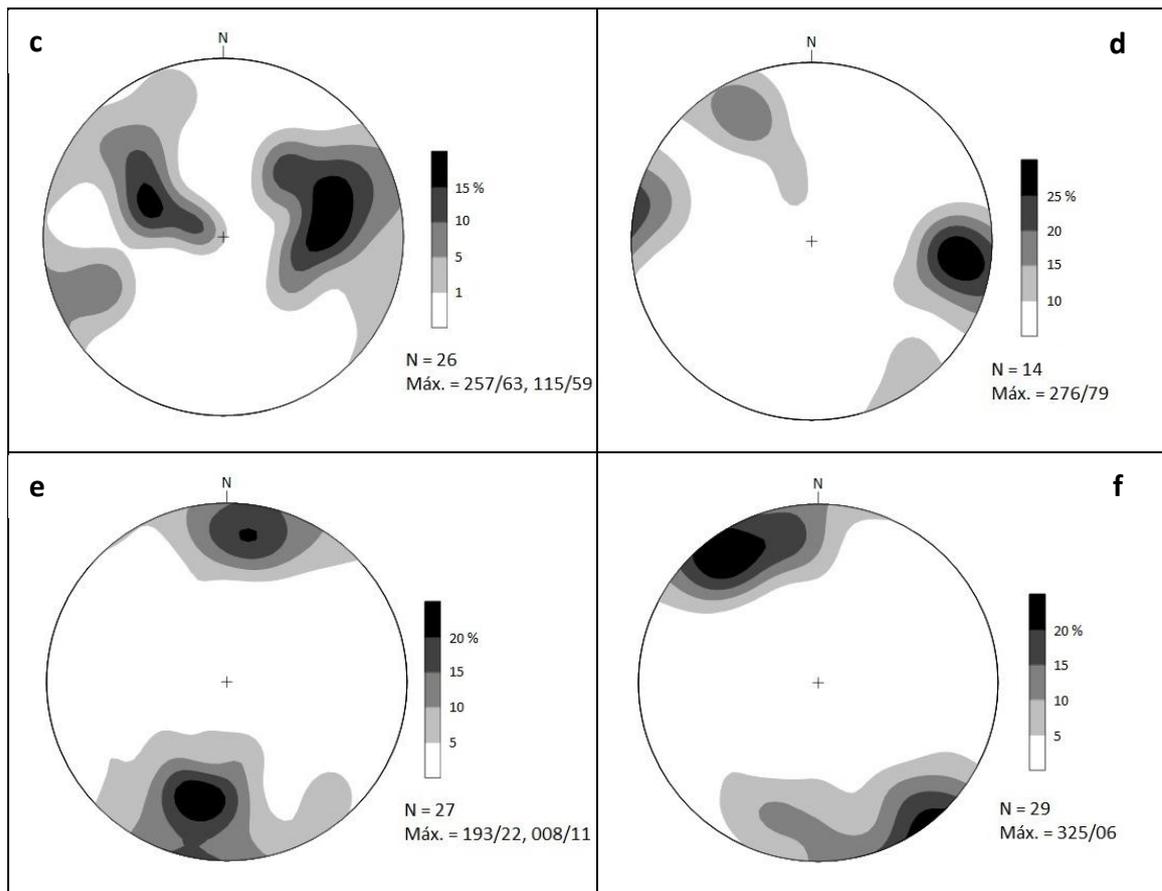


Figura 3.52: Estereogramas de: (a) Polos de foliação ($S_{i2}/S_{i1}/S_0$). (b) Lineação de estiramento/mineral (Li_2). (c) Polos de flancos de dobras D_{i3} . (d) Polos de planos axiais das dobras D_{i3}/S_{i3} . (e) Polos de eixos de dobras D_{i3} . (f) Lineação de interseção $S_{i2}-S_{i3}$ (Li_3).

3.2.7. Síntese Deformacional

As estruturas encontradas em ambos os domínios estruturais (Interno e Externo) foram geradas em um mesmo evento deformacional, entretanto foram encontrados diferentes acervos estruturais para cada compartimento. Fato este que pode estar relacionado ao posicionamento de cada pacote litológico dentro da bacia sedimentar. Considerou-se, portanto, que as rochas do Domínio Externo (Grupo Vazante) se posicionaram mais próximas ao Cráton do São Francisco, as quais poderiam ter sido separadas das litologias do Gr. Canastra por um alto estrutural do embasamento cristalino, fato este puramente interpretativo.

Os dois compartimentos foram gerados num evento polifásico progressivo, onde mostram feições inicialmente dúcteis, que gradativamente transitam para campos mais rúpteis. A tabela 3.2 demonstra a relação das estruturas geradas em cada fase em seus respectivos domínios e a possível relação temporal entre as suas fases deformacionais.

Tabela 3.2: Acervo estrutural dos domínios Interno e Externo.

Domínio Interno		Domínio Externo	
Fase	Estruturas	Fase	Estruturas
Di₁	Foliação Si ₁ paralela ao acamamento sedimentar (S ₀ //S ₁).	-	
Di₂	Foliação Si ₂ (moda 252/45), plano axial de dobras Di ₂ isoclinais, vergentes para E e de eixo N-S sub-horizontal. Transposição S ₀ (Si ₂ //S ₁ // S ₀). Lineação mineral e de estiramento (Li ₂) down-dip. Direção de transporte para E. Domínio dúctil.	De₁	Foliação Se ₁ (moda 304/53), plano axial de dobras isoclinais, vergentes para SE de eixo NE-SW (S ₀ //S ₁). Lineação mineral e de estiramento Li ₂ down-dip e oblíqua. Direção de transporte para SE, secundariamente para NE. Domínio dúctil.
Di₃	Falhas de empurrão de baixo ângulo (30-40°), configuração da frente de empurrão (Nappe Coromandel), com transporte de topo para E (estrias e estepes). Dobras Di ₃ (<i>kink folds</i>) e <i>faul-bend fold</i> (Anticlinal Coromandel). Plano axial Di ₃ //Si ₃ (moda 282/76). Lineação de interseção Si ₂ com Si ₃ paralela aos eixos das dobras Di ₃ //Di ₂ . Superposição de dobras Di ₃ //Di ₂ , padrão em laço. Domínio dúctil-rúptil.	De₂	Falhas de empurrão de alto ângulo (45 a 60°), configuração de um sistema imbricado de empurrão, com transporte de topo para SE e movimentação secundária transcorrente sinistral. Plano axial De ₂ //Se ₂ (moda 301/77). Lineação de interseção Se ₁ com Se ₂ paralela aos eixos De ₂ //De ₁ . Lineação Le _{3t} (tardia), de direção perpendicular a Le ₃ . <i>Tension-gashes</i> e brechas de falha. Domínio dúctil-rúptil.
D₄	Zona de cisalhamento transcorrente sinistral, de direção NW-SE (Falha Dourada). Domínio rúptil-dúctil. Afetou ambos os domínios.		

3.2.7.1. Domínio Interno

Puderam-se distinguir quatro fases deformacionais progressivas, sendo a fase inicial (Di₁) marcada somente pela foliação Si₁ paralela ao bandamento composicional. A segunda fase Di₂ é constituída no auge do pico metamórfico, quando ocorre a formação da foliação Si₂ de direção principal N-S, com mergulho geralmente de 30° para W. Esta foliação é plano axial de dobras apertadas a isoclinais, vergentes para E e de eixo N-S sub-horizontal. Uma lineação mineral e de estiramento (Li₂) ocorre no plano da foliação e mostra frequentemente caráter *down-dip*, indicando transporte tectônico para E. Esta fase ocorre exclusivamente em campo dúctil, evidenciada pelo avançado processo de dissolução por pressão responsável pela materialização da foliação Si₂.

Em condições mais dúctil-rúptil se tem a fase Di₃, quando se geram as zonas de cisalhamentos de empurrão de mergulho para W, em torno de 30 a 40°, as quais configuram o arranjo tectônico entre os terrenos tectonoestratigráficos. As dobras Di₃ de eixo N-S vergentes

para E e de escala centimétrica a quilométrica, também se formaram nesta fase. Sendo representada pelo Anticlinal de Coromandel, que configura a principal estrutura da área, que constitui uma dobra do tipo *fault-bend fold* (Suppe, 1983), gerada pelo avanço de uma frente de cavalgamento (*nappe*), que sobrepôs às rochas do Grupo Vazante (Domínio externo). Tais dobras Di_3 fazem com que a Li_2 seja rotacionada, o que acarreta na sua distribuição giratória desde o quadrante NW ao quadrante SW. No plano axial destas dobras gera-se a foliação Si_3 subvertical de geometria em leque, mergulhando preferencialmente para W, em torno de 70 a 80°. Este plano de foliação por sua vez gera a outra lineação encontrada no plano Si_2 , que configura uma lineação de intercessão subparalela ao eixo das dobras Di_3 .

Posteriormente em porção crustal mais rasa e, conseqüentemente, num domínio rúptil-dúctil, ocorre a formação de zonas de cisalhamento transcorrente de cinemática sinistral, evidenciada por estrias e estepes no plano de falha (S_4). Tal zona é representada na área de estudo pela Falha Dourada, de direção NW-SE, que abrange desde a porção central norte do mapa até o extremo sudeste, a qual pode constituir uma rampa lateral, que estaria paralela à direção principal de transporte tectônico das escamas de empurrão (Boyer & Elliot, 1982).

O acervo estrutural encontrado neste compartimento, principalmente na fase Di_2 , pode ser correlacionado diretamente com as estruturas descritas no trabalho de Seer (1999), na região da Nappe de Araxá, e com os trabalhos de Valeriano (1992) e Simões (1995), na região da Nappe de Passos, uma vez que tais trabalhos caracterizam uma foliação milonítica S_2 , paralela a foliação S_1 , que por sua vez também é paralela ao bandamento composicional (S_0).

3.2.7.2. Domínio Externo

É dividido em três fases deformacionais progressivas, sendo que as fases De_1 e De_2 são respectivamente correlacionadas às fases Di_1+Di_2 e Di_3 do Domínio Interno e a fase D_4 afetaria igualmente ambos os domínios.

Na fase De_1 ocorre a geração da foliação Se_1 , plano axial de dobras isoclinais vergentes para SE de eixo NE-SW, sendo Se_1 paralela ao bandamento composicional. Nas zonas de charneiras destas dobras pode-se ver a relação do acamamento sedimentar com a foliação principal onde se nota que o S_0 mergulha mais que a foliação Se_1 nos flancos invertidos. Tal relação mostra que a deformação que afetou as rochas do Domínio Externo foi menos intensa, uma vez que a geração da foliação principal não obliterou totalmente o bandamento composicional, como ocorre nas rochas do Domínio Interno. A lineação de estiramento e mineral mostra uma direção principal de transporte tectônico de topo para SE, mas ocorrem também direções oblíquas, que sugere um transporte para NE, com movimentação transcorrente sinistral, que aponta semelhança com a falha de Vazante, como mostra Rostirolla (2002) na região da mina de Vazante.

Na fase De_2 forma-se a zona de cisalhamento que sobrepõe a escama Vazante sobre a escama Santo Antônio do Bonito, assim como as falhas do Fosfato e do Zinco de direção N25°E, em um domínio rúptil-dúctil caracterizado pelas descontínuas camadas de brechas de falha. Seria também nesta fase que ocorre formação das dobras De_2 de eixo paralelo aos eixos

das dobras De_1 (NE-SW). O plano axial destas dobras é sub-vertical e mergulha preferencialmente para NW. Ocorre também a formação da lineação de interseção (Le_2) do plano Se_2 com Se_1 . Outra lineação de interseção, que corta perpendicularmente a lineação Le_2 , foi interpretada como produto de um possível encurtamento crustal na direção N-S, devido a um ajuste do Domínio Externo, com a borda irregular do Cráton do São Francisco. Tal lineação não é observada nas rochas do Domínio Interno, o que também mostra a diferença de acervos estruturais entre os domínios, além das suas distintas modas de atitude da foliação principal.

3.2.8. Evolução Estrutural

O início do evento deformacional se deu por volta de 640-630 Ma, sendo marcado pelas intrusões de granitos do tipo S, ocorridas durante a colisão dos blocos paleocontinentais do Paranapanema, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás contra o Cráton do São Francisco (Seer, 1999; Seer *et al.* 2005; Valeriano *et al.* 2004a, Valeriano *et al.* 2008). Tal evento colisional se desenvolveu até 600 Ma, datado em micas brancas em rochas do grupo Araxá na região da Nappe de Passos, sendo tal idade K-Ar associada ao pico do evento metamórfico da Faixa Brasília Meridional (Valeriano, 1992, Valeriano *et al.* 2000).

Na fase inicial da colisão, em condições crustais profundas, se geraria as estruturas das fases Di_1 e Di_2 do domínio Interno e De_1 do domínio Externo em domínios exclusivamente dúcteis, quando se formou a foliação principal por processos de dissolução por pressão e recristalização dinâmica em ambos os domínios.

Posteriormente, com o progressivo processo deformacional em porções crustais mais rasas, se formam, devido ao encurtamento crustal na direção E-W, as dobras Di_3 e De_2 e, conseqüentemente, as falhas de empurrão que acavallaram as unidades estratigráficas e configuraram o atual arranjo geométrico em que as escamas Araxá, Rio Verde, Chapada dos Pilões, Vazante e Santo Antônio do Bonito se encontram, como pode ser observado na figura 3.53, que mostra o Domínio Interno como uma frente de empurrão (Anticlinal Coromandel), que sobrepõe as rochas do Domínio Externo, que, por sua vez, configura um sistema de empurrão imbricado.

Uma última fase ocorre em condições crustais ainda mais rasas, onde se gerou extensas zonas de cisalhamento transcorrente subverticais de cinemática sinistral, que acomodaram os terrenos sobrepostos na fase anterior em formas de rampas laterais de cavalgamento, como também é descrito na região das *nappes* de Passos e Araxá (Seer, 1999, Valeriano *et al.* 1995).

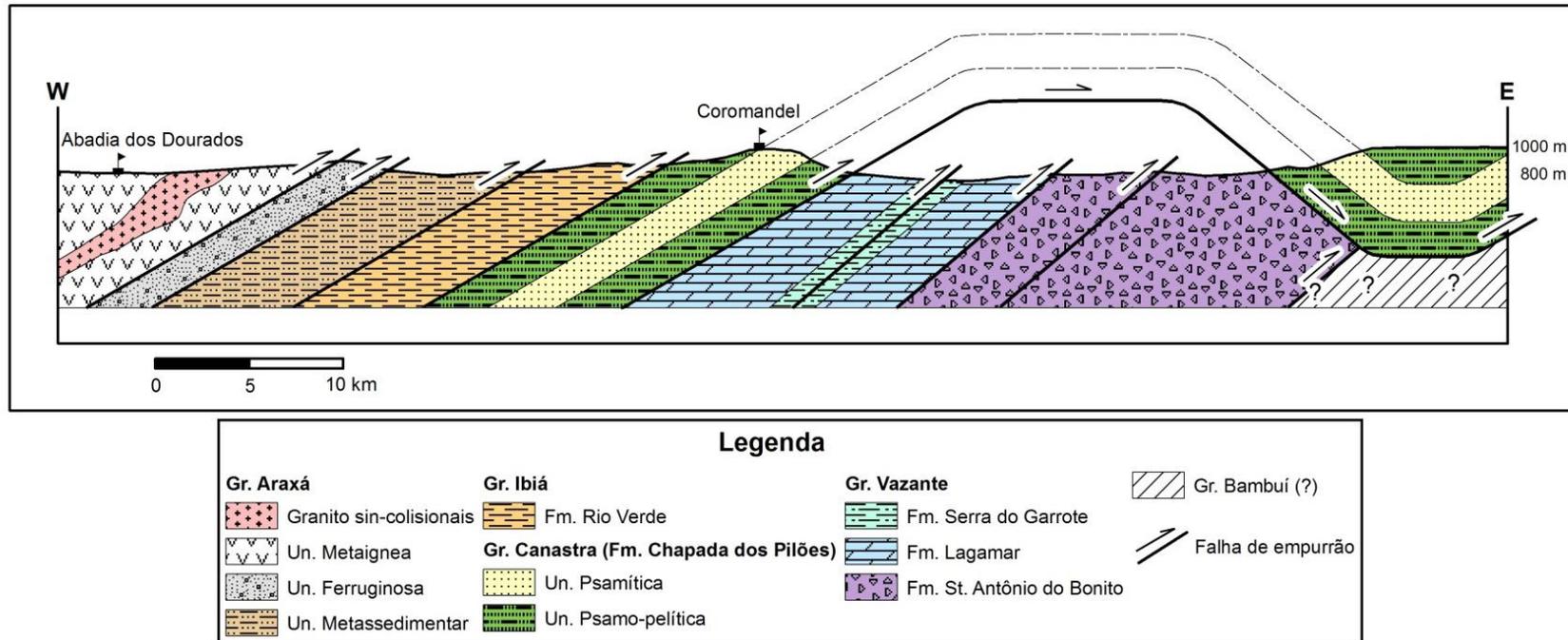


Figura 3.53: Perfil esquemático, que mostra o complexo arranjo se sistemas de empurrões do domínio Interno e do domínio Externo, que configuram respectivamente uma frente de empurrão, dobrada em um anticlinal seguido de sinclinal (*Fault-bend fold*), que sobrepõe um sistema de empurrão imbricado.

4. O enigma do Diamante de Coromandel: Estudo de Casos

Desde meados do século XVIII se tem conhecimento da ocorrência de diamantes na região do Alto Paranaíba, principalmente no distrito diamantífero de Coromandel a qual forneceu os maiores diamantes do país, a exemplo do maior diamante do Brasil e sétimo do mundo (Presidente Vargas de 726,6 ct) encontrado no rio Santo Antônio do Bonito no ano de 1938 (Reis, 1956), como já demonstrado na tabela 2.1. Além dos inúmeros casos de grandes diamantes encontrados, sabe-se, a partir da década de 1970, que também ocorrem kimberlitos na região (Svisero *et al.* 1977). Dezenas de corpos kimberlíticos estão inseridos dentro da área mapeada, encontrados principalmente no levantamento realizado pela SOPEMI (DeBeers do Brasil), iniciado no final da década 1960, porém seus dados nunca foram divulgados para a sociedade. Recentemente, a localização de grande parte destes kimberlitos foi publicada pela CPRM (Heineck *et al.* 2004). A primeira intrusão a ser estudada academicamente foi o kimberlito Vargem, descrito inicialmente por Svisero *et al.* (1977, 1986), seguidos dos trabalhos de Meyer *et al.* (1994) e Esperança *et al.* (1995). Recentes trabalhos como Svisero *et al.* (2005), Pereira & Fuck (2005) e Andrade (2012) vêm contribuindo para o crescente avanço no conhecimento petrográfico, textural, mineralógico e químico das intrusões do distrito diamantífero de Coromandel.

Porém, até o momento, se tem um grande enigma em relação à distribuição destes diamantes nos aluviões e, principalmente, sobre a possível ou as possíveis rochas fonte que forneceram todas estas pedras aos depósitos diamantíferos de Coromandel.

Através do mapeamento geológico realizado na escala de 1:50.000, localizou-se diversas áreas de garimpo de diamante (ativas ou inativas), principalmente ao longo dos aluviões dos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho, como demonstra o Mapa Geológico da Região de Coromandel (Anexo 1). Apenas um único garimpo não se encontra em aluviões, mas sim em rochas cretáceas do Gr. Mata da Corda. Com o intuito de se caracterizar esta rocha fonte de diamante, e avaliar sua relação com a distribuição de diamantes na região de Coromandel, foi selecionada esta área de garimpo e mais outro garimpo como estudo de casos. Um terceiro estudo foi realizado em dois kimberlitos, para efeito de comparação entre os minerais indicadores achados nos outros dois casos.

O primeiro caso foi feito no garimpo chamado de Canastrel, que ocorre na encosta de uma das inúmeras chapadas típicas da região de Coromandel, formadas pelas rochas da Fm. Capacete do Gr. Mata da Corda. O segundo estudo de caso é sobre o antigo garimpo do Wilson, localizado na cabeceira do rio St. Antônio do Bonito. O terceiro e último estudo foi feito para comparação e corresponde a dois corpos kimberlíticos. Um dos corpos é denominado Douradinho 10 e faz parte do levantamento realizado pela SOPEMI. O outro corpo, denominado aqui de França 1, foi encontrado e localizado com a ajuda do prospector de kimberlitos Osvaldo França.

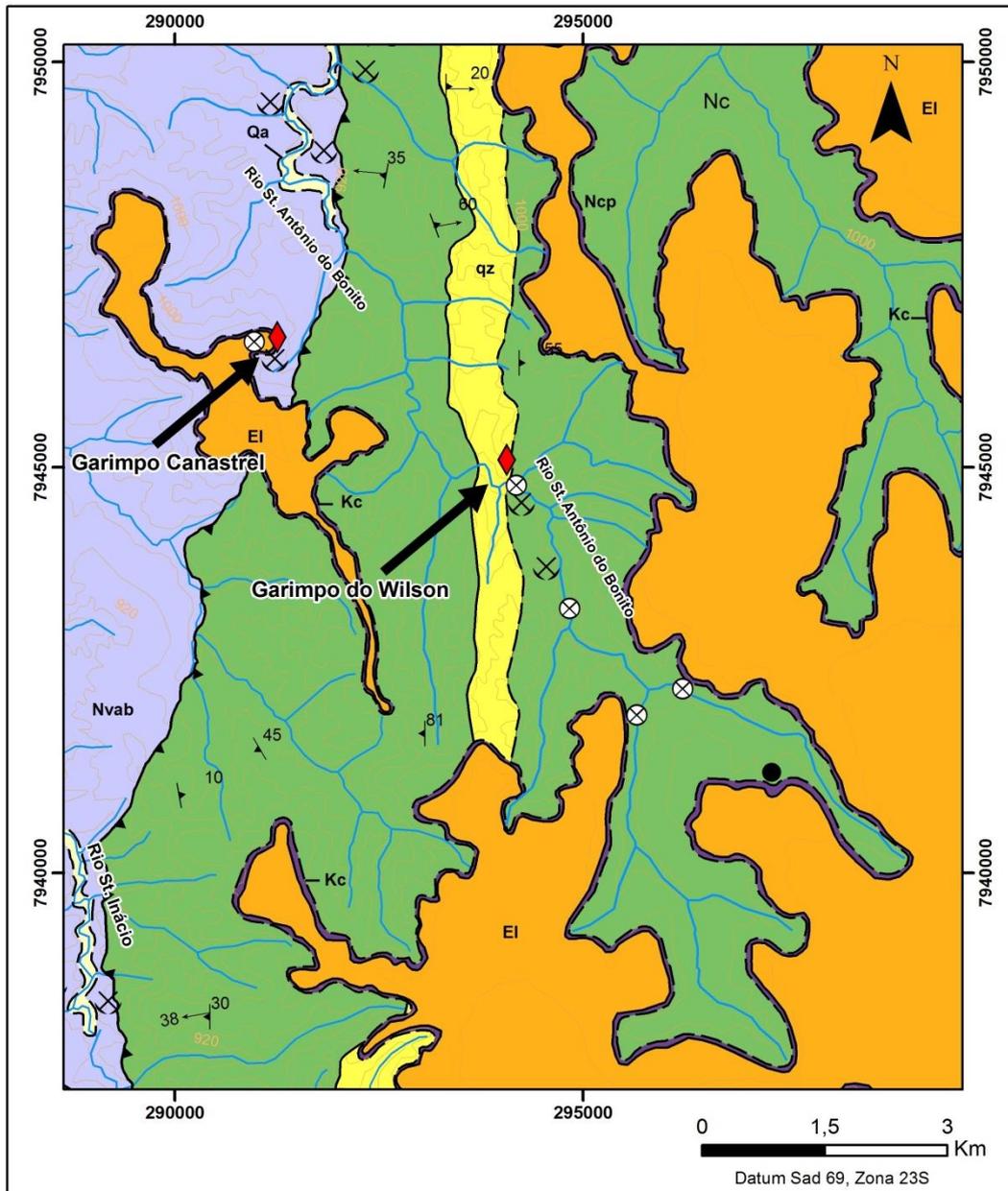
Estes estudos visaram, principalmente, uma comparação entre a composição química dos minerais indicadores (granada e ilmenita), em três diferentes tipos de rocha: conglomerado, aluvião e kimberlito. As granadas piropo e ilmenitas magnesianas são

considerados excelentes minerais indicadores de kimberlitos e, conseqüentemente, usados na prospecção de diamantes, como mostra os estudos pioneiros de Mitchell (1973) e Gurney (1984), respectivamente para ilmenita e granada. Recentemente o trabalho de Grütter *et al.* (2004) sintetiza um diagrama para classificação das granadas piropos, segundo a relação de $\text{CaOxCr}_2\text{O}_3$, onde foram definidos os campos G1 peridotítica, G10 harzburgítica, G1 *low-Cr megacrysts*, G3 eclogítica, G4 e G5 piroxenítica, G9 lhertizolítica e G12 Wehrlítica e G0 de baixo CaO e Cr_2O_3 . Wyatt *et al.* (2004) também sintetiza, através de milhares de análises feitas por empresas, um diagrama de classificação de ilmenitas, classificando-as como kimberlíticas e não kimberlíticas, de acordo com sua proporção de MgOxTiO_2 .

4.1. Garimpo Canastrel

Localiza-se a aproximadamente 25 km a SE de Coromandel, na encosta NE de uma estreita chapada, formada pelas rochas da Fm. Capacete e capeadas por uma carapaça laterítica. Esta serra possui direção NNW-SSE e faz papel de divisor de águas entre as bacias dos rios St. Antônio do Bonito e St. Inácio, como pode ser visualizado no mapa geológico, com a localização dos estudos de casos (Fig. 4.1 e anexo 1). O garimpo (Fig. 4.2a) está desativado há mais de uma década, constitui uma cava retangular com cerca de 30 m de comprimento por 15 m de largura, onde se retirou em torno de 1000 m³ de material para exploração de diamantes. Barbosa *et al.* (1970) já relatava que ocorriam garimpos e retirada de diamantes nos conglomerados do Gr. Mata da Corda, nas proximidades da cidade de Coromandel, porém até o presente trabalho não se tinha documentado nenhum garimpo onde houvesse a ocorrência de retirada de diamantes das rochas do Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. Apenas nos conglomerados da Fm. Uberaba do Gr. Bauru (Bacia do Paraná), sabe-se que há mais de cem anos se extrai diamantes, no garimpo de Água Suja (Hussak, 1906; Suguio *et al.* 1979, Barbosa, 1991).

O material lavado corresponde à camada do conglomerado basal da Fm. Capacete (Vide Cap. 3.1.5.2), que pode alcançar até 5 m de espessura neste afloramento. Faz contato basal com metapelitos da Fm. St. Antônio do Bonito do Gr. Vazante e no topo ocorre uma carapaça detrito laterítica de até 15 m de espessura, que oculta quase todo o restante de possíveis afloramentos na continuidade da encosta da chapada. O conglomerado (Fig. 4.3b) encontrado é de matriz arenosa, bege a marrom, contém secundariamente grãos de feldspato e fragmentos de rocha, cimentada por sílica microcristalina. Ocorrem principalmente clastos de quartzo, quartzitos e arenitos, subordinadamente se tem quartzito ferruginoso, xisto, filito, pelito, rocha carbonática alterada, granito e rocha vulcânica.



Legenda	
Cenozóico	
Qa	Deposito aluvionar (conglomerado e arenito)
EI	Cobertura detrítico-laterítica
Cretáceo	
Grupo Mata da Corda	
Kc	Fm. Capacete: Rocha piroclástica, conglomerado e arenito
Kp	Fm Patos: Intrusões kimberlíticas e kamafugíticas
Neoproterozóico	
Grupo Canastra	
Ncp _{qz}	Fm. Chapada dos Pilões: mica xisto, quartzitos e filitos. qz: quartzito
Grupo Vazante	
Nvab	Fm Santo Antônio do Bonito: diamictito, metassiltito e quartzito

Convenções			
◆	Estudo de Caso	—	Contato Litológico
⊗	Garimpo diamante inativo	- - -	Contato Litológico Inferido
⊗	Ponto de amostragem	▲	Falha Empurrão
●	Kimberlito Omega 22	—	Curva Topografica
—	Rio St. Antônio do Bonito	▲	S0//S1//S2
—	Drenagem	↑	Lineação de Estiramento

Figura 4.1: Mapa geológico com localização dos garimpos Canastrel e Wilson e dos pontos de amostragem no rio St. Antônio do Bonito.

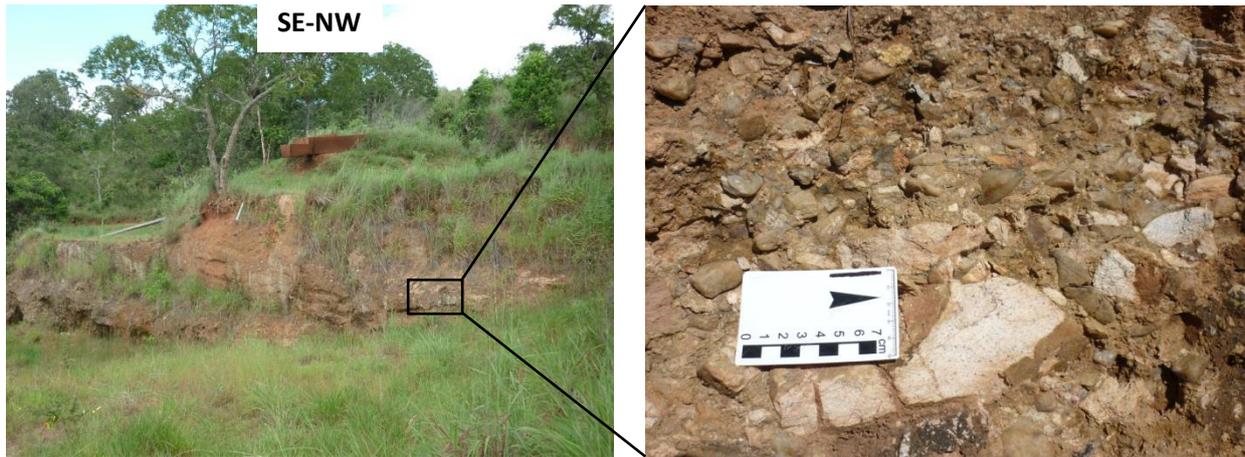


Figura 4.2: Vista geral do Garimpo Canastrel. (b) Conglomerado diamantífero da Fm. Capacete (Pt. 567).

4.1.1. Minerais indicadores

Através da amostragem do material (conglomerado), acharam-se grãos de granadas e ilmenitas, como minerais pesados indicadores de kimberlitos. As granadas são vermelhas, arredondadas e possuem cerca de 3 mm de diâmetro. Em imagens feitas em microscópio eletrônico de varredura (MEV), a granada mostrou uma capa kelifítica de alteração (Fig. 4.3a), formada na ascensão deste xenólito no conduto vulcânico, e estrias, que são relacionadas à dissolução causada por reação do magma (Fig.4.3b). O que corrobora para caracterização mantélico deste mineral, assim como sendo de uma fonte proximal, devido aos mesmos não mostrarem desgaste superficial, como também descreve o trabalho de McCandless (1990). As ilmenitas são cinza fosco, devido a também possuir uma capa de alteração (leucoxênio), causada pelo mesmo processo de ascensão magmática das granadas. Na parte interna de fraturadas conchoidais, a ilmenita é preta e mostra seu brilho graxo característico.

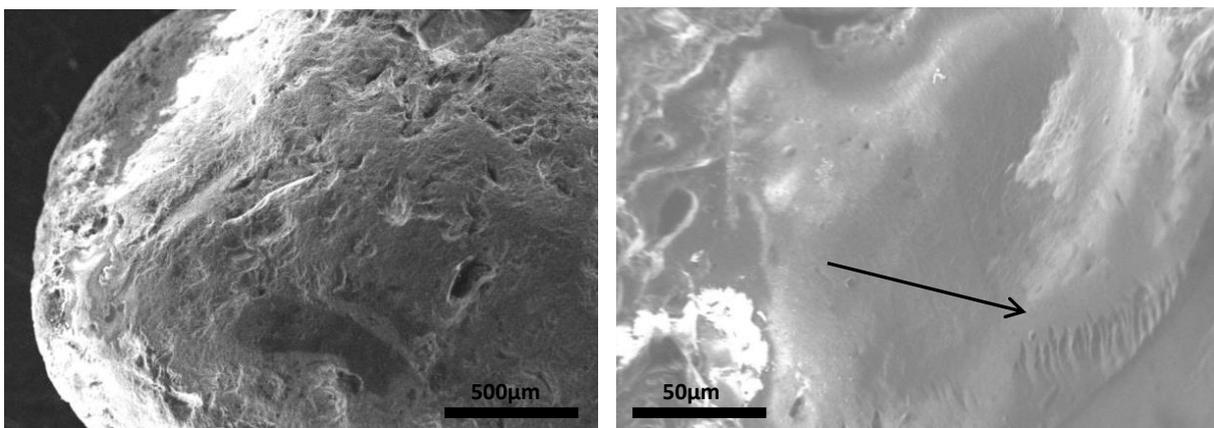


Figura 4.3: (a) Imagem de MEV da capa kelifítica presente na granada do Garimpo Canastrel (b) Imagem de MEV de fratura que exhibe estrias causadas por corrosão magmática.

Foram realizadas análises com microsonda eletrônica em dois grãos de granadas e um de ilmenita (Tabela 4.1). As granadas foram classificadas de acordo com a proporção de $\text{CaOxCr}_2\text{O}_3$, conforme o diagrama proposto por Grütter *et al.* (2004). Possuem valores de CaO de 3,84% e 4,09% e de Cr_2O_3 de 0,47% e 2,14%, respectivamente para as granadas GC-1 e GC-2. Sendo classificada a granada GC-1 como um piropo do tipo piroxenítico (campo G5) e a granada GC-2 também corresponde um piropo do tipo piroxenítico, mas do campo G4 (baixo Cr_2O_3), como mostra diagrama da figura 4.4a.

Os valores encontrados para o grão de ilmenita (IC-1) mostram elevado teor de magnésio (8,84%), evidenciando que se trata de uma ilmenita magnesianiana. Através do gráfico MgOxTiO_2 pode se classificar a ilmenita como sendo kimberlíticas ou não-kimberlíticas, de acordo com o diagrama proposto por Wyatt *et al.* (2004), deste modo a ilmenita IC-1 corresponde ao campo de ilmenitas kimberlíticas (Fig. 4.5b).

Tabela 4.1: Resultados da composição química em porcentagem, das granadas e ilmenitas do Garimpo Canastrel (Microsonda eletrônica).

Nº amostra	Na ₂ O	TiO ₂	FeO	MgO	CaO	MnO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	ZnO	Total
GC-1	0,06	0,33	8,98	20,24	4,09	0,43	21,98	2,14	40,63	-	98,88
GC-2	0,03	0,12	9,09	20,9	3,84	0,3	23,55	0,47	39,94	-	98,24
IC-1	-	48,78	40,56	8,84	-	0,47	0,07	0,2	-	0,05	98,97

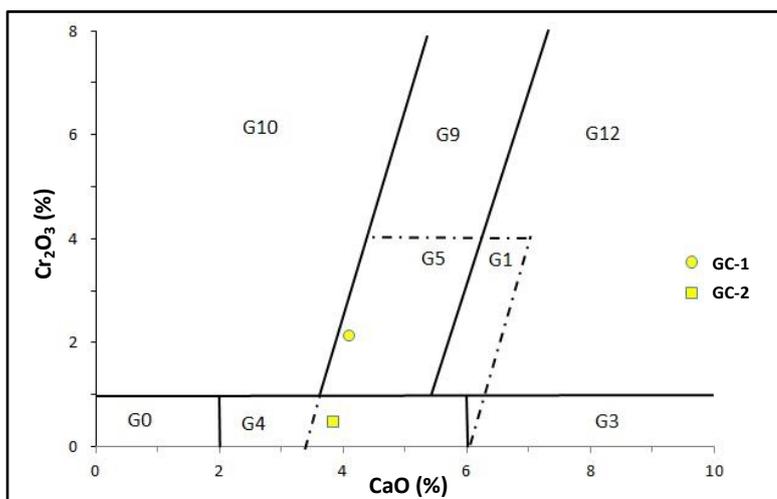
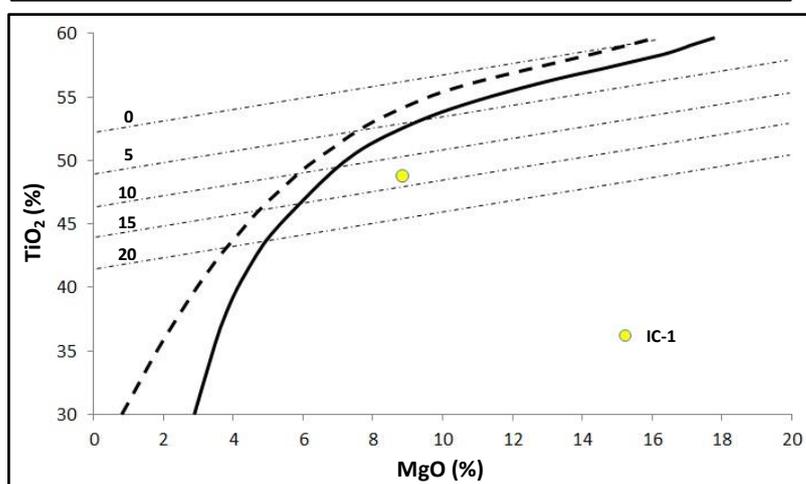


Figura 4.4: (a) Diagrama de classificação das granadas piropos, pela razão $\text{CaOxCr}_2\text{O}_3$ (Segundo Grütter *et al.* 2004). (b) Diagrama de classificação de ilmenitas kimberlíticas, pela razão MgOxTiO_2 . A curva contínua corresponde ao campo de ilmenitas kimberlíticas, a curva tracejada corresponde ao campo de ilmenitas não-kimberlíticas e as linhas pontilhadas correspondem à porcentagem de Fe_2O_3 (Segundo Wyatt *et al.* 2004).



4.1.2. Histórico de Diamante

Segundo o último dono dos direitos minerários, Ingo Wenger, foram retirados três diamantes do Garimpo Canastrel durante a década de 1990. Devido ao elevado volume lavado (1.000m^3), somado com a dificuldade de lavar o material compacto e duro (conglomerado) em altitude elevada (980 m) com difícil acesso a água e a pouca quantidade das pedras retiradas, se paralisou a exploração. Dois destes diamantes (Fig. 4.5) são descritos por Karfunkel *et al.* (2013), onde mostra que o maior (0.75 ct) é amarelado e com pequenas inclusões e o menor (0,497 ct) é branco. Tais diamantes exibem feições superficiais que indicam pouco transporte e, se comparados com os diamantes da região de Diamantina (Karfunkel *et al.* 2001), mostram características distintas.



Figura 4.5: Diamantes do Garimpo Canastrel. Diamante de 0,75 ct (esquerda) e Diamante de 0,497 ct,(direita) (Segundo Karfunkel *et al.* 2013).

4.2. Garimpo do Wilson

O garimpo fica na margem direita do alto rio Santo Antônio do Bonito (Fig. 4.6a), próximo à propriedade do Senhor Dironi e, aproximadamente, à 7 km das suas duas nascentes (Fig. 4.1). Ocorre na parte de cima de uma grande cachoeira (aprox. 30 m de altura), ocasionada pelas escarpas de quartzito da Unidade Psamítica do Gr. Canastra. Fica a cerca de 27 km a SE de Coromandel e a apenas 3 km para ESE do garimpo Canastrel. A área afetada pelo garimpo tem aproximadamente 60 m de comprimento N-S por 20 E-W, cavas secundárias menores também foram observadas ao redor da principal. Estimou-se que este garimpo tenha lavado cerca de 8.000 m^3 de material.

O material explorado para retirada de diamantes corresponde à cobertura aluvionar do rio, que constitui uma camada de cascalho composto essencialmente por clastos de quartzo e quartzito micáceo (provavelmente herdado das rochas do Gr. Canastra), vão de grânulo a calhau, com predomínio de tamanho seixo, são arredondados em sua maior parte, mas ocorrem angulosos. Secundariamente se tem xisto, filito, lateritas, hematita, magnetita e ilmenita. A matriz é marrom avermelhada a bege, de composição argilo-arenosa. Para efeito ilustrativo as fotos da figura 4.6b, foram tiradas em um garimpo ativo localizado no rio Santo Inácio, uma vez que no Garimpo do Wilson não se obteve boas fotografias do cascalho explorado, devido ao garimpo estar desativado há mais de uma década e seus afloramentos (cavas) já estarem tomados por mato. Esta camada de cascalho possui media de 1 m de espessura e encontra-se sobreposta por uma cobertura coluvionar de aproximadamente 4 m de altura.

A partir do garimpo foi feita amostragem de material do leito do rio, através de uma campanha de *follow-up*, com o intuito de se chegar a um possível kimberlito mineralizado. Este método é aplicado por diversas empresas em todo mundo (Pereira, 2001) e se faz através da coleta de minerais pesados/indicadores, como a granada piropo, a ilmenita magnésiana e o Cr-diopísídio, os quais podem levar até à rocha fonte destes minerais (kimberlito) e, conseqüentemente, do diamante.

Ocorre um corpo kimberlítico denominado de Omega 22 (Heineck *et al.* 2004), próximo a nascente do rio St. Antônio do Bonito. Porém não se localizou esta intrusão, devido possivelmente à mesma estar em elevado estado de alteração na forma de solo residual, ou mesmo encoberta por rochas da Fm. Capacete e pela cobertura detrito-laterítica.



Figura 4.6: (a) Vista geral do Garimpo Wilson, com vale ao fundo onde se encaixa o rio St. Antônio do Bonito (Pt. 963). (b) Paleo-aluvião, composto por camada de cascalho que contém diamantes (detalhe da camada de cascalho) (Pt. 439).

4.2.1. Minerais indicadores

Deste modo foram feitos 4 pontos de amostragem, o primeiro (A-1) fica a aproximadamente 50 m a montante do garimpo, o segundo (A-2) fica a cerca de 2 km do garimpo e os outros dois (A3 e A4) ficam cada um num braço de surgência do rio St. Antônio do Bonito, como mostra a figura 4.1.

Nos pontos A-3 e A-4 não se achou nenhum mineral indicador de diamante, somente se observou hematita, magnetita, pirita limonitizada e laterita. No ponto A-2 encontrou-se poucos grãos de ilmenita, como mineral indicador. No ponto A-1 recuperou-se dezenas de grãos de ilmenita, onde foram selecionados dois grãos para análise em microsonda eletrônica (Tabela 4.2). As ilmenitas chegam até 0,5 cm de diâmetro e apresentam uma superfície de leucocênio, semelhante à encontrada no garimpo Canastrel. As duas amostras analisadas possuem valores de 9,04% e 7,58%, o que evidencia seu caráter magnesiano. A proporção de $MgO \times TiO_2$ revelou que se trata de duas ilmenitas kimberlíticas (Fig. 4.7), conforme o diagrama de Wyatt *et al.* (2004).

Tabela 4.2: Resultados da composição química, em porcentagem, das ilmenitas do Garimpo Wilson (Microsonda eletrônica).

N° amostra	TiO ₂	FeO	MgO	MnO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	ZnO	Total
IW-1	50,18	37,69	9,04	0,28	0,42	0,93	0,08	98,62
IW-2	47,39	41,52	7,58	0,3	0,02	0,98	0,05	97,84

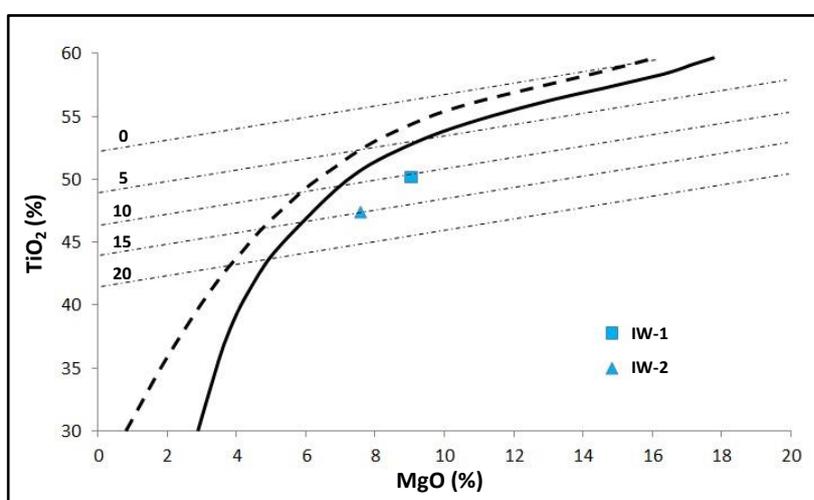


Figura 4.7: Diagrama de classificação de ilmenitas kimberlíticas, pela razão MgO x TiO₂. A curva contínua corresponde ao campo de ilmenitas kimberlíticas, a curva tracejada corresponde ao campo de ilmenitas não-kimberlíticas e as linhas pontilhadas correspondem à porcentagem de Fe₂O₃ (Segundo Wyatt *et al.* 2004).

4.2.2. Histórico de diamantes

Relatos de antigos moradores nativos da região do garimpo, dizem que desde o início do século XX garimpeiros e moradores locais já faziam pequenos garimpos experimentais na área de estudo, onde se encontra atualmente o garimpo do Wilson. Porém, devido ao mercado de diamantes ser estritamente fechado e também por grande parte dos dados se perderem com

o tempo, se obteve pouca informação sobre quantidade e qualidade de diamantes retirados na época em que o garimpo esteve ativo. Uma das poucas informações recebidas é que do garimpo do Wilson já se retiraram pedras de coloração rosa e diamantes maiores de 30 ct. Apesar disso pode-se ter uma noção estimada de que foram extraídos grandes lotes de diamante deste garimpo, devido a diversos fatores como: tamanho da área e grande volume garimpado, utilização de maquinário e, principalmente, pelo garimpo ter sido desativado por processos de danos ambientais, o que leva a crer que até os dias de hoje o Garimpo Wilson poderia estar sendo explorado.

4.3. Kimberlitos Douradinho 10 e França 1

Localizam-se a aproximadamente 25 km a S de Coromandel, na parte alta da bacia hidrográfica do rio Douradinho. No corpo Douradinho 10, ocorre um pequeno afloramento em uma ravina, onde se pode observar uma brecha bastante alterada, composta por fragmentos de rocha vulcânica, xisto e filito, os quais vão de grânulo a matacão. A matriz é verde e essencialmente composta por argila. Conseguiu-se fazer uma lâmina, para estudo petrográfico (Fig. 4.8), de um pedaço que se encontrava menos alterado, onde se observou que a rocha é composta por macrocristais anédricos de olivina, opacos (magnetita, ilmenita, cromita) e flogopita. Na matriz ocorre a segunda geração de olivina com cristais euédricos, além de opacos e uma massa microcristalina composta por argilo minerais (possivelmente esmectita). Nos cristais de olivina notou-se bordas de alteração, compostas por biotita hidratada e/ou vermiculita e no seu interior ocorre preenchimento por carbonato. O corpo França 1 ocorre apenas na forma de um solo residual argiloso marrom avermelhado. Devido ao estudo ser apenas sobre os minerais indicadores, não se preocupou com a morfologia e dimensão que estes corpos possuem.

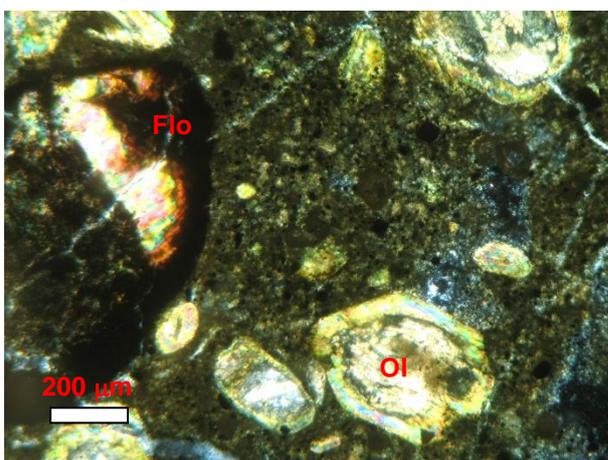


Figura 4.8: Fotomicrografia (NC) kimberlito Douradinho 10, com plaqueta de flogopita (Flo) e cristais subédricos de olivina (Ol) imersos em matriz argilosa, com carbonato e opacos.

4.3.1. Minerais indicadores

No corpo Douradinho 10 achou-se grãos de granada violeta e ilmenitas, já no kimberlito França 1 ocorre granadas vermelhas, rosas, laranjas e violetas, além de ilmenitas. Nos dois casos os grãos de granada e de ilmenita, mostram a mesma capa de alteração observada nos dois casos anteriores.

As granadas foram analisadas segundo o diagrama de Grütter *et al.* (2004), as quais foram classificadas como sendo do campo dos piropos G5 (Fig. 4.9a). Possuem de 1,68 a 3,19% de Cr_2O_3 e 3,84 a 4,83% de CaO , como mostra a tabela 4.3. As ilmenitas são magnesianas por apresentarem 7,44 a 12,09 % de MgO , respectivamente para as ilmenitas ID-1 (Douradinho 10) e IF-1 (França 1) e foram classificadas, assim como as outras, como ilmenitas kimberlíticas (Fig. 4.9b) de acordo com o diagrama de Wyatt *et al.* (2004).

Tabela 4.3: Resultados da composição química, em porcentagem, das granadas e ilmenitas dos kimberlitos Douradinho 10 e França 1 (Microsonda eletrônica)

N° amostra	Na_2O	TiO_2	FeO	MgO	CaO	MnO	Al_2O_3	Cr_2O_3	SiO_2	ZnO	Total
GD-1	0,05	0,08	8,75	19,82	4,63	0,44	22,32	2,4	41,15	-	99,64
GD-2	0,04	0,05	8,63	19,56	4,83	0,45	21,76	3,19	41,14	-	99,65
GF-1	0,07	0,31	9,32	20,35	3,84	0,41	22,45	1,68	40,53	-	98,96
ID-1	-	52,08	32,85	12,09	-	0,24	0,18	1,46	-	0,05	98,95
IF-1	-	50,18	39,74	7,44	-	0,47	0,04	0,22	-	0,05	98,14

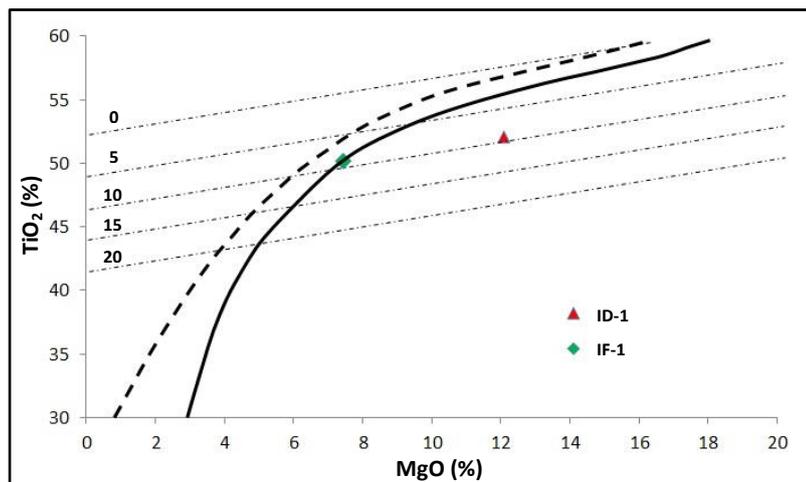
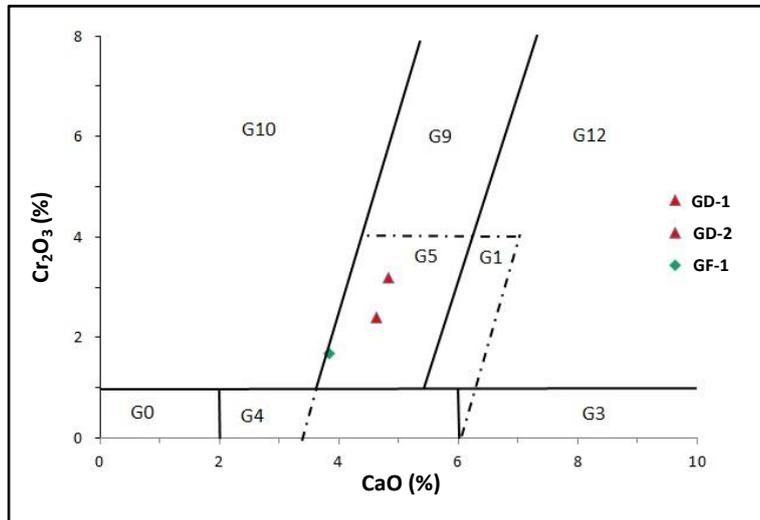


Figura 4.5: (a) Diagrama de classificação das granadas piropos, pela razão $\text{CaOxCr}_2\text{O}_3$ (Segundo Grütter *et al.* 2004). (b) Diagrama de classificação de ilmenitas kimberlíticas, pela razão MgOxTiO_2 . A curva contínua corresponde ao campo de ilmenitas kimberlíticas, a curva tracejada corresponde ao campo de ilmenitas não-kimberlíticas e as linhas pontilhadas correspondem à porcentagem de Fe_2O_3 (Segundo Wyatt *et al.* 2004).

4.4. Discussão dos Resultados

Os conglomerados polimícticos basais da Fm. Capacete, como já discutido no capítulo 3.1.5, mostram abundante contribuição de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas em sua composição, o que evidencia, como já colocado por diversos autores (*e.g.* Sgarbi *et al.* 2001), um ambiente sedimentar de leques aluviais derivados do soerguimento do Arco do Alto Paranaíba durante o Cretáceo Superior. Os sedimentos desta unidade litológica, por sua vez, são produtos diretos da erosão de condutos kimberlíticos, kamafugíticos, diques de rocha diabásica, carbonatitos e rochas piroclásticas da Fm. Patos.

As granadas do Garimpo Canastrel, mostram aspectos texturais mantélicos preservados, o que indica pouco transporte na sua deposição, assim como uma área fonte proximal, como também descreve o trabalho de McCandless (1990). Os dois diamantes descritos por Karfunkel *et al.* (2013) exibem características cristalográficas preservadas, o que também mostra pouco transporte na sua deposição. Assim sugere-se que tanto os diamantes, como as granadas dos conglomerados basais da Fm. Capacete provêm de uma área fonte proximal, possivelmente derivados do Arco do Alto Paranaíba.

A campanha de *follow-up* realizada no Garimpo do Wilson mostra que não ocorre nenhum mineral indicador nos pontos A3 e A4, os quais são os mais próximos da cabeceira do rio St. Antônio do Bonito e possivelmente do corpo Omega 22 (Fig. 4.1). Deste modo, kimberlitos “clássicos” que possuem granadas, diopsídio e cromita, além de ilmenitas, não ocorrem na bacia hidrográfica do alto rio St. Antônio do Bonito. Presume-se então que somente as rochas do Gr. Canastra e do Gr. Mata da Corda são as responsáveis pela deposição dos sedimentos nos paleo e atual aluviões do rio Santo Antônio do Bonito. Portanto as rochas do Gr. Mata da Corda, especificamente o conglomerado basal (diamantífero), seria a rocha fonte responsável pela distribuição das ilmenitas e dos diamantes presentes no Garimpo do Wilson.

Nos trabalhos de Svisero *et al.* (2005), Pereira & Fuck (2005) e Andrade (2012), observa-se claramente que as granadas piropos da região de Coromandel mostram um *trend* composicional indicando granadas que vão desde o campo das G4 de baixa Cr, passando pelas piroxeníticas (G5) até ao campo da G9 (Lherzolítica) de alto teor de Cr. O diagrama de classificação das granadas (Grütter *et al.* 2004) da figura 4.10, mostra que as granadas do Garimpo Canastrel e dos kimberlitos Douradinho 10 e França 1 estão inseridas nesse mesmo *trend*. As ilmenitas dos três estudo de casos, foram classificadas como kimberlíticas e comparadas aos dados obtidos por Andrade (2012), mostram composição semelhante em teores de MgO e FeO, como mostra o diagrama de classificação de ilmenitas de Wyatt *et al.* (2004), da figura 4.11.

Estes resultados caracterizam que as três rochas estudadas, ou seja, os kimberlitos, o conglomerado e os terraços aluvionares possuem os mesmos minerais indicadores de kimberlitos e suas assinaturas químicas são semelhantes, o que indica serem xenólitos mantélicos do mesmo magmatismo ocorrido durante 87-80 Ma, como também descreve Svisero & Basei (2005).

Considera-se então que os conglomerados basais da Fm. Capacete da região de Coromandel, assim como os conglomerados da Fm. Uberaba da região de Romaria (Suguió, 1979) teriam herdado estes diamantes dos edifícios vulcânicos que se localizam na região do Arco do Alto Paranaíba, devido a estas formações constituírem-se a partir da erosão dos mesmos, como ilustra figura. 4.12a. Carvalho & Leonardos (1998) ainda mostram, em estudos químicos de xenólitos do Arco do Alto Paranaíba, que estes vieram de profundidades superiores a 190 km, com feições típicas de ambiente cratônico.

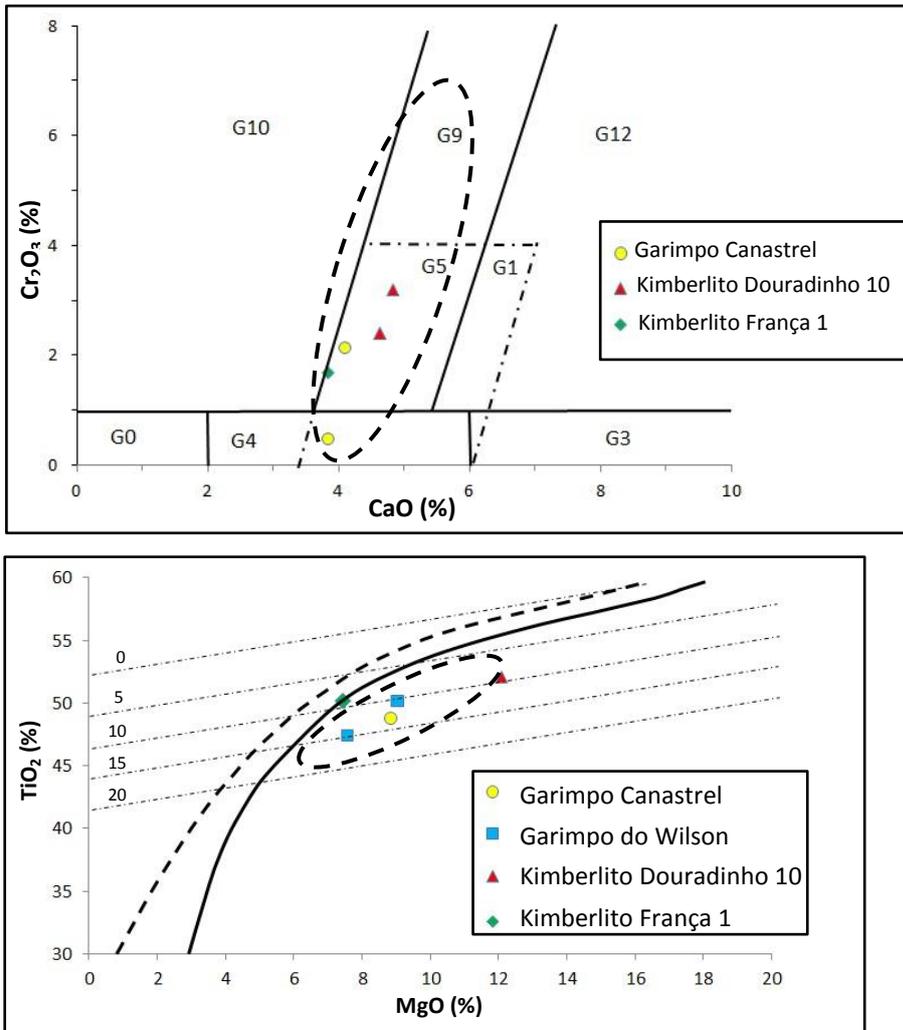


Figura 4.6: (a) Diagrama de classificação de granadas, pela razão $\text{CaO}:\text{Cr}_2\text{O}_3$ (Segundo Grütter *et al.* 2004) O elipse tracejado corresponde ao trend composicional encontrado por Svisero *et al.* (2005), Pereira & Fuck (2005) e Andrade (2012). (b) Diagrama de classificação de ilmenitas kimberlíticas, pela razão $\text{MgO}:\text{TiO}_2$. As curvas contínua e tracejada correspondem, respectivamente, aos campos de ilmenitas kimberlíticas e de ilmenitas não-kimberlíticas e as linhas pontilhadas correspondem à porcentagem de Fe_2O_3 (Segundo Wyatt *et al.* 2004), o elipse tracejado corresponde ao *trend* composicional encontrado por Andrade (2012).

A figura 4.12b, faz uma analogia com os trabalhos de Karfunkel & Chaves (1995) e Chaves *et al.* (2001) que demonstram uma teoria sobre a distribuição dos diamantes na região da Serra do Espinhaço e adjacências. Na região de Coromandel a distribuição seria iniciada durante o Cretáceo Superior com a intrusão dos corpos alcalinos, seguido da erosão destes condutos e das rochas vulcanoclásticas e da deposição destes sedimentos nos leques aluviais,

que originaram os conglomerados basais da Fm. Capacete. Posteriormente, durante o Pleistoceno, houve profunda incisão de vales e regressão de escarpas de erosão (King, 1956), ocorrendo o segundo ciclo de distribuição dos diamantes nos paleo-aluviões ou fanconglomerados. O terceiro e último ciclo ocorre com a formação dos atuais aluviões e solos quaternários.

No mapa geológico do Anexo 1, pode-se notar que as rochas da Fm. Capacete ocorrem nas nascentes dos rios St. Antônio do Bonito, St. Inácio e Douradinho, as quais também fazem papel de divisor destas bacias hidrográficas, sendo assim as principais rochas fonte, de onde provêm os sedimentos que compõem os paleo-aluviões (fanconglomerado) e atuais aluviões destes rios (Fig. 4.13).

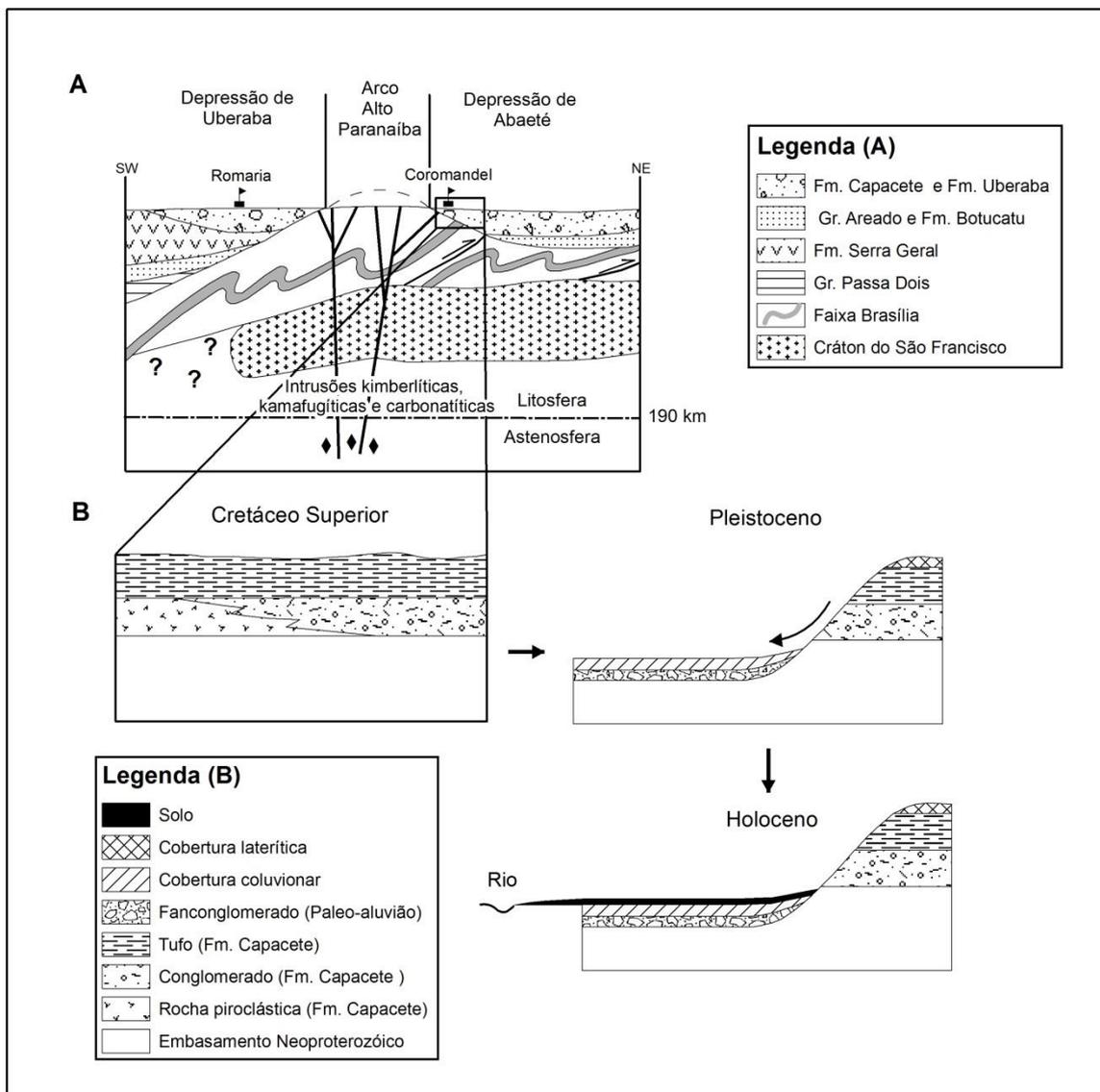


Figura 4.7: (a) – Arco do Alto Paranaíba, com destaque para as formações Capacete e Uberaba (Modificado de Hasui & Haralyi, 1991) (b) – modelo de distribuição de diamantes na região do arco do Alto Paranaíba, desde o Cretáceo Superior até os dias atuais (Adaptado de Chaves *et al.* 2001).

4.5. Considerações finais

Os conglomerados polimícticos basais da Fm. Capacete do Gr. Mata da Corda, encontrados no Garimpo Canastrel, são diamantíferos, onde já se retiraram três diamantes, sendo dois destes descritos pioneiramente por Karfunkel *et al.* (2013). Portanto, através do mapeamento do Gr. Mata da Corda, sugere-se que tais conglomerados são provavelmente as maiores rochas fonte distribuidoras de diamantes nos aluviões dos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho.

Não se exclui a possibilidade dos diamictitos glaciais neoproterozóicos, dos grupos Ibiá e Vazante, também terem colaborado para a distribuição de parte destes diamantes, como aponta Gonzaga *et al.* (1994). Mas que em alguns casos, como no garimpo do Wilson, esta contribuição não teria acontecido devido a não ocorrerem estas rochas a montante do garimpo. Desta forma somente as rochas do Gr. Mata da Corda poderiam ter distribuído os diamantes nesta região.

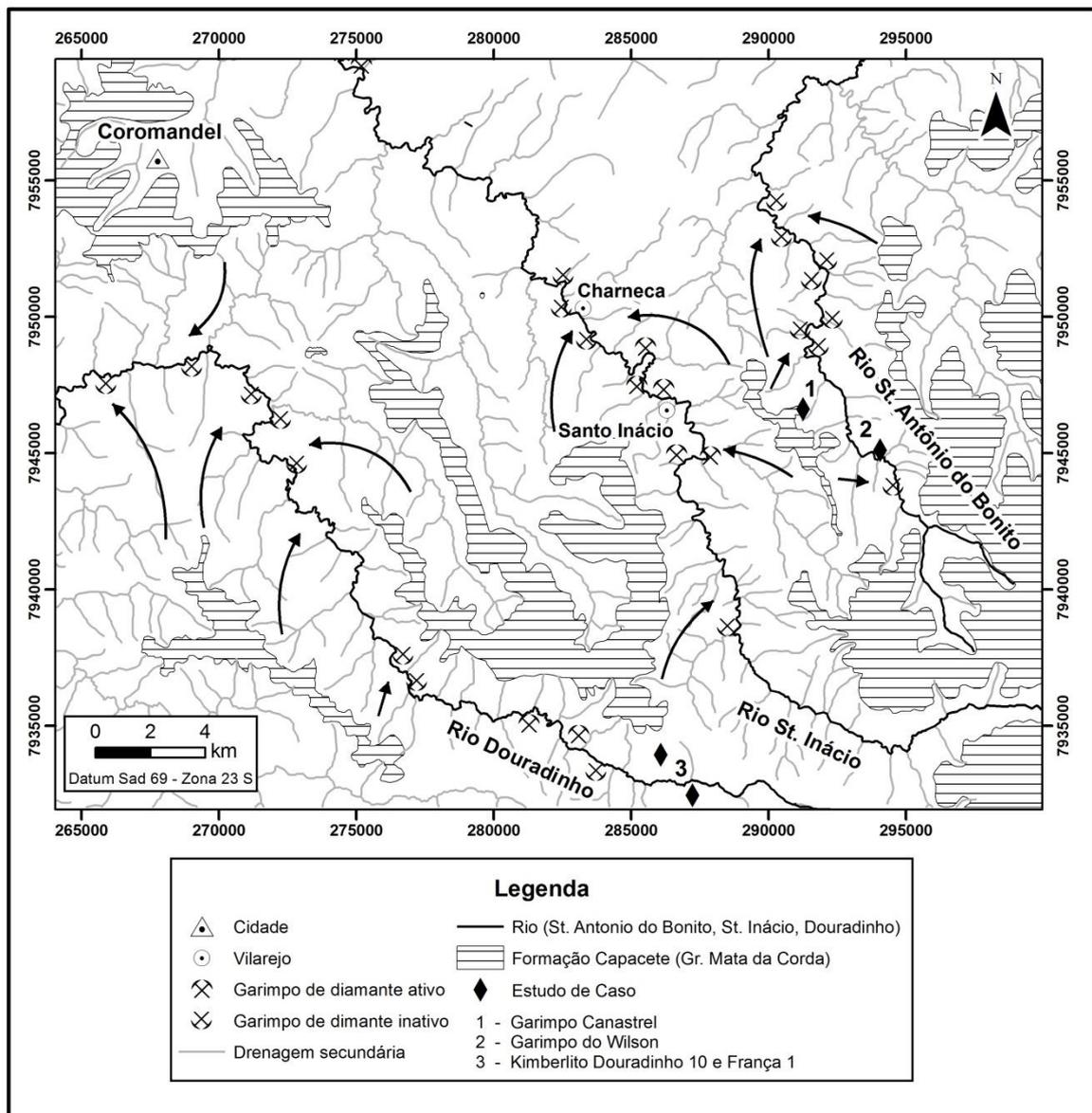


Figura 4.8: : Mapa litológico da ocorrência da Fm. Capacete e sua possível relação com a distribuição de diamantes nos rios da região de Coromandel.

Como a distribuição geográfica da Fm. Capacete é bastante abrangente e também pelo fato destes diamantes estarem distribuídos aleatoriamente nos conglomerados, se mostra inviável a exploração de diamantes a partir destas rochas. Entretanto novos estudos sobre a lito-estratigrafia, principalmente no âmbito da continuidade lateral e espessura verdadeira, assim como amostragens de grande volume do conglomerado pode resultar no futuro, em uma viabilidade de extração de diamantes a partir da exploração destas rochas.

Fica então um grande enigma sobre onde estariam os condutos cretáceos (fontes primárias de diamantes) que ficariam no Arco do Alto Paranaíba, de onde os conglomerados da Fm. Capacete teriam herdado os diamantes e os minerais mantélicos indicadores de kimberlito (granada, ilmenita). Segundo Nixon (1995), a identificação somente de kimberlitos e lamproitos não é suficiente, devido a outras rochas vulcânicas alcalinas estarem envolvidas no evento magmático, como por exemplo complexos carbonatíticos. Considera-se então que as novas linhas de pesquisa devem olhar outras possibilidades de condutos, além de kimberlitos, que poderiam ter disseminado estas gemas na superfície, como o caso da grande intrusão de Serra Negra e Salitre no Arco do Alto Paranaíba, a menos de 60 km a S de Coromandel.

5. Conclusões

5.1. Tectonoestratigrafia

O trabalho de mapeamento lito-estrutural, na escala de 1:50.000, permitiu dividir a área em 5 terrenos tectonoestratigráficos, separados por zonas de cisalhamento que configuram falhas de empurrão, representadas da base para o topo pelas escamas: Santo Antônio do Bonito, Vazante, Chapada dos Pilões, Rio Verde e Araxá. Onde sobre estas unidades tectônicas ocorrem através de uma discordância angular e erosiva rochas cretáceas do Grupo Mata da Corda que por sua vez são encobertas por uma carapaça detrito-laterítica.

A Escama Santo Antônio do Bonito é composta por uma sucessão de camadas de metadiamicrito, metassiltito e quartzito conglomerático que passam gradacionalmente entre si, a qual constitui a Formação Santo Antônio do Bonito do Grupo Vazante. Dentro desta escama ocorre a Falha do Fosfato, marcada por um descontínuo lineamento, de direção NE-SW, composto por silexito e brecha de falha. A Escama Vazante é representada pelas Formações Lagamar e Serra do Garrote do Grupo Vazante, sendo compostas respectivamente por dolomitos e metassiltito. Neste terreno também ocorre uma falha de empurrão interna que possui a mesma direção da Falha do Fosfato, a qual foi denominada de Falha do Zinco. A Escama Chapada dos Pilões foi dividida da base para o topo nas unidades: Psamo-pelítica Inferior, Psamítica e Superior compostas por filitos, xistos e quartzitos que representam a Formação Chapada dos Pilões do Grupo Canastra. A Escama Rio Verde ocorre como um pacote homogêneo de filitos rítmicos, que constituem a Formação Rio Verde do Grupo Ibiá. No topo se tem a Escama Araxá que representa o Grupo Araxá, a qual foi dividida em três unidades estratigráficas, separadas por falhas de empurrão, sendo da base para o topo nas unidades: Metassedimentar, Metaferruginosa e Metaígnea, compostas respectivamente por xistos e filitos; quartzito ferruginoso e filito grafitoso; anfibolitos e granitos sin-colisionais.

A partir do levantamento das colunas, aliado aos dados disponíveis na literatura, pode-se criar um modelo da bacia precursora da Faixa Brasília Meridional na região de Coromandel. Onde as rochas dos grupos Vazante (Fm. Lagamar e Serra do Garrote), Canastra e Araxá teriam se depositado em uma margem passiva durante o meso e neoproterozóico (1.2-0.9 Ga). Posteriormente, devido a um evento glacial (Sturtiano?) em torno de 1.0-0.9 Ga depositaram as rochas da Fm. Santo Antônio do Bonito do Gr. Vazante nesta mesma margem passiva. Por volta de 640 Ma, com o início do estágio colisional (Orógeno Brasileiro) que gerou a Faixa Brasília, se depositou a Fm. Rio Verde do Gr. Ibiá, em uma bacia de ante-país, juntamente com a intrusão dos granitos do Gr. Araxá.

No estágio colisional gerou-se a estruturação das escamas tectônicas que configura o atual arranjo geométrico de tais terrenos estratigráficos. O posicionamento destas unidades estratigráficas na bacia deposicional acarretou em uma consolidação de acervos estruturais distintos, que foram divididos no Domínio Interno, que abrange as escamas Chapada dos Pilões, Rio Verde e Araxá e no Domínio Externo composto pelas escamas Vazante e Santo Antônio do Bonito.

O Domínio Interno possui direção geral da foliação principal N-S e NW-SE e mergulho em torno de 30 a 40° para W, enquanto que o Domínio Externo possui direção preferencialmente para NE-SW e mergulho de 40 a 50° para NW, o que configura uma discordância angular entre tais compartimentos tectônicos. Tais domínios foram interpretados como, respectivamente, uma *nappe* (Nappe Coromandel) com transporte para W e um sistema imbricado de empurrão (Gr. Vazante) com transporte para SE. O Domínio Interno sobrepõe as rochas do Domínio Externo e configura, devido a tal cavalgamento crustal, uma dobra anticlinal do tipo *fault-bend fold*.

5.2. Estudo de Casos

O conglomerado basal da Fm. Capacete do Gr. Mata da Corda é diamantífero. Além dos diamantes também possui minerais indicadores de kimberlitos (granada piropo e ilmenita magnésiana), como xenólitos mantélicos em sua composição. Desta forma o conglomerado basal da Fm. Capacete constitui uma importante rocha fonte de diamantes no distrito diamantífero de Coromandel. Tais minerais indicadores são também encontrados nos kimberlitos Douradinho 10 e França 1 e no aluvião do rio St. Antônio do Bonito, onde em ambos os casos, assim como os conglomerados, possuem uma mesma *trend* composicional, que aponta uma fonte provinda de um mesmo evento magmático.

Tais conglomerados possuem além dos minerais indicadores e diamantes, ampla gama de rochas vulcânicas em sua composição, o que indica serem produtos de leques aluviais derivados dos edifícios vulcânicos que arquearam o Arco do Alto Paranaíba durante o Cretáceo Superior. Estes resultados apontam uma fonte primária para os diamantes provinda do arco, porém tal fonte primária ainda continua sendo um grande mistério. Entretanto, sugere-se aqui que os conglomerados basais da Fm. Capacete são possivelmente as principais rochas fonte distribuidoras de diamante nos depósitos diamantíferos de Coromandel, conforme Barbosa *et al.* (1970) já descrevia.

6. Bibliografia

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Castro Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. *In: J.M.L. Dominguez, A. Misi (Eds). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 45-62.*
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Bol. 241, 36 p.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**(4):349-364.
- Almeida, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relação tectônicas do magmatismo pós-paleozoico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(4):325-349.
- Almeida, F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck R. A. 1981. *Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Sci. Reviews*, **17**:1-21.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B. B. & Carneiro, C. D. R. 2000. *The origin and evolution of the South American Platform. Earth-Sci. Reviews*, **50**:77-111.
- Andrade K.W. 2008. Geologia da Região Diamantífera do Rio Douradinho, ao Sul de Coromandel – MG. Belo Horizonte, Monografia de Graduação, IGC/UFMG, 101p.
- Andrade, K.W. 2012. Química mineral e aspectos geológicos de intrusões kimberlíticas da Província Diamantífera Serra da Canastra (MG): importância na prospecção de intrusões férteis. Dissertação de Mestrado, IGC/UFMG, 153 p.
- Andrade, K.W. & Chaves, M.L.S.C. 2009. Geologia e a redistribuição sedimentar pós-cretácea dos depósitos diamantíferos da região ao sul de Coromandel. *Geonomos*, **17**(1):27-36.
- Andrade, K.W. & Chaves, M.L.S.C. 2011. Geologia e mineralogia do Kimberlito Grota do Cedro (Coromandel, MG). *Geonomos*, **19**:39-45.
- Azmy, K., Kaufman, A. J., Misi, A. & Oliveira, T. F. 2006. *Isotope stratigraphy of the Lapa Formation, São Francisco Basin, Brazil: implications for Late Neoproterozoic glacial events in South America. Precambrian Research*, **149**:231-248.
- Azmy, K., Kendall, B., Creaser, R. A., Heaman, L. & de Oliveira, T. F. 2008. *Global correlation of the Vazante Group São Francisco Basin, Brazil: Re–Os and U–Pb radiometric age constraints. Precambrian Research*, **164**:160-172.
- Bacelar, L.A.P. 1990. Geologia estrutural do Supergrupo São Francisco ao longo da seção regional Coromandel-Três Marias-Conselheiro Mata, MG. Dissertação de Mestrado, DEGEO/EM/ UFOP, 132 p.
- Barbosa, O. 1955. Guia das excursões. 9º Cong. Bras. Geol., São Paulo, Noticiário 3, p. 3-5.
- Barbosa, O. 1965. Série Bambuí. Simpósio das Formações Eo-Paleozóicas do Brasil. *In: SBG, XIX Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, Publicação avulsa, p. 15.*
- Barbosa, O. 1991. Diamante no Brasil. Brasília. CPRM, 136 p.

- Barbosa, O., Braun, O.P.G., Dyer, R.C. & Cunha, C.A.B.M. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Bol. 136, 140 p.
- Bates, R.L. & Jackson, J.A. (Eds.) 1984. *Dictionary of geological terms*. 3rd ed. Amer. Geol. Inst. 571 pp.
- Bouma A.H. (Eds.) 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Boyer, S.E & Elliot, D. 1982. *Thrust systems*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**:1196-1230.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C. & Fuck, R.A. 1999. *From Rondinia to Western Gondwana: an approach to the Brazilian-Pan African Cycle and orogenic collage*. *Episodes*, **22**:155-166.
- Brod, J.A., Leonardos, O.H. & Meneses, P.R. 1991. Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. *In: SBG, An. 3º Simp. Geol. Centro-Oeste*, p. 155-168.
- Brod, J.A., Leonardos, O.H. & Meneses, P.R. 1992. Geoquímica da sequência vulcano-sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo chapada dos Perdizes Triângulo Mineiro, MG. *REM*, **45**(1/2):164-166.
- Campos, J.E.G. & Dardenne, M.A. 1997a. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**(3):269-282.
- Campos, J.E.G. & Dardenne, M.A. 1997b. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**(3):283-294.
- Campos Neto, M.C. 1984a. Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (Região de Vazante-Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geoc.*, **14**(2):81-91.
- Campos Neto, M.C. 1984b. Geometria das fases de dobramentos brasileiros superpostos no oeste de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **14**(1):60-68.
- Carvalho, J.B & Leonardos, O.H. 1998. Diamante no Alto Paranaíba: avaliação baseada em xenólitos mantélicos. *In: SBG, XL Cong. Bras. Geol. Anais*, p. 276.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V. (Eds.) 1987. *Volcanic successions: modern and ancient*. Chapman & Hall, London, 528 pp.
- Cassedane, J.P. 1989. *Diamonds in Brazil*. *The Mineralogical Record*, **20**:325-336.
- Chaves, M.L.S.C., Karfunkel, J., Hoppe, A. & Hoover, D.B. 2001. *Diamonds from the Espinhaço Range (Minas Gerais, Brazil) and their redistribution through the geology record*. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:277-289.
- Chaves, M.L.S.C., Benitez, L., Veiga, B.N. & Moreira, L.A. 2005. Microdiamantes na Bacia do Rio Douradinho (Coromandel, MG): Morfologia primaria e aspectos de dissolução. *In: SBG/MG, IV Simp. Bras. Geol. Diamante, Diamantina, Bol. 14*, p. 39-42.
- Condie K.C. (Eds.) 1989. *Plate Tectonics, Crustal Evolution*. 3 ed. Oxford, Pergamon Press, 476 pp.

- Costa, L. A. M. & Angeiras, A.G. 1971. *Geosynclinal evolution of the epi-Baykalian plataforma of Central Brazil*. *Geol. Rund.*, **60**(3):1024-1050.
- Costa, M.T. & Branco, J.J.R. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. *In: Instituto de Pesquisas Radioativas da Universidade Federal de Minas Gerais, Cong. Bras. Geol. XIV, Belo Horizonte, 15, p. 1-19.*
- Costa, M.T. & Grossi Sad, J.H. 1968. O cretáceo em Minas Gerais. *In: SBG, Cong. Bras. Geol. 22, Belo Horizonte, Resumo de Comunicações.*
- Couto, J.G.P. & Bez, L. 1981. A glaciação Jequitaiá: um guia estratiográfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **11**(1):17-21.
- Dardenne, M. A. 1978a. Zonação tectônica da borda ocidental do Cráton do São Francisco. *In: SBG 30° Cong. Bras. Geol. Recife, v 1, p. 299-308.*
- Dardenne, M. A. 1978b. Geologia da região de Morro Agudo (MG). *In: SBG Bol. Núcleo Centro-Oeste 7-8, 68-94 p.*
- Dardenne, M.A. 1978c. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: SBG 30° Cong. Bras. Geol., Anais, v.2, p. 597-602.*
- Dardenne, M.A. 2000. *The Brasilia fold belt*. *In: U.G. Cordani, E. G. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos (eds.) Tectonic evolution of South America 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 231-263.*
- Dardenne, M. A. 2001. *Lithostratigraphic sedimentary sequence of the Vazante Group*. *In: Misi, A. & Teixeira, J. B. G. (Eds.) Proterozoic Base Metal Deposits of Africa and South America. Proceedings of the 1st Field Workshop IGCP 450, CNPq/UNESCO/IUGS, Belo Horizonte and Paracatu (MG), Brazil, p. 48-50.*
- Dardenne, M. A., Faria, A., Magalhães, L.F. & Soares, L.A. 1978. O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco. *In: SBG/Goiânia, Bol. Inf. 7-8, 85-97 p.*
- Dardenne, M.A., Danni, J.C.M & Fuck, R.A. 1981. Revisão estratiográfica do Grupo Araxá na região de Serra Dourada, GO. *In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, Goiânia, p. 664-678.*
- Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Nogueira, G.M.S. & Souza, J.F.C. 1997. Depósitos de fosfato de Rocinha e Lagamar, Minas Gerais. *In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T. & Coelho, C.E.S. (Eds.) Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM/CPRM, 4C, p. 113-122.*
- Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Souza, J.C.F & Campos, J.E.G. 1998. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. *In: SBG, 40° Cong. Bras. Geol., Belo Horizonte, Anais, p. 26.*
- Davis G.H. & Reynolds S.J. (Eds.) 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons, New York, 776 pp.
- Dias P.H.A. 2011. Estratigrafia e Tectônica da Faixa Brasília na Região de Ibiá, Minas Gerais: Estudo de Proveniência Sedimentar dos grupos Canastra e Ibiá, com base em estudos isotópicos U-Pb e Sm-Nd. Dissertação de Mestrado, IGC/UFMG, 92 p.

- Dias, P.H.A., Noce, C.M., Pedros-Soares, A.C., Seer, H.J., Dussin, I.A., Valeriano, C.M. & Kuchenbecker, M. 2011. O Grupo Ibiá (Faixa Brasília Meridional): evidências isotópicas Sm-Nd e U-Pb de bacia colisional tipo flysch. *Geonomos*, **19**(2):90-99.
- Esperança, S., Murray, D.C., Lambert, D.D. & Svisero, D.P. 1995. *The major trace element geochemistry of garnets from Vargem 1 Kimberlite Pipe, Minas Gerais State, Brazil*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**:293-306.
- Ferrari, P.G. 1989a. Grupo Araxá – associações litológicas e metamorfismo na região do Triângulo Mineiro. *In: SBG, 5º Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, Anais*, p. 253-256.
- Ferrari, P.G. 1989b. A Formação Ibiá e sua pertinência ao Grupo Araxá. *In: SBG, 5º Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, Anais*, p. 257-261.
- Fisher, R.V. 1961. *Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks*. *Geological Society of America Bulletin*, **72**:1409-1414.
- Fonseca, M.A. 1996. Estilos estruturais e arcabouço tectônico do segmento setentrional da Faixa Brasília. Tese de Doutorado, IG/UnB, 172 p.
- Freitas-Silva, F.H. 1991. Enquadramento litoestratigráfico e estrutural do depósito de Morro do Ouro, Paracatu-MG. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 151 p.
- Freitas-Silva, F.H. & Dardenne, M.A. 1992. Evolução estrutural das formações Paracatu e Vazante na região de Paracatu, MG. *REM*, **45**(1/2), 91-93.
- Freitas-Silva, F.H. & Dardenne, M.A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. *In: SBG, 4º Simp. Geol. Centro-Oeste, Anais*, p. 161-163.
- Fuck, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A. and Pedrosa-Soares, A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton de São Francisco: síntese dos conhecimentos. *In: O Cráton do São Francisco*. Dominguez, J.M.L. and Misi, A., (Eds). SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 165-181.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M. & Silva, D.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. *In: SBG, 38º Cong. Bras. Geol., Anais*, 1, p. 215-216.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H. & Mitchell, J.G. 1995. *The late Cretaceous impact of Trindade Mantle Plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil*. *Journal Geology*, **36**(10):189-229.
- Gonzaga, G.M. 2001. Glaciação Samburá (Neoproterozóico-Vediano?) como possível transportador de diamantes no Estado de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**(4):597-604.
- Gonzaga, G.M. 2005. Glaciações do Neoproterozóico e reciclagem de diamantes, carbonatos e safiras em Minas Gerais. *In: SBG/MG, IV Simp. Bras. Geol. Diamante, Diamantina, Bol. 14*, p. 69-72.
- Gonzaga, G.M. & Tompkins L.A. 1991. Geologia do Diamante. *In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T. & Coelho, C.E.S. (Eds.). Principais depósitos minerais do Brasil. DNPM-CPRM, IVa*, 53-116 p.

- Gonzaga, G.M., Teixeira, N.A. & Gaspar, J.C. 1994. *The origin of Diamonds in Western Minas Gerais, Brazil. Mineralium Deposita*, **29**:414-421.
- Grossi Sad, J.H., Cardoso, R.N., Costa, M.T. 1971. Formações cretáceas em Minas Gerais: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, **1**:2-13.
- Guimarães, D. 1933. A provincial magmática do Brasil Meridional: Brasil. Serv. Geol. Miner. Bol. 64, 70 p.
- Grütter, H.S., Gyrney, J.J., Menzies, A.H. & Winter, F. 2004. *An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. Lithos*, **77**:841-857.
- Gurney, J.J. 1984. *A correlation between garnets and Diamonds in kimberlites. In: Green, D.H., O'Reilly, S.Y., Danchin, R.V. & Janse, A.J.A. (Eds.) Kimberlites and related rocks. Proceedings of fourth international kimberlite conference. Geology Society of Australia, Sidney, p. 935-965.*
- Hasui, Y. 1968. A Formação Uberaba. *In: SBG, Cong. Bras, Geol.*, **27**, Belo Horizonte, p. 167-179.
- Hasui, Y & Cordani, U.G. 1968. Idades K/Ar de rochas eruptivas mesozoicas do oeste mineiro e sul de Goiás. *In: Cong. Bras. Geol.*, **22**, Belo Horizonte, Anais, p. 139-143.
- Hasui, Y. & Haralyi, N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, **10**:57-77.
- Heineck, C.A., Vieira, V.S., Drumond, J.B.V., Leite, C.A.L., Lacerda Filho, J.V, Valente, C.R., Souza, J.P., Lopes, R.C., Malouf, R.F., Oliveira, I.W.B., Oliveira, C.C., Sachs, L.L.B., Paes, V.J.C., Junqueira, P.A. 2004. Folha SE.23-Belo Horizonte. *In: Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J.H.; Santos, J.O.S.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; Matos, G.M.M.; Vidotti, R.M.; Ramos, M.A.B.; Jesus, J.D.A. de. (Eds.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Programa de Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.*
- Hettich, M. & Karfunkel, J. 1978. Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. *REM*, **34**:5-8.
- Hoover, D.B. & Karfunkel, J. 2009. *Large Brazilian diamonds. Australian Gemmol.*, **23**:434-440.
- Howell, D.G. (Eds.) 1993. *Tectonics of suspect terranes-mountain building and continental growth. Topics in the earth sciences 3.* Chapman & Hall. London, 231 pp.
- Hussak, E. 1906. *Über die diamantlager in Wesrten des Staates Minas Gerais und der angranzenden Staates São Paulo un Goyaz, Brasilien. Zeits. f. prakt. Geol. Jg.* **14**:318-333
- Karfunkel, J. & Hoppe, A. 1988. *Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **65**:1-21.
- Karfunkel, J. & Chaves, M.L.S.C. 1995. Conglomerados cretácicos da Serra do Cabral, Minas Gerais: um modelo para a distribuição colúvio-aluvionar dos diamantes do médio São Francisco. *Geociências*, **14**:59-72.
- Karfunkel, J., Chaves, M.L.S.C., Svisero, D.P. & Meyer, H.O.A. 1994. *Diamonds from Minas Gerais, Brazil: an update on sources, origin and production. Internat. Geol. Rev.*, **36**:1019-1032.

- Karfunkel, J., Martins, M.S., Scholz, R. & McCandless, T.E. 2001. *Diamonds from the Macaúbas River Basin: Characteristics and possible source*. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:63-78.
- Karfunkel, J., Hoover, D.B., Sgarbi, G.N.C., Fernandes, A.F. & Kambrock, K. 2013 (em preparação). *Diamonds from West Minas Gerais state, Brazil: an update on surface sources and origin*.
- Ladeira, E. A., Braun, O.P.G., Cardoso, R.N. & Hasui, Y. 1971. O cretáceo em Minas Gerais. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 25, São Paulo, Anais, p. 15-31.
- Leonardos, O.H., Ulbrich, M.N. & Gaspar, J.C. 1991. *The Mata da Corda Volcanic Rocks*. *In*: CPRM, Internacional Kimberlite Conference, 5, Araxá, Field Guide Book, p. 655-673 (Special Publ. 3/91).
- Leonardos, O.H., Thompson, R.N., Fleicher, R., Gibson, S.A, Svisero, D.P. & Weska, R.H. 1996. Comments on the paper by G.M. Gonzaga et al. *The origin of diamonds in western Minas Gerais, Brazil*. *Mineralium Deposita*, **31**(4-6):343-344.
- Liccardo, A. & Svisero, D. 2005. Os grandes diamantes da região de Coromandel (MG) e seu significado geológico. *In*: SBG/MG, IV Simp. Bras. Geol. Diamante, Diamantina, Bol. 14, p. 93-96.
- Madalosso, A. & Valle, C.R.O. 1978. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí na região de Paracatu-Morro Agudo (MG). *In*: SBG, Cong. Bras. Geol. 30, Recife. Anais, v.2, p. 622-634.
- Mantovani, M.S.M. & Brito Neves, B.B. 2005. *The Paranapanema lithospheric block: its importance for proterozoic (Rodinia, Gondwana) supercontinente theories*. *Gondwana Research*, **103**:147-173.
- Marini, O. J., Fuck, R.A., Danni, J.C.M. & Dardenne, M. A. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. *In*: SBG, Simp. Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, SME-CBPM/SBG/NBA-SE, p. 100-115.
- Marini, O. J., Fuck, R.A., Danni, J.C.M., Dardenne, M. A., Loguércio, S.O. & Ramalho, R. 1984a. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu, Paraguai-Araguaia e Maciço Mediano de Goiás. *In*: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G. R. & Asmus, H. E. (Eds.) *Geologia do Brasil, Brasília*. DGM/DNPM. p. 251-303.
- Marini, O.J., Fuck, R.A. , Dardenne, M.A., & Danni, J.C.M. 1984b. Província Tocantins, setores central e sudeste. *In*: Almeida, F.F.M & Hasui, Y. (Eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Edgard Blucler. p. 205-264.
- McCandless, T.E. 1990. *Kimberlite xenocryst wear in high-energy fluvial systems: experimental studies*. *Journal of Geochemical Exploration*, **37**:323-331.
- Meyer, H.O.A., Waring, M. & Posey, E.F. 1994. *Diamond deposits of Santo Inácio River and de Vargem intrusions, near Coromandel, Minas Gerais*. *In*: Meyer, H.O.A. & Leonardos, O.H. (Eds.) *Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference 2, Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration*. Field Guide Book, Ed. DNPM, Brasília, Chapter 7.
- Misi, A., Kaufman, A.J, Azmy, K., Dardenne, M.A., Sial, A.N. & Oliveira, T.F. 2011. *Neoproterozoic successions of the São Francisco Craton, Brazil: the Bambuí, Una, Vazante and Vaza Barris/Miaba groups and their glaciogenic deposits*. *In*: Arnaud, E., Halverson, G. P. & Shields-

- Zhou, G. (Eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs, 36, p. 509-522.
- Mitchell, R.H. 1995. *Kimberlites, orangeites and related rocks*. Plenum Press, New York, 409 pp.
- Nixon, P.H. 1990. *The morphology and nature primary diamondiferous occurrences*. Journal of Geochemical Exploration, **53**:41-71.
- Nogueira, G.S.M. 1993. Enquadramento litoestratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG Formação Vazante. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 165 p.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. (Eds.). 1996. *Microtectonics*. Berlim, Springer-Verlag, 289 pp.
- Pausen, S., Bosum, W., Hagens, D., Lacerda, G.M. & Lima, G.E.S. 1974. Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico Pratinha-Argenita-Tapira-Serra da Canastra, MG. DNPM/CPRM/BFB, 56 p.
- Pedrosa-Soares, A.C., Dardenne, M.A. Hasui, Y., Castro, F.D.C. & Carvalho, M.V.A. 1994. Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, COMIG.
- Pereira, L.F. 1992. Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na Região de Coromandel, MG. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 73 p.
- Pereira, L.F., Dardenne, M.A., Rosière, C.A. & Pedrosa-Soares, A.C. 1994. Evolução Geológica dos Grupos Canastra e Ibiá na Região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. Geonomos, **2**(1):22-32.
- Pereira, R.S. 2001. Técnicas Exploratórias na prospecção de Kimberlitos - Estudo de caso. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**(4):405-416.
- Pereira, R. S. 2007. Cráton do São Francisco, Kimberlitos e Diamantes. Tese de Doutorado, IG/UnB, Brasília, 200 p.
- Pereira, R.S. & Fuck, R.A. 2005. *Archean nuclei and distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco Craton, Brazil*. *Rev. Bras. Geoc.*, **35**(3):93-104.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (Eds.) 1972. *Sand and Sandstone*. USA, 618 pp.
- Pimentel, M.M. & Fuck, R.A. 1992. *Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil*. *Geology*, **20**(4):375-379.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., & Botelho, N.F. 1999. *Granites and geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review*. *Lithos*, **46**:463-483.
- Pimentel, M.M, Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F & Araújo, S.M. 2000. *The basement of the Brasília fold belt and the Goiás Magmatic Arc*. In: U.G. Cordani, E. G. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos (eds.) *Tectonic evolution of South America 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 195-229.
- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., DellaGiustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M. & Armstrong, R. 2011. *The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, base on SHRIMP*

- and LA-ICPMS UePb sedimentary provenance data: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**:345-357.
- Pinho, J.M.M. 1990. Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 115 p.
- Pinho, J.M.M. & Dardenne, M.A. 1993. Deformação no Grupo Canastra na região de Coromandel, MG. *In: SBG, 4° Simp. Nac. Est. Tect.*, Belo Horizonte, Bol. 12, p. 288-291.
- Pinho, J.M.M., Dardenne, M.A., Souza, J.C.F. & Rosière, C.A. 1993b. Caracterização da Nappe do Grupo Canastra na região da Serra da Paciência, Oeste de Minas Gerais. *In: SBG, 4° Simp. Nac. Est. Tect.*, Belo Horizonte, Bol.12, p. 277-280.
- Ramsay, J.G. (Eds.) 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill Book Company, New York, 568 pp.
- Ramsay, J.G. & Huber, M. (Eds.) 1987. *The techniques of modern structural geology*. Vol. 2: *Folds and Fractures*. Academic Press. London, 300-700 pp.
- Rimman, E. 1917. Kimberlita do Brasil. *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto*, **15**:27-32.
- Reis, E. 1959. Os grandes diamantes brasileiros. DNPM/DGM, Bol. 191. 65 p.
- Rodrigues, J.B. 2008. Proveniência sedimentar dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí - Um Estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado, IG/UnB, 128 p.
- Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Armstrong R.A. 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá groups (Brasília belt, Brazil): implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:512-521.
- Rostirrola, S.P., Mancini, F., Reis Neto, J.M., Figueira, G. & Araújo, E.C. 2002. Análise estrutural da mina de Vazante e adjacências: Geometria, cinemática e implicações para hidrogeologia. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**(1):59-68.
- Sanches, A.L., Misi, A., Kaufman, A.J. & Azmy, K. 2007. As sucessões carbonáticas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese. *Rev. Bras. Geoc.*, **37**(4 - suplemento):182-194.
- Schmid, R. 1981. *Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. *Geology*, **9**:41-43.
- Schmidt, W. & Fleischer, R. 1978. Estilo estrutural do Precambriano no Sudeste de Minas Gerais. *In: SBG, XXX Cong. Bras. Geol. Recife, Anais*, v.1, p. 431-434.
- Schobbenhaus, C., Campos D.A., Derze G.R. & Asmus H.E. 1984. Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília, DNPM, 501 p.
- Seer H.J. 1999. Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Minas Gerais. Tese Doutorado, IG/UnB, 267 p.

- Seer, H.J. & Dardenne, M.A. 2000. *Tectostratigraphic Terrane Analysis on Neoproterozoic Times: The Case Study of Araxá Sinform, Minas Gerais State, Brazil: Implications to The Final Collage of The Gondwanaland*. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):78-81.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G.R & Dardenne M.A. 2001. Grupo Araxá em sua área tipo, um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:385-396.
- Seer, H.J., Brod., J.A., Valeriano, C.M. & Fuck, R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá registro de um evento magmático durante colisão neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *Rev. Bras. Geoc.*, **35**:33-42.
- Sengor, A.M.C. & Natal'in, B.A. 2001. *Rifts of the world*. In: Ernst, R.E., and Buchan, K.L. (eds.) *Mantle Plumes: Their Identification Through Time: Boulder*. Colorado, Geological Society of America, Special Paper 352, p. 389–482.
- Sgarbi, G.N.C. 1989. Geologia da Formação Areado Cretáceo Medio a Inferior da Bacia do São Francisco, oeste do Estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IGC/UFRJ, 324 p.
- Sgarbi, G.N.C. 1998. Sedimentologia e Paleogeografia do Mesozoico no Oeste Mineiro. Tese de Doutorado, IG/UnB, 142 p.
- Sgarbi, G.N.C.; Sgarbi, P.B.A. & Brito, W. 1998. Conglomerados cretáceos e suas relações com o vulcanismo alcalino no oeste mineiro. In: SBG, XL Cong. Bras. Geol. Anais, p. 97.
- Sgarbi, G.N.C., Sgarbi P.B.A., Campos, J.E.G., Dardenne, MA. & Penha U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: O registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto, C.P. & Martins-Neto, M.A. (Eds.) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais, SBG/MG, p. 93-138.
- Sgarbi, P.B.A. 1991. Petrografia e Geoquímica das Rochas do Grupo Mata da Corda na Região de Carmo do Paranaíba, MG. Dissertação de Mestrado, UFRJ, 214 p.
- Sgarbi, P.B.A., Gaspari, J.C., & Valença, J.G. 2000. *Brazilian kamafugites*. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(3):417-420.
- Sgarbi, P.B.A, Heaman, L.M. & Gaspar, J.C. 2004. *U–Pb perovskite ages for brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track*. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:715-724.
- Silva, C.H. 2003. Evolução Geológica da Faixa Brasília na Região de Tapira, Sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, USP-Rio Claro.
- Simões, L.S.A. 1995. Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, IGC-USP, 149 p.
- Simões, L.S.A. & Valeriano, C.M. 1990. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectonoestratigráfica. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 36, Natal-RN. Anais, v.6, p. 2564-2575.
- Simões L.S. A. & Navarro G. 1996. Estruturação da Faixa Brasília na região de Araxá, MG. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, Anais, p. 92-95.

- Simões, L.S.A., Valeriano, C.M., Morales, N., Zanardo, A.; Moraes, R. & Gomi, C.Y. 1988. Zonação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra na região de São Sebastião do Paraíso-Alpinópolis, MG. *In: SBG, Cong. Bras. Geol. 35, Belém. Anais, v.3, p. 1203-1215.*
- Souza, J.C.F. 1997. Litoestratigrafia e sedimentologia da Formação Vazante na região de Coromandel, MG. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 75 p.
- Strieder, A.J. & Nilson, A.A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geoc., 22(2):204-215.*
- Strieder, A.J. 1993. Tectônica colisional no Brasil Central: evolução e implicações no padrão estrutural. *In: SBG, 4º Simp. Nac. Est. Tect. Belo Horizonte, p. 297-301.*
- Suguió, K., Svisero, D.P. & Filho, W.F. 1979. Conglomerados polimiticos diamantíferos de idade cretácea de Romaria, MG: um exemplo de sedimentação de leques aluviais. *In: II Simp. Reg. Geol. (Rio Claro/SP), Anais 1, p. 217-229.*
- Suguió, K. (Eds.) 2003. *Geologia Sedimentar*. Edgard Blucher, São Paulo, 400 pp.
- Suppe, J. 1983. *Geometry and kinematics of fault-bend folding*. *American Journal of Science, 283:684-721.*
- Svisero, D.P., Meyer, H.O.A. & Tsai, H.M 1977. *Kimberlite minerals from Vargem Grande (MG) and Redondão (PI) diatremes, Brazil, and garnet-lherzolite xenolith from Redondão diatreme*. *Rev. Bras. Geoc., 7:1-12.*
- Svisero, D.P., Meyer, H.O.A., Haralyi, N.L.E. & Hasui, Y. 1984. *A note the geology of some brazilian kimberlites*. *J. Geol., 92(3):331-338.*
- Svisero, D.P., Haralyi, N.L.E. & Cretelli, C.A. 1986. Geologia dos kimberlitos Vargem 1 e Vargem 2, Coromandel, Minas Gerais. *In: SBG, Cong. Bras. Geol. 34, Anais, v.4, p. 1671-1685.*
- Svisero, D.P. 1992. Origem do diamante no Brasil: Uma análise à luz dos conhecimentos atuais. *In: SBG, XXXVII Cong. Bras. Geol. p. 117-119.*
- Svisero, D.P. & Basei, M.A.S. 2005. Novas evidências de uma origem proximal para o diamante da região de Coromandel, Minas Gerais. *In: SBG/MG, IV Simp. Bras. Geol. Diamante, Diamantina, Bol. 14, p. 166-168.*
- Svisero, D.P., Ulbrich, M.N.C. & Vlach, S.R.F. 2005. Composição, origem e significado de minerais resistatos de intrusões kimberlíticas da região de Coromandel, Minas Gerais. *In: SBG/MG, IV Simp. Bras. Geol. Diamante, Diamantina, Bol. 14, p. 169-172.*
- Teixeira, N.A. & Danni J.C.M. 1978. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife. Anais, v.2, p. 700-711.*
- Tompkins, L.A. & Gonzaga, G.M. 1989. *Diamonds in Brazil and proposed model for the origin and distribitio of diamonds in Coromandel region, Minas Gerais, Brazil*. *Economy Geology, 84:591-602.*
- Trompette R.R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam.

- Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P. & Heilbron, M. 1984. Os grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como continuação dos grupos Araxá e Canastra. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 33. Rio de Janeiro (RJ). Anais, v.7, p. 3227-3240.
- Turner F.J. & Weiss L.E. (Eds.) 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill, New York, 545 pp.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Trompette R.R., Dupont H.S.J.B., Egydio-Silva M., Cukrov N., Lima O.N.B. 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (Eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, p. 539-553.
- Unrug, R. 1996. *The assembly of Gondwanaland. Episodes*, **19**(1/2):11-20.
- Valeriano, C.M. 1992. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG-USP, 192 p.
- Valeriano, C.M. & Simões, L.S.A. 1997. *Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasilia belt*. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**:99-110.
- Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Simões, L.S.A., Duarte, B.P. & Heilbron, M. 1995. Evolução estrutural do domínio externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-brasiliana. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**(4):221-234.
- Valeriano C.M., Simões L.S.A., Teixeira, W. & Heilbron, M. 2000. *Southern Brasilia belt (SEBrazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny*. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):195-199.
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J. & Simões, L.S.A. 2004a. *U-Pb geochronology of the southern Brasilia belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana*. *Precambrian Research*, **130** (1-4):27-55.
- Valeriano, C.M., Dardenne M.A., Fonseca, M.A., Simões, L.S.A. & Seer, H.J. 2004b. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. *In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves B.B. (Eds.) Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 575-592.
- Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H. & Trouw, R.A.J. 2008. *Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana*. *In: Pankhurt, R.J., Trouw, R.A., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (Eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications; v.294, p. 197-210.
- Wyatt, B.A., Baumgartner, M., Anckar, E. & Grütter, H. 2004. *Compositional classification of ‘kimberlitic’ and ‘non-kimberlitic’ ilmenite*. *Lithos*, **77**:819-840.

Anexo 1 - Mapa Geológico

Anexo 2 - Perfis Geológicos

Anexo 3 - Mapa de Ponto

Anexo 4 - Tabela de Ponto