

A sequência orosiriana-estateriana e geometria transpressiva na região de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais

The orosirian-statherian sequence and transpressive geometry in Santa Maria de Itabira, Minas Gerais

Ricardo Pagung de Carvalho¹, Carlos Alberto Rosière², Vassily Khoury Rolim¹, Cristiano de Carvalho Lana³, João Orestes Schneider Santos⁴

¹Programa de Pós-graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Avenida Antonio Carlos 6.621, Campus Pampulha, CEP 31210-901, Belo Horizonte, MG, BR (ripagung@gmail.com; vassily.rolim@gmail.com)

²Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Belo Horizonte, MG, BR (crosiere@gmail.com)

³Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Campus Morro do Cruzeiro, Ouro Preto, MG, BR (cristianodeclana@gmail.com)

⁴Centre for Exploration Targeting, University of Western Australia, Perth, AU (orestes.santos@bigpond.com)

Recebido em 19 de agosto de 2013; aceito em 10 de abril 2014

Resumo

As rochas metassedimentares, aflorantes no entorno da cidade de Santa Maria de Itabira (MG), compreendem quartzitos orosirianos, informalmente denominados de Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca, além da sequência estateriana portadora de formação ferrífera bandada típica da Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional. Esse conjunto constitui um bloco alóctone delimitado por zonas de cisalhamento, entre fatias de rochas granito-gnáissicas arqueanas do Complexo Dona Rita e do Granito da Suíte Borrachudos, com idade de 1729 ± 12 Ma. Rochas intrusivas da Suíte neoproterozoica Pedro Lessa e diques de diabásio mesozoicos cortam todo o conjunto. Em todas as unidades foram reconhecidas três famílias de dobras geradas durante a edificação do Orógeno Aracuaí: D1, D2 e D3, que, em conjunto com as zonas de cisalhamento observadas na área, permitiram um esboço de um modelo da evolução tectônica da região, compreendendo três fases, F1, F2 e F2'. A sequência evolutiva aliada ao arcabouço cinemático e geométrico da região leva à interpretação de que a região está inserida num sistema regional transpressivo. O esforço tectônico principal do cinturão de dobramento é transferido na forma de falhas transcorrentes de direção oblíqua à tensão principal.

Palavras-chave: Espinhaço meridional; Evolução tectônica; Transpressão.

Abstract

The metasedimentary rocks cropping out in the surroundings of the township of Santa Maria de Itabira (MG), comprise Orosirian quartzites herein informally named Pedra Branca Quartzite and the Statherian banded iron formation bearing sequences at the eastern border of the southern Espinhaço Range. They define an allochthonous shear-zone-bound inlier block, between slices of Archean granite-gneissic rocks of Dona Rita Complex, intruded by the 1729 ± 12 Ma old Borrachudos Granite, Neoproterozoic Mafic Rocks (Pedro Lessa Suite) and mesozoic diabase dikes. The structure of the inlier is controlled by three families of folds D1, D2 and D3 nucleated in three deformational phases F1, F2 and F2' associated to the oblique shear zones development in a transpressive environment during one of the Brazilian Orogenies.

Keywords: Southern Espinhaço; Tectonic evolution; Transpression.

INTRODUÇÃO

A ocorrência de formações ferríferas bandadas aflorantes na Serra do Morro Escuro, divisor geográfico administrativo entre os municípios de Santa Maria de Itabira e Passabém, no Estado de Minas Gerais, vem sendo estudada por intermédio de iniciativas privadas e públicas, impulsionando o entendimento de uma região que é palco de diversas controvérsias, principalmente de cunho estratigráfico e estrutural.

A área investigada encontra-se no domínio oeste da Faixa de Dobramento Araçuaí, entre três sequências metasedimentares portadoras de depósitos/jazidas de minério de ferro (Figura 1): a nordeste o Grupo/Complexo Guanhães (formado entre 2867 e 2711 Ma – Grossi-Sad et al., 1990; Noce et al., 2007), a sudoeste o Supergrupo Minas (2420 ± 19 Ma – Babinski et al., 1995) e a noroeste o Grupo Serra da Serpentina, Borda Leste do Espinhaço Meridional (idade máxima de deposição 1700 Ma – Rolim e Rosière, 2011). A sequência aflorante na região da Serra do Morro Escuro já foi, em trabalhos anteriores (Pedrosa-Soares et al., 1994; Grossi-Sad et al., 1997; Almeida-Abreu e Renger, 2002), posicionada estratigraficamente como pertencente a todas essas sequências.

Com a finalidade de contribuir para o entendimento da geologia da região, por meio de trabalhos de campo e análise de grande número de testemunhos de sondagem, obtidos durante os trabalhos de prospecção e pesquisa desenvolvidos pelas empresas Terrativa Minerai S.A. e Manabi Holding S.A., foi possível:

- Posicionar estratigraficamente as rochas metasedimentares aflorantes na região estudada, a partir do levantamento do empilhamento litoestratigráfico encontrado e da análise geocronológica, em complemento aos trabalhos já desenvolvidos por Silveira Braga (2012);
- Investigar, em detalhe, o arcabouço estrutural local, caracterizado regionalmente por alinhamentos estruturais de direção NE-SW, com dobras indicando vergência para sudeste contrastante com a estruturação regional, definida por falhas de empurrão de direção N-S com vergência para oeste.

METODOLOGIA

Análise isotópica U-Pb

Análises isotópicas U-Pb foram realizadas em zircões detriticos provenientes de quartzito grosso aflorante na Serra da Pedra Branca (UTM 703074E/7847084N). As razões isotópicas foram obtidas em NEW WAVE 213 *Laser Ablation System* (LA) acoplado a um Agilent 7700 ICPMS, do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). A técnica aplicada é a mesma desenvolvida por Lana et al. (2011), Romano et al. (2013) e Buick et al. (2011).

O instrumento foi calibrado para maior detecção alternada das massas 204, 206, 207, 232 e 238, usando *dwell times* 10, 15, 40, 10 e 15 (ms), respectivamente. Os níveis de reprodutibilidade e precisão foram constantemente testados utilizando-se padrões internacionais, como o 609 Ma Gemoc (Jackson et al., 2004) e o 337 Ma Plesovice (Sláma et al., 2008). Tanto os padrões como as amostras de zircão foram perfurados sob as mesmas condições de energia e frequência do *laser*. O *spot size* adotado foi de 30 μm .

Efeitos de *Mass Bias* instrumental e fracionamento por ablação foram externamente corrigidos usando padrões minerais compatíveis com as matrizes dos minerais amostrados. A correção e a conversão dos dados para razões Pb/Pb e U/Pb Th/Pb foram feitas por meio do programa GLITTER.

Como preparação para as análises LA-ICPMS, foi feito intenso uso de fotomicrografia sob luz transmitida e refletida com imageamento por catodoluminescência (CL), utilizando microsonda eletrônica de varredura (MEV) para detalhar complexidades no crescimento de cristais de zircão e determinar as melhores áreas para análises *in situ*. Toda a preparação de amostras foi efetuada no Departamento de Geologia (DEGEO) e as imagens de CL foram realizadas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGUSP).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Borda Leste da Serra do Espinhaço meridional é uma faixa geográfica de orientação norte-sul, com cerca de 30 km de largura e 150 km de comprimento, balizada a norte pela cidade de Serra Azul de Minas e a sul por Santa Maria do Itabira, no centro-leste do Estado de Minas Gerais.

Nessa região afloram rochas da base do Supergrupo Espinhaço, as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (Pflug, 1968), além de duas sequências metasedimentares características e exclusivas da região: o Grupo Serra da Serpentina de Dossin (1985) e a Formação Itapanhoacanga, de Almeida-Abreu et al. (1989). Rolim e Rosière (2011) englobam todas as sequências exclusivas da região no Grupo Serra da Serpentina.

Pflug, na década de 1960 (Pflug, 1965, 1968), propôs a existência de uma transição faciológica tanto vertical como lateral entre os conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho do Supergrupo Espinhaço e as formações ferríferas bandadas aflorantes na Serra da Serpentina, que seriam correlatas às formações ferríferas bandadas da Formação Cauê, do Supergrupo Minas (Dorr, 1969). Essa transição seria corroborada principalmente pelos conglomerados ricos em seixos de formações ferríferas, aflorantes no distrito de Itapanhoacanga, localizado 15 km ao norte da cidade de Conceição do Mato Dentro. Aspectos históricos sobre o assunto podem ser encontrados em Assis (1982), Assis e Marini (1983), Dossin (1985) e

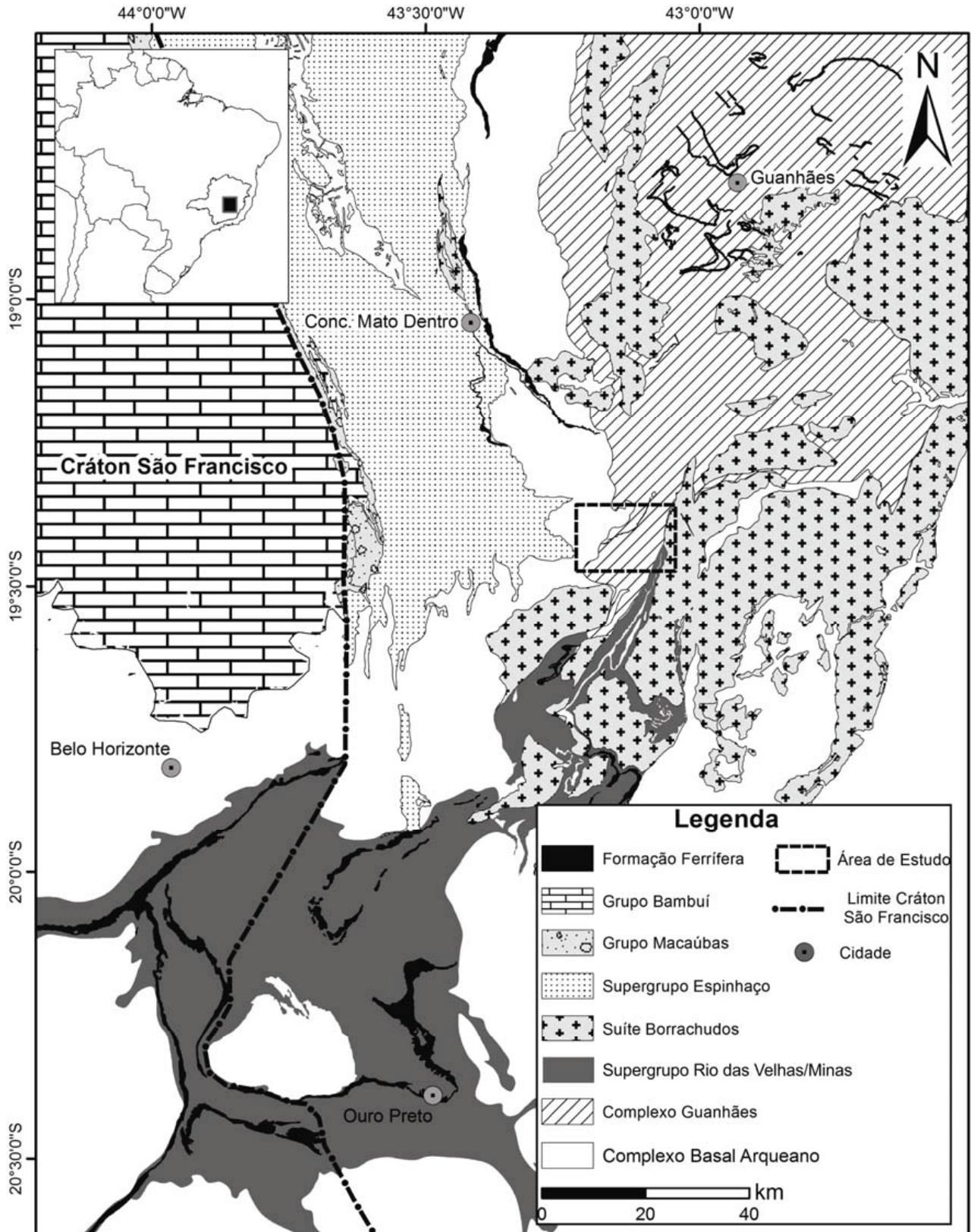


Figura 1. Contexto geológico regional e localização da área estudada (baseado em Pedrosa-Soares et al., 1994; Grossi-Sad et al., 1997).

Knauer (1990). A hipótese de correlação entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo Minas se mostrou, entretanto, inexata. As datações realizadas em metariolitos da Suíte Metaígneia Conceição do Mato Dentro (Brito Neves et al., 1979; Machado et al., 1989; Dossin, 1994) — considerados como base do Supergrupo Espinhaço — e, posteriormente, as datações em zircões detríticos dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço (Chaves et al., 2000; Chemale Jr. et al., 2012) mostraram que este conjunto é bem mais novo que o Supergrupo Minas, embora o correto posicionamento estratigráfico do Grupo Serra da Serpentina e a sua relação com os itabiritos do Supergrupo Minas ainda não tenham ficado esclarecidos.

Estruturalmente, a região de estudo encontra-se inserida no Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, mais especificamente entre os compartimentos tectônicos do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional e a Zona de Cisalhamento de Dom Silvério (Alkmim et al., 2006). No primeiro compartimento, amplamente estudado, predominam estruturas de direção geral N-S, com mergulho para leste, onde indicadores cinemáticos conferem transporte tectônico de leste em direção a oeste (Knauer, 2007). O segundo compartimento possui traço N-S nos seus setores sul e central, infletindo para NNE-SSW a norte. É caracterizado por uma zona transcorrente sinistral assinalada por uma foliação milonítica em associação com uma lineação mineral de orientação N-S, indicando transporte para norte (Alkmim et al., 2006).

LITOESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DA SERRA DO MORRO ESCURO

O empilhamento litoestratigráfico do conjunto de rochas aflorantes na região da serra do Morro Escuro foi definido com base em mapeamento geológico em escala de semidetalle a detalhe (Figuras 2 e 3), além da análise de furos de sonda oriundos da pesquisa mineral executada na região. Foram reconhecidos 13 litotipos, discriminados aqui da base para o topo: os gnaisses e migmatitos do Complexo Dona Rita, uma sequência quartzítica de difícil posicionamento estratigráfico que aflora ao longo da Serra da Pedra Branca, 8 litotipos cujas características correlacionam-se ao pacote metassedimentar aflorante na região da Borda Leste do Espinhaço Meridional de Renger e Knauer (1995), além de 3 conjuntos de rochas intrusivas representadas por granito da Suíte Borrachudos, ortoanfíbólico xistificado da Suíte Pedro Lessa e diques de diabásio isotrópico. A coluna litoestratigráfica levantada é representada na Figura 4.

Complexo Dona Rita

O Complexo Dona Rita é constituído por rochas granito-gnáissicas e migmatitos de idades em torno de 2867

e 2711 Ma (Noce et al., 2007). Esse Complexo evoluiu a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos durante o Paleoproterozoico (colagem Transamazônica), que se estendeu, aproximadamente, entre 2,2 a 2,0 Ga (Noce et al., 2007). As rochas do Complexo Dona Rita possuem grande exposição na área mapeada, aflorando desde a parte central ao extremo oeste, principalmente as margens do Rio Tanque, onde são encontradas as melhores exposições.

O litotipo dominante do complexo é um gnaisse cinza claro apresentando bandamento composicional milimétrico a centimétrico, resultante da alternância entre lâminas e níveis leucocráticos de composição quartzo-feldspática (majoritariamente plagioclásio, porém feldspato potássico pode ocorrer em pequenas proporções) e bandas compostas de minerais máficos, principalmente biotita. Os minerais acessórios são representados por clorita, apatita, allanita, fluorita, zircão, além de uma série de óxidos e sulfetos disseminados. A textura varia entre granoblástica e granolepidoblástica, dependendo da proximidade de zonas de cisalhamento que ocorrem na região.

Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca

Esta sequência aflora na serra homônima, estendendo-se desde a cidade de Itabira ao longo de 40 km em direção NNE. Ela é caracterizada por quartzitos de granulação muito grossa contendo aproximadamente 95% de quartzo, os outros 5% são representados por sericita e, em menor quantidade, óxido disseminado na rocha. Aflora no extremo leste da área mapeada e se encontra em contato tectônico, encaixada em rochas da Suíte Borrachudos.

A análise morfológica de zircões detríticos provenientes desta unidade mostram, por meio de imagem de catodoluminescência, que os grãos, em sua maioria, são subarredondados e possuem baixo grau de esfericidade, são observados núcleos herdados e bordas com zoneamento típico de origem magmática (Figura 5). Para definição da idade de sedimentação foram executadas análises isotópicas U-Pb em 21 *spots* de 29 grãos (ver Metodologia), os dados analíticos são mostrados na Tabela 1. As idades concordantes obtidas, da mais antiga a mais nova, foram: 3590 ± 24 Ma, 3264 ± 21 Ma, 2750 ± 8 Ma, 2687 ± 6 Ma, 2584 ± 6 Ma, 2021 ± 12 Ma (Figura 6A). Esta última é interpretada como provável idade máxima de deposição do quartzito que sustenta o relevo da Serra da Pedra Branca na região em estudo. O histograma de probabilidade relativa, indicado na Figura 6B, mostra um panorama inicial das principais fontes de material detrítico da bacia, sendo que a maior contribuição é proveniente de rochas de idade em torno de 2030 Ma. Idades semelhantes (2049 ± 16 Ma) foram encontradas em quartzitos do Grupo Costa Sena por Machado et al. (1989). Esse grupo corresponde ao topo do Supergrupo Rio Paraúna, parte do embasamento do Supergrupo Espinhaço. Correlações estratigráficas ainda são, entretanto, prematuras.

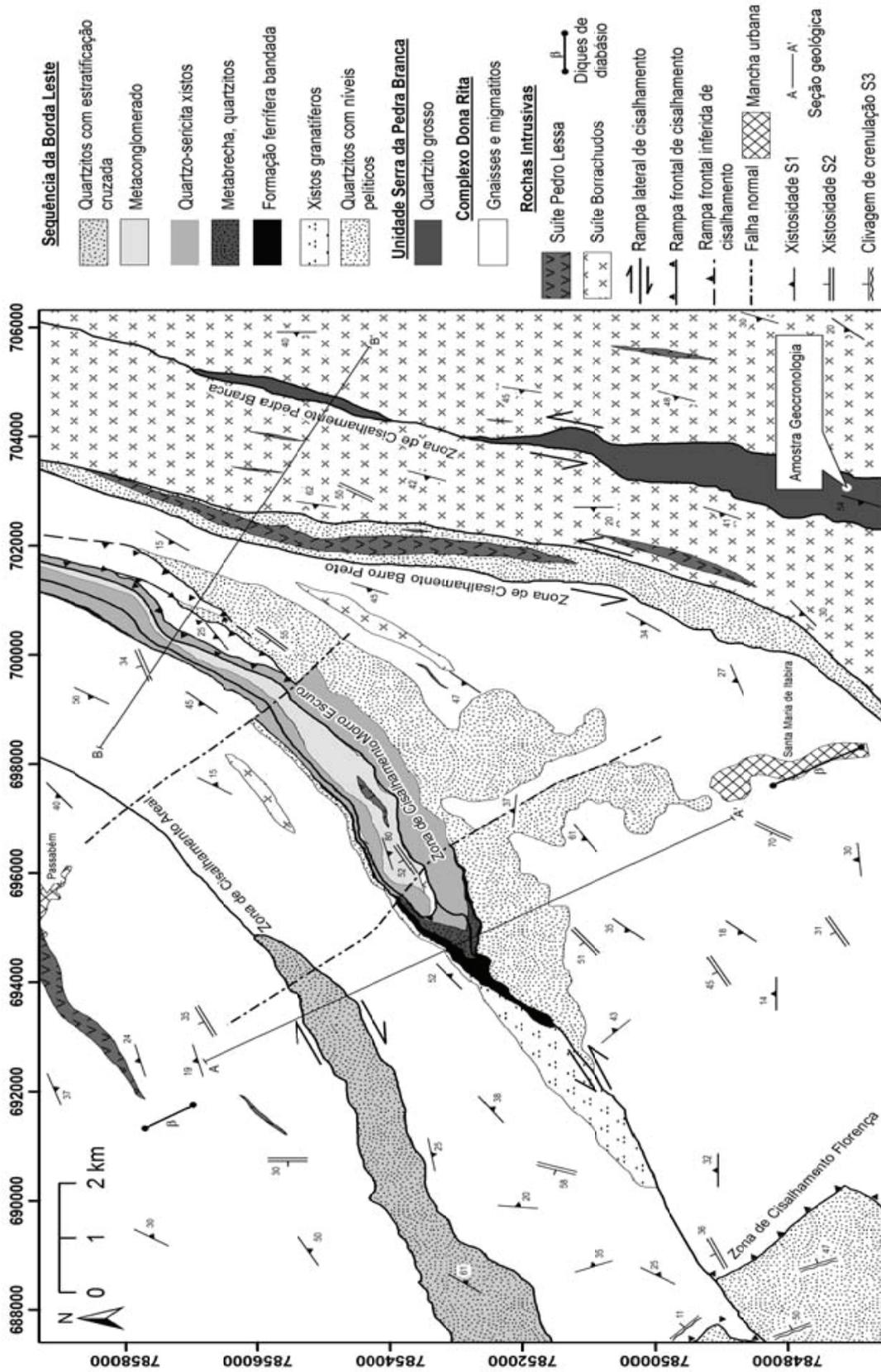
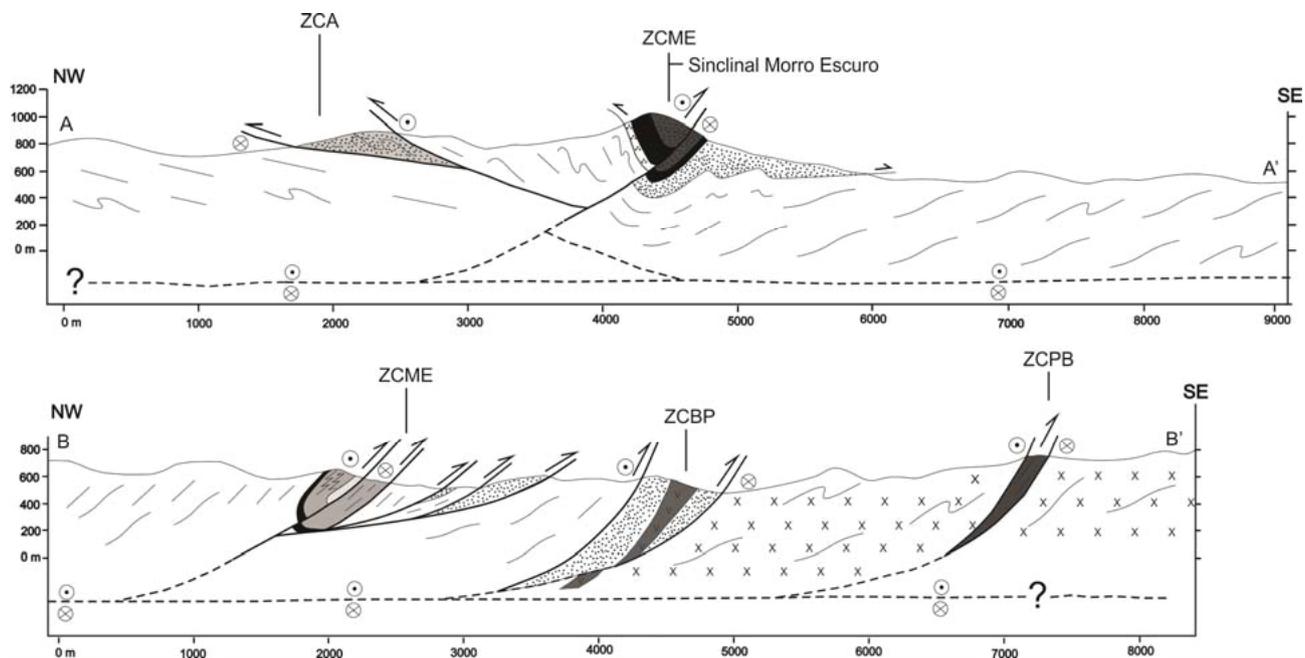


Figura 2. Mapa Geológico da região da Serra do Morro Escuro, próximo à cidade de Santa Maria de Itabira.



ZCA: Zona de Cisalhamento Areal; ZCME: Zona de Cisalhamento Morro Escuro; ZCBP: Zona de Cisalhamento Barro Preto; ZCPB: Zona de Cisalhamento Pedra Branca. Legenda na Figura 2.

Figura 3. Seções geológicas da região da Serra do Morro Escuro.

Sequência da Borda Leste do Espinhaço Meridional em Santa Maria de Itabira

Essas rochas são agrupadas, por Silveira Braga (2012), na Sequência de Morro Escuro, dividida informalmente nas unidades A, B, C, D e E. No presente trabalho optou-se por uma individualização informal dos litotipos encontrados, visto que ainda não existe consenso quanto à divisão estratigráfica na região.

Quartzito com níveis pelíticos

Na base da sequência ocorrem quartzitos que possuem em sua composição aproximadamente 85% de quartzo, 10% de sericita e 5% de óxidos disseminados, principalmente hematita. Essas rochas aparecem intercaladas com níveis métricos a decamétricos de quartzo-sericita xisto, sendo a proporção dos componentes mineralógicos variável verticalmente. A granulação do quartzito é fina a média e sua espessura é estimada em 200 m.

Granada xisto

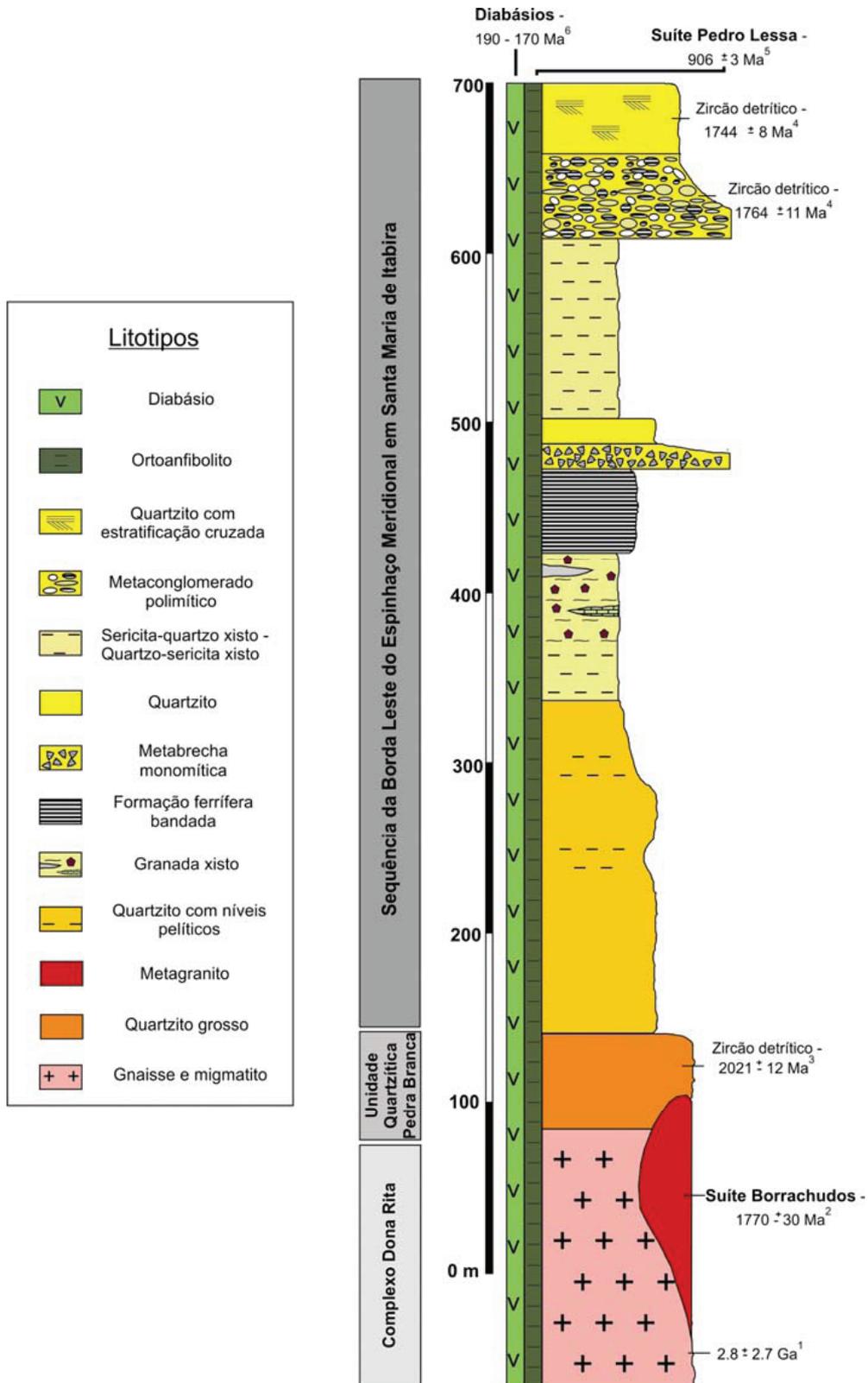
Em direção ao topo ocorrem xistos aluminosos interdigitados lateralmente e horizontalmente, Silveira Braga (2012) reconheceu nesta unidade 7 litotipos, separados com base em sua composição principal em dois subgrupos: os essencialmente carbonáticos (anfíbólio-carbonato xistos)

e os xistos com biotita e quartzo (granada-biotita-quartzo xisto, quartzo-biotita-granada xisto, turmalina-biotita-quartzo xisto com granada, magnetita-biotita-quartzo xisto com feldspato e turmalina, tremolita-carbonato-biotita-granada-quartzo xisto carbonoso e biotita-granada-estaurolita-quartzo xisto carbonoso).

Essa sucessão de xistos é identificada principalmente em testemunhos de sondagem e sua espessura é bastante variável, desde 5 m podendo atingir até 70 m. Na região de Conceição do Mato Dentro foi reconhecido, no topo dessa sequência, um pacote de quartzito que possui idade máxima de deposição de 1990 ± 16 Ma (U-Pb SHRIMP), conferindo idade orosiriana para a base dessa sequência (Rolim e Rosière, 2011).

Formação ferrífera bandada

Sobrepondo os granada xistos, em contato brusco, ocorre formação ferrífera bandada, mostrando típica alternância de níveis de óxidos de ferro e quartzo. A mineralogia principal é constituída por quartzo, hematita e magnetita. Como minerais acessórios podem ocorrer sericita, hornblenda, epidoto, biotita, clorita, apatita, rutilo, pirita, calcopirita e turmalina. A granulação da rocha é, em geral, fina, variando entre 0,50 a 1,00 mm. Raros veios centimétricos de hematita ocorrem, truncando o bandamento composicional. A espessura da unidade varia, na maioria das vezes, entre 20 e 30 m, podendo chegar até 130 m, dado o efeito dos dobramentos.



Compilação dos dados geocronológicos em (1) Noce et al. (2007), (2) Dossin et al. (2000), (3) neste trabalho, (4) Silveira Braga (2012), (5) Machado et al. (1989), (6) Dossin e Dossin (1995).

Figura 4. Coluna litoestratigráfica da região da Borda Leste do Espinhaço Meridional no entorno de Santa Maria de Itabira-MG.

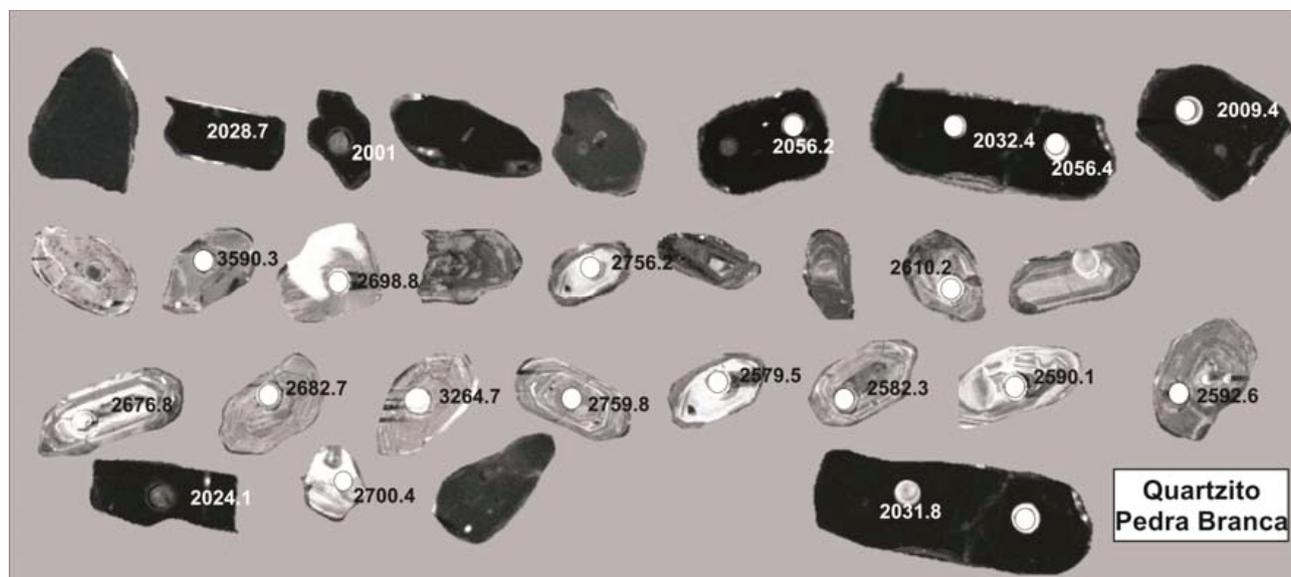


Figura 5. Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão e respectivos *spots* analisados.

Tabela 1. Dados analíticos U-Pb de zircões detríticos provenientes da Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca.

Grão	Razões radiogênicas					Idade (Ma)					Rho		
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±
1	0,7478	0,0106	33,3745	0,5702	0,3243	0,0053	3.599,3	39	3.591,7	17	3.590,3	25	0,8274
2	0,6487	0,0084	23,5105	0,3572	0,2630	0,0037	3.223,0	33	3.248,3	15	3.264,7	22	0,8482
3	0,5258	0,0075	13,8781	0,2380	0,1921	0,0030	2.723,8	31	2.741,4	16	2.759,8	25	0,8262
4	0,5247	0,0060	13,8601	0,1793	0,1916	0,0022	2.719,1	25	2.740,2	12	2.756,2	19	0,8885
5	0,5157	0,0059	13,1482	0,1729	0,1851	0,0023	2.680,7	25	2.690,3	12	2.698,8	20	0,8625
6	0,5134	0,0058	13,0960	0,1906	0,1853	0,0026	2.671,1	25	2.686,6	14	2.700,4	23	0,7787
7	0,5200	0,0059	13,0817	0,1843	0,1826	0,0024	2.699,0	25	2.685,6	13	2.676,8	21	0,8095
8	0,5176	0,0059	13,0803	0,1603	0,1833	0,0019	2.689,0	25	2.685,5	12	2.682,7	17	0,9255
9	0,4887	0,0058	11,7814	0,1824	0,1754	0,0027	2.565,1	25	2.587,2	14	2.610,2	25	0,7653
10	0,4947	0,0055	11,7468	0,1500	0,1722	0,0020	2.591,1	24	2.584,4	12	2.579,5	19	0,8706
11	0,4932	0,0077	11,7265	0,2285	0,1725	0,0033	2.584,3	33	2.582,8	18	2.582,3	31	0,8054
12	0,4902	0,0059	11,7104	0,1632	0,1733	0,0021	2.571,7	25	2.581,5	13	2.590,1	20	0,8564
13	0,4897	0,0073	11,7088	0,2162	0,1736	0,0031	2.569,2	32	2.581,4	17	2.592,6	29	0,8107
14	0,3668	0,0045	6,4145	0,1084	0,1270	0,0021	2.014,2	21	2.034,3	15	2.056,2	29	0,7226
15	0,3699	0,0044	6,3864	0,0918	0,1253	0,0016	2.028,9	21	2.030,4	13	2.032,4	22	0,8297
16	0,3632	0,0042	6,3557	0,0813	0,1270	0,0014	1.997,5	20	2.026,2	11	2.056,4	19	0,9060
17	0,3724	0,0040	6,3488	0,0725	0,1236	0,0012	2.040,6	19	2.025,2	10	2.009,4	17	0,9425
18	0,3721	0,0040	6,3113	0,0780	0,1231	0,0013	2.039,3	19	2.020,0	11	2.001,0	19	0,8739
19	0,3668	0,0039	6,2965	0,0888	0,1247	0,0017	2.014,5	19	2.018,0	12	2.024,1	23	0,7616
20	0,3644	0,0039	6,2856	0,0824	0,1252	0,0015	2.003,2	18	2.016,4	11	2.031,8	21	0,8183
21	0,3647	0,0040	6,2699	0,0937	0,1250	0,0018	2.004,2	19	2.014,3	13	2.028,7	25	0,7373

Metabrecha e quartzito

Sobreposto às formações ferríferas ocorre um nível de quartzito sericítico com lentes de metabrecha monomítica. Os clastos da metabrecha possuem dimensões variáveis entre grânulo e seixo, e são constituídos exclusivamente por formação ferrífera bandada em matriz quartzosa de granulação média. A espessura das lentes é variável, não ultrapassando 15 m. Em direção ao topo, o nível com metabrecha grada para um quartzito homogêneo de granulação fina a média, contendo aproximadamente 85% de quartzo, 10% de sericita e outros 5% de compostos por minerais acessórios, principalmente óxidos de ferro e cianita. Sua continuidade lateral é constante, porém variações bruscas (5 – 25 m) de espessura são constatadas na análise de testemunhos de sondagem.

Quartzo-sericita xisto

Em direção ao topo, o quartzito grada para uma sucessão de quartzo-sericita xistos e sericita-quartzo xistos homogêneos de granulação média. É possível observar hematita especular disseminada em todo o pacote; cristais eudrícos bipiramidais de magnetita com aproximadamente 5 mm são encontrados no contato de base da sequência. Sua espessura é de aproximadamente 100 m.

Metaconglomerado

Em contato brusco com os xistos da base ocorre um metaconglomerado polimítico malselecionado de matriz quartzosa, com aproximadamente 50 m de espessura. Seus clastos possuem tamanhos variando de grânulo a bloco e são compostos de BIFs, quartzitos e quartzo de veio. A matriz é composta, majoritariamente, de quartzo e sericita. Cianita ocorre em pontos isolados, normalmente orientados paralelos à lineação mineral regional, principalmente próxima a zonas mais deformadas. Silveira Braga (2012) obteve idade máxima de sedimentação de 1764 ± 11 Ma para essa unidade, a partir de análises U-Pb em grãos de zircão detríticos.

Quartzito com estratificação cruzada

Uma sequência monótona de quartzito ocorre no topo da sequência. Sua granulação varia de média a grossa (~5 a 8 mm), contendo até aproximadamente 90% de quartzo, os outros 10% são distribuídos entre sericita (8%) e opacos (2%) disseminados na rocha. A sequência superior apresenta raras intercalações de xistos sericíticos e ocorre exclusivamente na região oeste da área de estudo, sustentando o relevo da Serra do Areal. Estratificações cruzadas são observadas em alguns afloramentos. Silveira Braga (2012) atribui idade

máxima de sedimentação dessa unidade de 1744 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP). As idades geocronológicas encontradas no metaconglomerado e quartzito com estratificação cruzada conferem idade estateriana ao topo da Sequência da Borda Leste na região estudada.

Granito da Suíte Borrachudos

A Suíte Borrachudos é representada por um metagranito claro a acinzentado, foliado a bandado, rico em microclina, constituído também por quartzo, biotita e hornblenda. Cristais de plagioclásio raramente são encontrados. Como minerais acessórios, é comum a ocorrência de zircão, allanita, apatita, fluorita e magnetita, este último amplamente difundido em regiões onde o granito encontra-se cisalhado. Essa unidade é representada na região pela porção oeste do corpo Itauninha, datado em 1770 ± 30 Ma (U-Pb SHRIMP) por Dossin et al. (2000), e é interpretado por Fernandes et al. (1994) como sendo um granito do tipo A, alcalino e anorogênico.

Suíte Pedro Lessa

A Suíte Pedro Lessa é constituída por ortoanfibolitos de idade 906 ± 3 Ma (Machado et al., 1989), caracterizados por apresentarem uma coloração verde-escura e granulação variando de fina a média. A mineralogia da rocha é composta por hornblenda, plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto, titanita, ilmenita, como minerais principais. Como minerais acessórios, são comumente encontrados sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita, arsenopirita, pentlandita, esfalerita e bornita), magnetita, apatita, allanita, zircão, rutilo. Anfibolitos ocorrem em toda a área de estudo e apresentam-se sempre intercalados as outras unidades litológicas, em contato brusco e concordante com a xistosidade regional. Afloramentos com rocha fresca são raros. A Suíte Pedro Lessa marca o magmatismo máfico oriundo da abertura do rifte continental, originando a bacia precursora do Orógeno Araçuai, e possui idade da ordem de 906 ± 2 Ma (Pedrosa-Soares et al., 2008).

Diques de Diabásio

Blocos de diabásio ocorrem em superfície, com pronunciada esfoliação esferoidal, imersos em solo. Diques dessa rocha foram reconhecidos apenas na área urbana da cidade de Santa Maria de Itabira e a sudoeste da cidade de Passabém (Figura 2). Grossi-Sad et al. (1997) descrevem regionalmente diques de pequena espessura e grandes extensões, alinhados segundo orientação NW-SE, Dossin e Dossin (1995) atribuem idade entre 190 – 170 Ma. Trata-se de uma rocha verde-escura maciça, afanítica constituída por plagioclásio, piroxênio, magnetita e ilmenita, de textura intergranular, ofítica a subofítica. Intercrecimentos micrográficos são

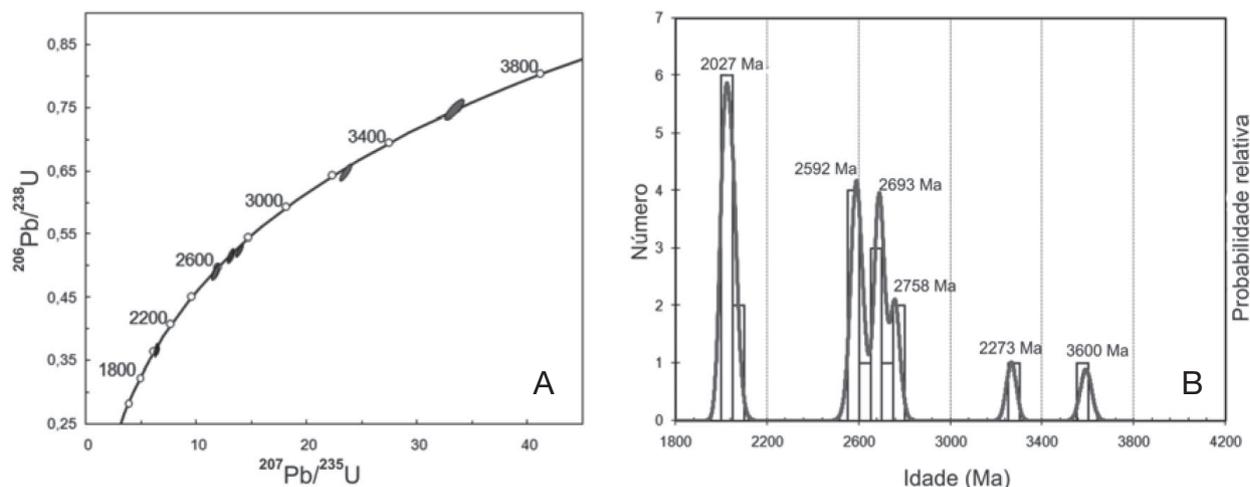


Figura 6. (A) Diagrama de concórdia da amostra analisada proveniente da Unidade Quartzítica da Serra da Pedra Branca. (B) Histograma de probabilidade relativa das idades dos zircões detríticos analisados.

comuns nos bordos dos cristais de plagioclásio, em contato com matriz intersticial. Biotita e clorita ocorrem como minerais acessórios.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área estudada encontra-se inserida no contexto geotectônico da Faixa de Dobramento Araçuaí (Almeida, 1977), a qual se edificou entre 630 a 490 Ma (Pedrosa Soares et al., 2007).

Foram reconhecidas, na área investigada, três famílias distintas de dobras, denominadas aqui de D1, D2 e D3. Tal divisão levou em consideração os aspectos geométricos das diferentes gerações de dobras, além da interação entre elas, permitindo interpretações quanto à sua origem e sequência de formação.

As dobras D1 foram reconhecidas em poucos afloramentos, exclusivamente nas rochas do Complexo Dona Rita e na formação ferrífera bandada. São dobras intrafoliais, centi a decimétricas, com plano axial de orientação variável de acordo com a superposição imposta pelas dobras D2 (Figura 7A). Os eixos apresentam orientação geralmente NE-SW sub-horizontal. Os estereogramas dos polos dos planos axiais mostram um padrão em guirlanda de direção NW-SE, com eixo caindo para NNE a NE com máximo em 31/32, paralelo ao eixo das dobras D2 (Figura 7B).

Na fase de dobramento D1 houve a geração da xistosidade regional (S1), plano axial a essas dobras. A evolução do dobramento levou à transposição de estruturas anteriores, pela xistosidade S1. Nas rochas do Complexo Dona Rita essa estrutura é caracterizada pelo bandamento composicional dos gnaisses (Figura 7C). A xistosidade S1 possui direção preferencial NE-SW, com mergulho de 35° a

45° para NW (maior frequência, com máximo em 340/35) ou SE, constituindo uma guirlanda com eixo 30/25, concordante ao máximo dos eixos de dobras D2 (Figura 7D).

As dobras D2 constituem as estruturas predominantes e ocorrem em toda a área. As dobras dessa geração são assimétricas abertas a fechadas, de dimensões decimétricas a métricas, parasíticas ao sinclinal Morro Escuro. A vergência das dobras é variável para NW ou SE, dependendo da sua posição em relação à Zona de Cisalhamento Morro Escuro, como mostra o estereograma da Figura 8B. O eixo das dobras D2 possui caimento em geral para NE, com máximo em 30/27, porém, dada a superposição de dobras D3 sobre D2, eixos com caimento para SW (máximo em 210/18) também ocorrem (Figura 8C).

Associada a essa fase ocorre uma xistosidade plano-axial denominada de S2. Tal estrutura é reconhecida em toda a área mapeada, entretanto mais facilmente observada nas rochas supracrustais a sudeste da Zona de Cisalhamento Morro Escuro. Possui direção NE-SW, com mergulho de aproximadamente 45° para NW, com máximo em 294/47 (Figura 8D). É formada pela reorientação principalmente de sericita nas rochas metapelíticas e quartzíticas, hematita especular nas formações ferríferas e biotita em rochas do embasamento cristalino.

A noroeste da Zona de Cisalhamento Morro Escuro, onde dobras D2 possuem vergência para NW, a xistosidade S2 é pouco observada, sendo restrita a níveis ricos em sericita do quartzito com estratificação cruzada.

Dobras D3 são reconhecidas em campo principalmente próximo à Zona de Cisalhamento Florença (Figura 2). Essas dobras possuem dimensões centi a decimétricas e ocorrem de forma simétrica a assimétrica, indicando vergência para SW (Figura 9A). O eixo das dobras D3 possui orientação

NW-SE, com leve caimento duplo, como mostra o estereograma da Figura 9B.

Associada a esse dobramento é observada uma clivagem de crenulação (S3) em rochas ricas em filossilicatos (Figura 9C). A estrutura ocorre principalmente no extremo SW da área investigada e possui direção NW-SE, com máximo em 60/45. Mergulho de S3 para leste também é encontrado (Figura 9D).

Foram reconhecidas, na área mapeada, cinco zonas de cisalhamento principais, denominadas aqui de zonas de cisalhamento Areal, Morro Escuro, Barro Preto, Pedra Branca e Florença (Figura 2). As quatro primeiras são relacionadas diretamente às dobras da família D2, já a Zona de Cisalhamento Florença está ligada ao desenvolvimento de dobras da fase D3.

A Zona de Cisalhamento Areal (ZCA) ocorre a NW da Serra do Morro Escuro (Figura 2) e justapõe rochas gnáissicas do embasamento sobre rochas quartzíticas com estratificações cruzadas. Sua orientação é ENE-WSW, com mergulho médio de 30° para SSE, com máximo em 166/29 (Figura 10A). Associada aos planos de cisalhamento ocorre a lineação mineral paralela à direção da zona de cisalhamento, com máximo em 85/07, evidenciando seu caráter transcorrente (Figura 10A). Indicadores cinemáticos (*steps* e estruturas com geometria sigmoidal) indicam componente lateral destrai.

A Zona de Cisalhamento Morro Escuro (ZCME) ocorre na região central da área (Figura 2). Sua orientação é NE-SW, com mergulho médio de 45° para NW, máximo em 309/46, porém a Figura 10B mostra um padrão em guirlanda, com eixo em 334/41, o que evidencia que os planos associados à Zona de Cisalhamento Morro Escuro foram dobrados pelas estruturas D3.

Nos planos de cisalhamento pode ser observada lineação mineral, caracterizada principalmente pela orientação de sericita e especularita, e de estiramento, definida pelos clastos deformados no metaconglomerado. Essas lineações possuem caimento máximo para nordeste, o que indica movimentação transcorrente lateral a oblíqua entre os blocos (Figura 10B). Estruturas S-C e *steps* indicam movimentação sinistral entre os blocos. No prolongamento da ZCME em direção nordeste ocorrem fatias tectônicas imbricadas com movimentação principalmente frontal (Figura 2), indicada pela relação entre o traço do cisalhamento e a lineação mineral encontrada no local (Figura 10C) aliada à cinemática definida pelas estruturas S/C.

A Zona de Cisalhamento Barro Preto (ZCBP) ocorre na porção leste da área mapeada (Figura 2). Seu traço possui orientação NNE-SSW, que, a sul, adquire a direção NE-SW. Essa zona de cisalhamento coloca rochas do embasamento cristalino sobre rochas quartzíticas da base da Sequência da Borda Leste. O mergulho dos planos de movimentação varia entre 35° a 40° para WNW, com máximo em 281/37 (Figura 10D). A lineação mineral encontrada sobre os planos de cisalhamento possui caimento para noroeste, com máximo em 324/35 (Figura 10D), o

que confere um caráter oblíquo à estrutura. Em alguns pontos foram identificadas lineações minerais perpendiculares à direção da zona de cisalhamento com caimento para oeste e outras com caimento para SSW (Figura 10D). Indicadores cinemáticos com geometria sigmoidal, além de *steps*, imprimem caráter sinistral à Zona de Cisalhamento Barro Preto.

A Zona de Cisalhamento Pedra Branca (ZCPB) ocorre no extremo leste da área de estudo (Figura 2). Possui orientação NNE-SSW, com mergulho em média de 50° para WNW, com máximo em 294/50 (Figura 10E). A lineação mineral nos planos de cisalhamento possui caimento exclusivamente para noroeste, com máximo em 328/30, conferindo caráter de movimentação oblíqua para a estrutura (Figura 10E). Não foram encontrados indicadores cinemáticos associados a essa zona de cisalhamento, porém, dado o seu paralelismo à Zona de Cisalhamento Barro Preto, interpreta-se também movimentação sinistral.

A Zona de Cisalhamento Florença (ZCF) é reconhecida no extremo sudoeste da área mapeada (Figura 2), possui orientação NNW-SSE, com mergulho de aproximadamente 30° a 35° para nordeste, com máximo em 67/44 (Figura 10F). Essa estrutura define um cavalgamento que coloca gnaisses do Complexo Dona Rita sobre xistos da base da Sequência da Borda Leste. A lineação mineral associada aos planos de cisalhamento possui caimento para ENE, com ângulo médio de 15° a 20°, com máximo em 67/16 (Figura 10F). A análise dos polos da foliação milonítica da Figura 10F mostra um padrão em guirlanda, o que é interpretado como uma rampa frontal com geometria curvilínea.

EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A partir da coletânea de dados apresentada é possível expor um modelo da evolução tectônica para a região estudada. Esse modelo é subdividido em três fases de deformação distintas, denominadas de F1, F2 e F2' (Figura 11), interpretadas como desenvolvidas em um único evento progressivo. A Tabela 2 mostra os elementos estruturais característicos de cada uma das fases.

A fase inicial F1 é caracterizada pelas dobras D1 e principalmente pela geração da xistosidade regional S1, associada ao deslizamento nos planos de cisalhamento basal, que, na fase F2, evoluíram para as zonas de cisalhamento Florença, Areal e Barro Preto e possivelmente Pedra Branca, onde a primeira representa rampa frontal de cisalhamento e as últimas, rampas laterais e oblíquas de cisalhamento.

A fase F2 é caracterizada pela instalação dos dobramentos D2 e D3, cronocorrelatos entre si, relacionados diretamente às zonas de cisalhamento mapeadas na região. Essas dobras provavelmente resultaram da evolução do cisalhamento por propagação das falhas — *simple fault-propagation folding* (Suppe, 1985; Suppe e Medwedeff, 1990), como é o caso do sinclinal Morro Escuro no centro da área mapeada. As dobras D2 estão relacionadas às rampas laterais ou oblíquas, representadas pelas

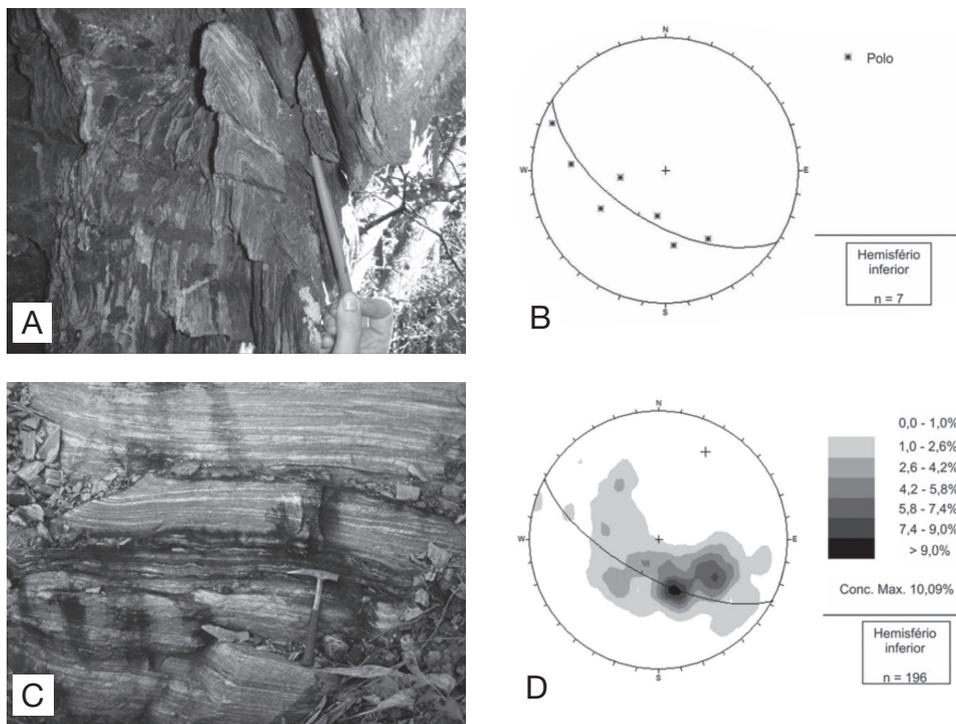


Figura 7. (A) Aspecto de dobra isoclinal D1 em formação ferrífera bandada. (B) Estereograma de polos do plano axial de dobras D1. (C) Bandamento composicional em gnaiss do Complexo Dona Rita marcando a xistosidade S1. (D) Estereograma de polos da xistosidade S1, com distribuição em guirlanda constituindo aproximadamente um pequeno círculo.

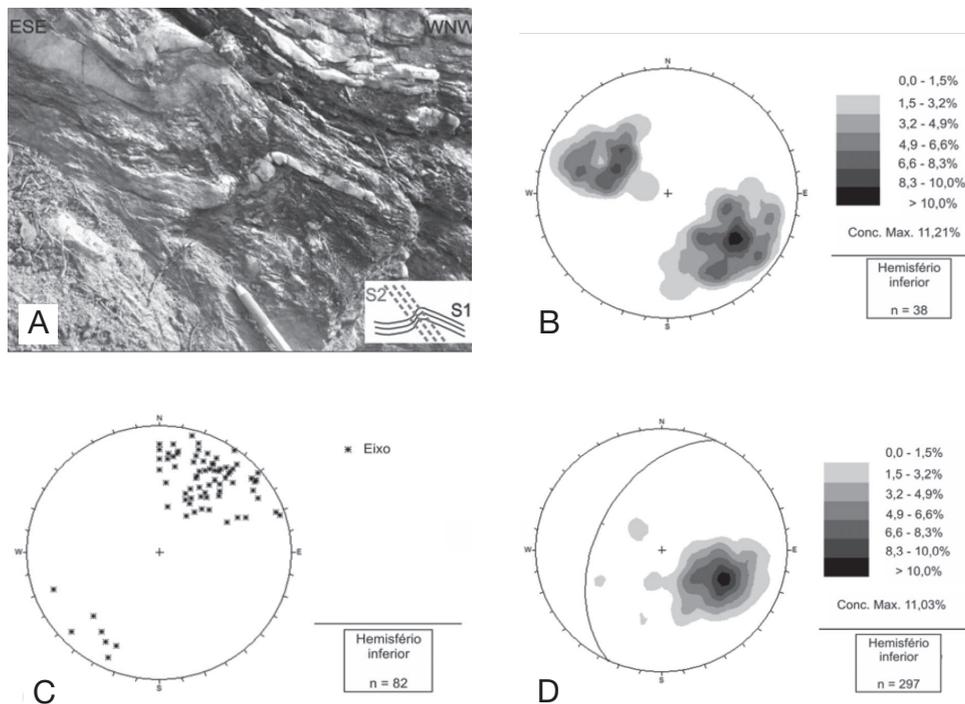


Figura 8. (A) Aspecto de dobra assimétrica D2. (B) Estereograma de polos do plano axial de dobras D2. (C) Estereograma mostrando distribuição do eixo de dobras D2. (D) Estereograma de polos da xistosidade S2. O grande círculo representa o máximo estatístico da distribuição.

zonas de cisalhamento Areal, Barro Preto e Pedra Branca, já as dobras D3 se associam à Zona de Cisalhamento Florença, que apresenta cinemática reversa.

A fase F2^o é associada à evolução da Zona de Cisalhamento Morro Escuro, de movimentação sinistral, que constitui uma rampa oblíqua que trunca a Zona de Cisalhamento Florença, produzindo superposição de dobras de orientação NE-SW (D2) sobre NW-SE (D3). O posicionamento de rochas da Suíte Borrachudos na região central, em contato com quartzo-sericita xisto e metaconglomerado, é associado à Zona de Cisalhamento Morro Escuro.

CARACTERÍSTICAS TRANSPRESSIVAS NA BORDA LESTE DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

O termo transpressão foi primeiramente utilizado por Harland (1971) para descrever a movimentação oblíqua convergente entre dois blocos crustais. Sanderson e Marchini (1984) elaboraram um modelo matemático para esclarecer as características evolutivas dessa movimentação dentro de uma deformação progressiva. Diversos autores vêm estudando sistemas transpressivos sob diferentes pontos de vista, apresentando diversos modelos com intuito de elucidar essa

complexa questão, tais como Fossen e Tikoff (1993), Tikoff e Teyssier (1994), Robin e Cruden (1994), Jones et al. (1997), Tikoff e Greene (1997), Jones e Holdsworth (1998), Czeck e Hudleston (2003) e Jones et al. (2004).

Apesar de modelos teóricos contrastantes, algumas feições em zonas transpressivas são amplamente aceitas por diversos autores. Segundo Tikoff e Teyssier (1994), zonas transpressivas estão relacionadas às condições de borda entre blocos crustais, sendo geradas a partir de falhas preexistentes ou pela convergência oblíqua entre limites de placas continentais.

A análise das características estruturais e da sequência evolutiva da região de Morro Escuro, representada pela superposição de zonas de cisalhamento reversas com médio ângulo de mergulho com vergências opostas das estruturas D2, contrasta as características do arcabouço estrutural do segmento ocidental do Orógeno Araçuaí, definido por um sistema de cavalgamentos e falhas reversas de direção predominantemente norte-sul, mergulho para leste e vergência para oeste (Knauer, 2007). A geometria e a cinemática das zonas de cisalhamento, assim como o caráter progressivo das estruturas, indicam que a região do entorno de Santa Maria de Itabira faz parte de um domínio transpressivo onde um conjunto de zonas de cisalhamento compõe parte de um sistema controlado por zonas transcorrentes principais de direção ENE-WSW e cinemática

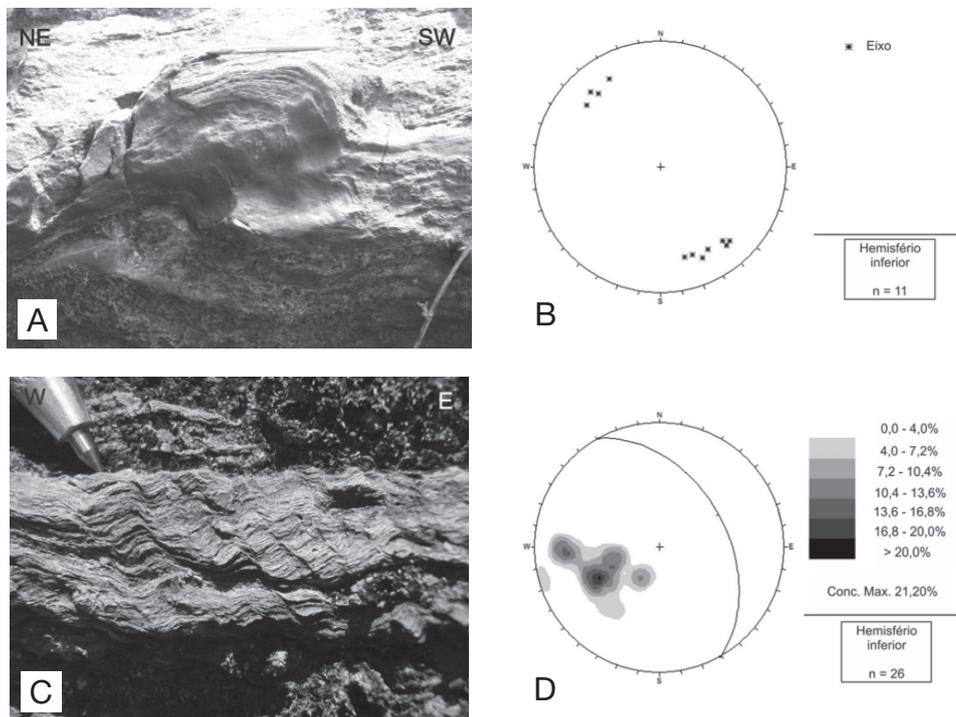


Figura 9. (A) Aspecto de dobra D3 em gnaisse do Complexo Dona Rita. (B) Estereograma mostrando distribuição de dobras D3. (C) Clivagem de crenulação S3 em xisto. (D) Estereograma de polos da clivagem de crenulação S3. Grande círculo corresponde ao valor modal.

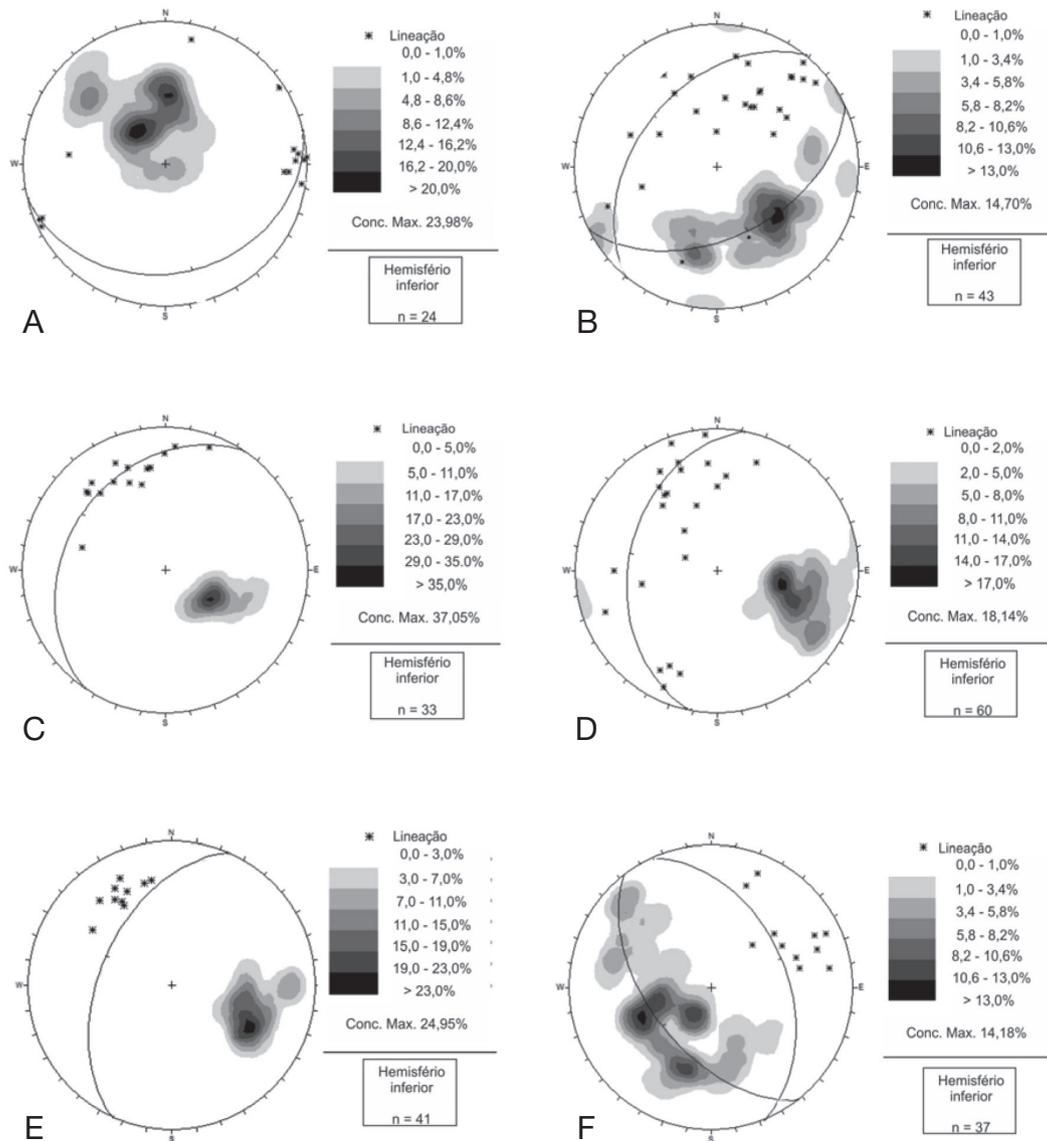


Figura 10. Estereogramas de polos de planos de cisalhamento com lineação mineral/estiramento associada para: (A) Zona de Cisalhamento Areal. (B) Zona de Cisalhamento Morro Escuro. (C) Fatias imbricadas no prolongamento NE da Zona de Cisalhamento Morro Escuro. (D) Zona de Cisalhamento Barro Preto. (E) Zona de Cisalhamento Pedra Branca. (F) Zona de Cisalhamento Florença. Grandes círculos correspondem ao máximo da foliação milonítica.

destral desenvolvidas durante a orogênese Araçuai: a sul, esse domínio tectônico é limitado pelo prolongamento leste do sistema de falhas Fundão-Cambotas (Chemale Jr. et al, 1994); a norte, pelo lineamento que se inicia no cânion do Travessão e se estende até as proximidades da cidade de Ferros (Figura 12). A cinemática da zona do Travessão é compatível com a inflexão das falhas de empurrão cuja orientação muda de N-S para aproximadamente E-W no extremo sul da Serra da Serpentina, nos municípios de Morro do Pilar e Santo Antônio do Rio Abaixo.

A progressiva influência de uma tectônica transcorrente na região deve-se, provavelmente, à sua posição no limite

sudeste do Cráton São Francisco (Almeida, 1977), cuja borda tem orientação aproximadamente E-W. As condições geométricas são favoráveis à formação de zonas de movimentação lateral, sendo o esforço tectônico principal do cinturão de dobramento transferido na forma de falhas transcorrentes ou transpressivas (Figura 12).

Bartlett et al. (1981) desenvolveram modelos de sistemas transcorrentes nos quais, a partir de uma zona de movimentação principal (Y), formam-se pares de falhas conjugadas: Riedel R-R', P, X e T (Figura 13A). Casas et al. (2001) encontraram padrões de falhamento conjugado

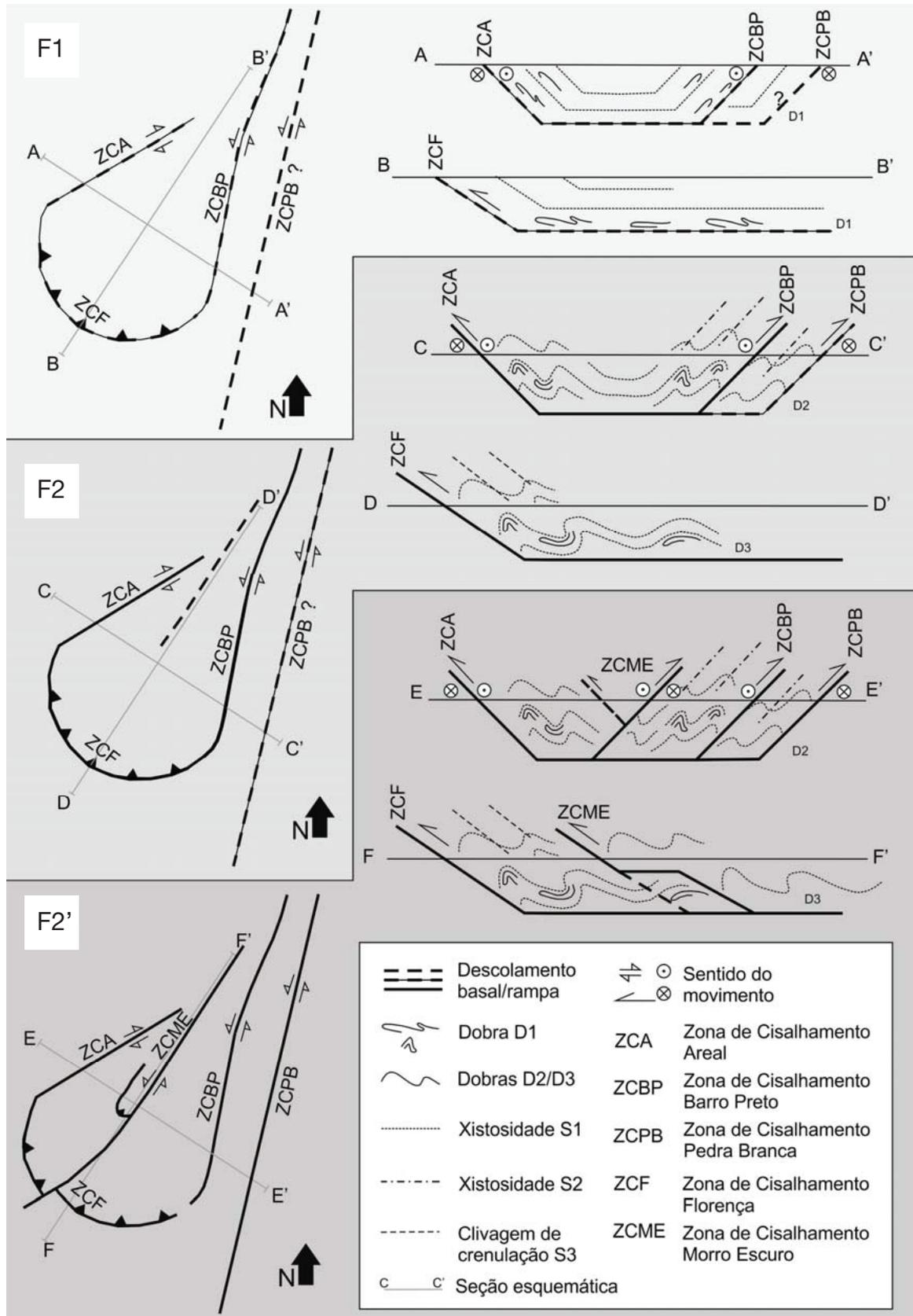
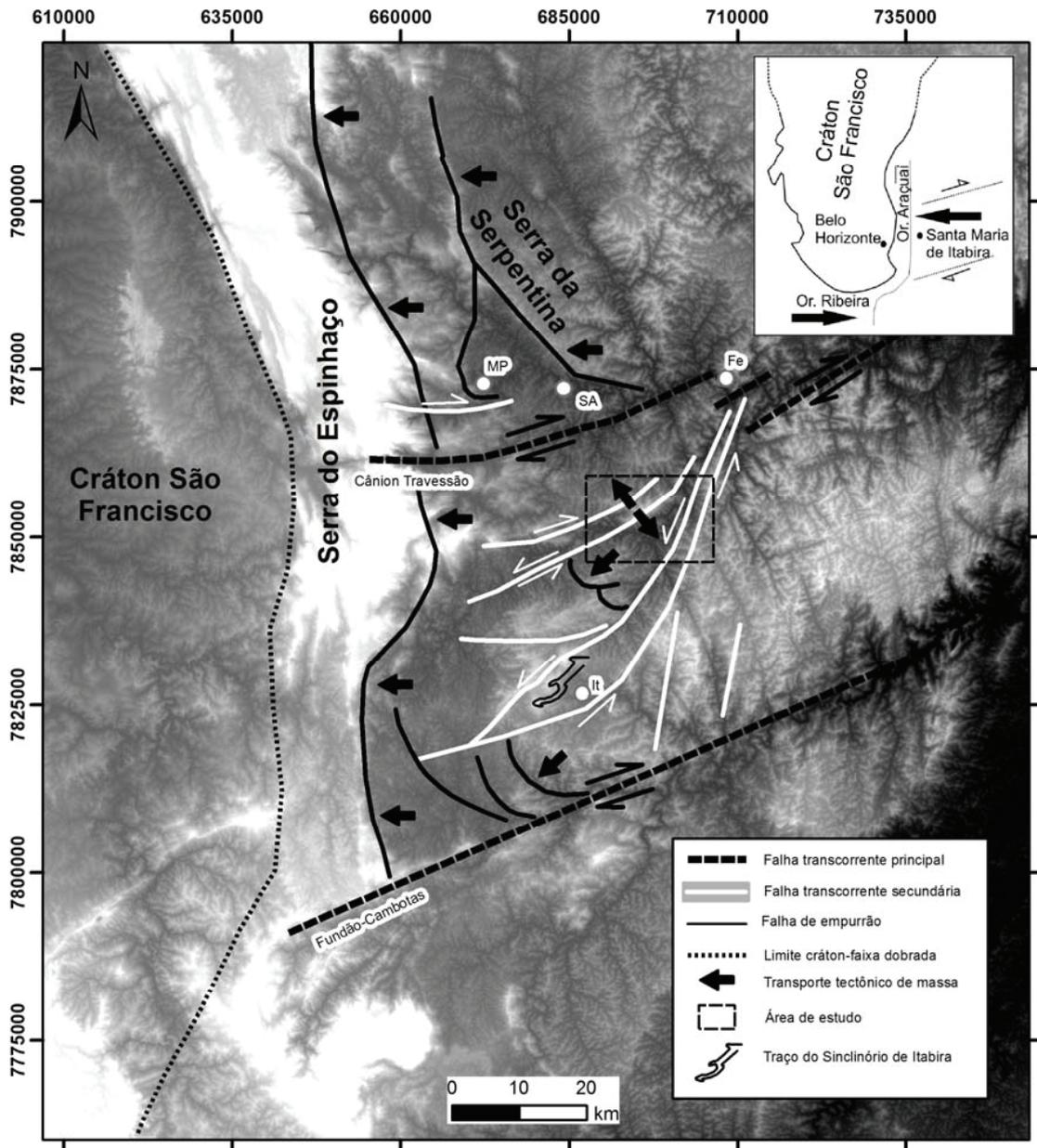


Figura 11. Modelo evolutivo das zonas de cisalhamento e dobras associadas na região de Santa Maria de Itabira.

Tabela 2. Elementos estruturais vinculados às fases de deformação de que são característicos.

Elementos estruturais	Fase F1	Fase F2	Fase F2'
Dobra	D1	D2 D3	D2 D3
Foliação	S1	S2 S3	S2 S3
Zona de Cisalhamento	-	Areal Barro Preto Florença Pedra Branca	Morro Escuro



It: Itabira; MP: Morro do Pilar; SA: Santo Antônio do Rio Abaixo; Fe: Ferros.

Figura 12. Esquema interpretativo de fotolinhamentos dos traços estruturais na região estudada e seus possíveis prolongamentos.

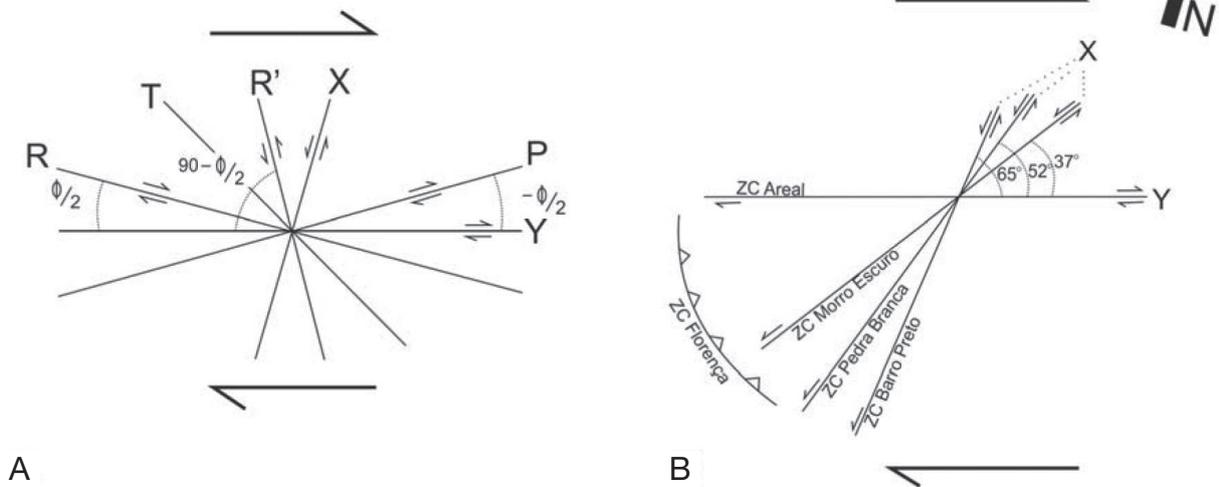


Figura 13. (A) Modelo de Bartlett et al. (1981) mostrando pares conjugados a partir de uma falha transcorrente destal. (B) Distribuição espacial das zonas de cisalhamento na área de estudo.

semelhantes por modelamento de estruturas transpressivas no regime dúctil-rúptil.

A análise comparativa do arranjo das zonas na região da Serra do Morro Escuro com esses modelos (Figura 13B) indica que a Zona de Cisalhamento Areal corresponde a uma estrutura de segunda ordem do tipo Y paralela às zonas do cânion do Travessão e da extensão NE da zona Fundão-Cambotas, enquanto que as zonas de Morro Escuro, Pedra Branca e Barro Preto seriam planos do tipo X, anti-téticos à movimentação das zonas principais. A formação de planos do tipo X não é incomum em campos transpressivos, como ocorre, por exemplo, na Anatólia (Kaya et al., 2004). Os cavalgamentos associados à Zona Florença, que tem características de rampa frontal vergente para SW, representariam uma zona de escape lateral provocada pela transpressão. O movimento dos blocos seria acomodado pelas zonas de Morro Escuro, Pedra Branca e Barro Preto, que passariam, em um segundo momento, a funcionar como rampas laterais com geometria “*bow and arrow*”.

CONCLUSÃO

A estratigrafia levantada nos arredores da cidade de Santa Maria de Itabira, formada por uma sucessão psamo-pelitica com intercalações psefíticas, além de formações ferríferas, é correlacionável ao empilhamento que compõe a Sequência da Borda Leste do Espinhaço Meridional. Tal sequência

estateriana assenta-se sobre rochas do Complexo Arqueano Dona Rita e da, ainda informal, Unidade Quartzítica Serra da Pedra Branca, de idade orosiriana, além de granitos da Suíte Borrachudos. Rochas intrusivas representadas pela Suíte Pedro Lessa e diques de diabásio cortam todas as unidades citadas.

Dados estruturais mostram que esse conjunto de rochas foi desmembrado da Serra da Serpentina, no município de Santo Antônio do Rio Abaixo, a partir do desenvolvimento de um provável sistema transpressivo regional que compartimentou a região em blocos limitados por zonas de cisalhamento, representadas por rampas laterais e/ou oblíquas, caracterizando, assim, o pacote de rochas que aflora na região de Santa Maria de Itabira como um bloco alóctone.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem às empresas Terrativa Minerais S.A. e Manabi Holding S.A., pelo apoio logístico e financeiro. Os trabalhos receberam ainda apoio dos projetos Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Processo nº 472602/2009-8, e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Fundação Amazônia Paraense de Amparo à Pesquisa (FAPESPA) e VALE S.A., Processo nº CRA-RDP-00067-10.

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A. C., Peres, G. G., Cruz, S. C. P., Whittington, A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí – West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149(1-2), 43-63.
- Almeida, F. F. M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.
- Almeida-Abreu, P. A., Knauer, L. G., Hartmann, M. B., Santos, G. G. V., Guimarães, M. L. V., Abreu, F. R. de, Schrank, A., Pflug, R. (1989). Estratigrafia, faciologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Serro – Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, H 5/6, 857-873.
- Almeida-Abreu, P. A., Renger, F. E. (2002). Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(1), 1-14.
- Assis, L. C. (1982). *Estratigrafia, tectônica e potencialidade mineral das unidades pré-cambrianas da região do Serro, Minas Gerais (Quadricula de Mato Grosso)*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.
- Assis, L. C., Marini O. J. (1983). Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço-Minas. *II Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Anais, 361-375. Belo Horizonte: SBG.
- Babinski, M., Chemale, Jr., Van Schmus, W. R. (1995). Cronoestratigrafia do Supergrupo Minas e provável correlação de suas formações ferríferas com similares da África do Sul e Austrália. *Geochimica Brasiliensis*, 9(1), 33-46.
- Bartlett, W. L., Friedman, M., Logan, J. M. (1981). Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. *Tectonophysics*, 79(3-4), 255-277.
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Kawashita, K., Delhal, J. (1979). A Evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço – dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9(1), 71-85.
- Buick, I. S., Lana, C., Gregory, C. (2011). LA-ICP-MS and SHRIMP U/Pb age constraint on the timing of REE mineralisation associated with bushveld granites. *South African Journal of Geology*, 114(1), 1-14.
- Casas, A. M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K., Román-Berdiel, T. (2001). Analogue models of transpressive systems. *Journal of Structural Geology*, 23(5), 733-743.
- Chaves, M. L. S. C., Dussin, T. M., Sano, Y. (2000). The source of the Espinhaço diamonds: evidences from SHRIMP U-Pb zircon ages of the Sopa conglomerate and Pb-Pb zircon evaporation ages of metavolcanic rocks. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 265-269.
- Chemale Jr, F., Dussin, I. A., Alkmim, F. F., Martins, M. S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M. N. (2012). Unraveling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22(1), 200-206.
- Czeck, D. M., Hudleston, P. J. (2003). Testing models for obliquely plunging lineations in transpression: a natural example and theoretical discussion. *Journal of Structural Geology*, 25(6), 959-982.
- Dorr, J. V. N. (1969). Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey. Professional Paper*, 110:641.
- Dossin, I. A. (1994). *Evolution structurale de la région de l'Espinhaço meridional, bordure sud-est-du Craton São Francisco, Brésil – Tectoniques Superposées au Proterozoïque*. Tese (Doutorado). France: Université d'Orléans.
- Dossin, I. A., Dossin, T. M. (1995). Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3(1), 19-26.
- Dossin, T. M. (1985). *Geologia e geoquímica das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.
- Dossin, T. M., Duarte, P., Dossin, I. A. (2000). Registro da tectônica Brasileira na região de Guanhães (SE, Brasil): Deformação e metamorfismo das rochas de idade pós-Transamazônicas. *Geonomos*, 8(2), 55-59.
- Fernandes, M. L. S., Marciano, V. R. P. R. O., Oliveira, R. C., Correia Neves, J. M., Dilácio, M. V. (1994). Granitos Borrachudos: um exemplo de granitogênese anorogênica na porção central do Estado de Minas Gerais. *Geonomos*, 2(2), 23-29.
- Fossen, H., Tikoff, B. (1993). The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression – transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15(3-5), 413-422.

- Grossi-Sad, J. H., Chiodi Filho, C., Santos, J. F., Magalhães, J. M. M., Carelos, P. M. (1990). Geoquímica e origem da formação ferrífera do Grupo Guanhanês, Distrito de Guanhanês, MG, Brasil. *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 3, 1241-1253. Natal: SBG.
- Grossi-Sad, J. H., Mourão, M. A. A., Guimarães, M. L. V., Knauer, L. G. (1997). Geologia da Folha Conceição do Mato Dentro. In: J. H. Grossi-Sad, L. M. Lobato, A. C. Pedrosa-Soares, B. S. Soares-Filho (Eds.), *Projeto Espinhaço em CD-Rom (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte: COMIG, 2533-2693.
- Harland, W. B. (1971). Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, 108(1), 24-41.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1-2), 47-69.
- Jones, R. R., Holdsworth, R. E. (1998). Oblique simple shear in transpression zones. In: R. E. Holdsworth, R. A. Strachan, J. F. Dewey (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society of London, Special Publications*, 135, 35-40.
- Jones, R. R., Holdsworth, R. E., Bailey, W. (1997). Lateral extrusion in transpression zones; the importance of boundary conditions. *Journal of Structural Geology*, 19(9), 1201-1217.
- Jones, R. J., Holdsworth, R. E., Clegg, P., McCaffrey, K. J. W., Tavarnelli, E. (2004). Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*, 26(8), 1531-1548.
- Kaya, O., Ünay, E., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A., Pekdeğer, A., Mayda, S. (2004). Halitpasa Transpressive Zone: Implications for an Early Pliocene Compressional Phase in Central Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 1-13.
- Knauer, L. G. (1990). *Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. Dissertação (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas.
- Knauer, L. G. (2007). O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, 15(1), 81-90.
- Lana, C., Buick, I., Stevens, G., Rossouw, R., De Wet, W. (2011). 3230-3200 Ma post-orogenic extension and mid-crustal magmatism along the southeastern margin of the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Journal of Structural Geology*, 33(5), 844-858.
- Machado, N., Schrank, A., Abreu, F. R., Knauer, L. G., Almeida-Abreu, P. A. (1989). Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *V Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Anais, 171-174. Belo Horizonte: SBG.
- Noce, C. M., Pedrosa-Soares, A. C., Silva, L. C., Alkmim, F. F. (2007). O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15(1), 17-23.
- Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F. F., Tack, L., Noce, C. M., Babinski, M., Silva, L. C., Martins-Neto, M. A. (2008). Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. *Geological Society, Special Publications*, 294, 153-172.
- 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: SEME/COMIG.
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Alkmim, F. F., Silva, L. C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C. (2007). Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15(1), 1-16.
- Pflug, R. (1965). A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, Boletim, 226, 1-51.
- Pflug, R. (1968). Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, Notas Preliminares e Estudos, 142, 1-20.
- Renger, F. E., Knauer, L. G. (1995). Espinhaço – Quo vadis? (Onde está? – Aonde vai?) A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais. *Geonomos*, 3(1), 31-39.
- Robin, P. Y. F., Cruden, A. R. (1994). Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16(4), 447-466.
- Rolim, V. K., Rosiere, C. A. (2011). The Conceição do Mato Dentro Iron Formation Province in southeastern Brazil. *XI Biennial Meeting*, 927-929. Antofagasta: SGA.

- Romano, R., Lana, C., Alkmim, F. F., Stevens, G. (2013). Stabilisation of the Southern São Francisco Craton through a long lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, 224, 143-159.
- Sanderson, D. J., Marchini, W. R. D. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology* 6(5), 449-458.
- Silveira Braga, F. C. (2012). *A sequência Estateriana portadora de formação ferrífera do Grupo Serra da Serpentina na Serra do Morro Escuro, Santa Maria de Itabira, Minas Gerais, Brasil*. Dissertação (Mestrado). Belo Horizonte: Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon — a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35.
- Suppe, J. (1985). *Principles of Structural Geology*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall.
- Suppe, J., Medwedeff, D. A. (1990). Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83(3), 409-454.
- Tikoff, B., Greene, D. (1997). Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19(1), 29-39.
- Tikoff, B., Teyssier, C. (1994). Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16(11), 1575-1588.